

АТЛАС СНЕЖНО-ЛЕДОВЫХ РЕСУРСОВ МИРА

ТОМ II

2 КНИГА

МОСКВА 1997



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

INSTITUTE OF GEOGRAPHY

WORLD ATLAS OF SNOW AND ICE RESOURCES

VOLUME II

PART 2

MOSCOW 1997

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

АТЛАС
СНЕЖНО-ЛЕДОВЫХ РЕСУРСОВ МИРА

ТОМ II

2 КНИГА

МОСКВА 1997

1-2

Редакционная коллегия Атласа снежно-ледовых ресурсов мира

Главный редактор Атласа - В.М.Котляков, академик Российской Академии наук
Заместитель главного редактора Атласа - В.И.Кравцова, доктор географических наук
Ученый секретарь редколлегии Атласа - Н.Н.Дрейер, кандидат географических наук

Редакторы и кураторы разделов, кураторы регионов

Богданова Э.Г., кандидат географических наук, редактор раздела "Твердые осадки"

Виноградов О.Н., кандидат географических наук, редактор раздела "Морфология ледников", куратор по Антарктике, Российской Арктике и Кавказу

Геткер М.И., доктор географических наук, редактор раздела "Снежный покров"

Гросвальд М.Г., доктор географических наук, редактор раздела "Древнее оледенение", куратор по Канадскому Арктическому архипелагу, горным районам Запада США и Канады

Давидович Н.В., кандидат географических наук, редактор раздела "Климат нивально-гляциальной зоны"

Долгушин Л.Д., доктор географических наук, куратор по горным районам Центральной Азии

Дрейер Н.Н., кандидат географических наук, редактор раздела "Талый снеговой и ледниковый сток"

Дюнин А.К., доктор технических наук, редактор раздела "Прикладное снеговедение"

Зверкова Н.М., кандидат географических наук, куратор Вводной части

Копанев И.Д., доктор географических наук, редактор раздела "Климат зимнего периода"

Корейша М.М., доктор географических наук, редактор раздела "Подземные льды и наледи", куратор по Сибири и Дальнему Востоку

Корякин В.С., кандидат географических наук, редактор раздела "История исследований и гляциологическая изученность"

Кренке А.Н., доктор географических наук, редактор раздела "Режим ледников", куратор по Альпам, Южной Америке

Кучеренко Г.Н., редактор раздела "Физические карты"

Макаревич К.Г., кандидат географических наук, редактор раздела "Колебания ледников", куратор по Тянь-Шаню

Мягков С.М., доктор географических наук, редактор раздела "Снежные лавины"

Ревякин В.С., доктор географических наук, редактор раздела "Прикладное лавиноведение", куратор по Алтаю и Саянам

Серебрянный Л.Р., доктор географических наук, куратор по Исландии

Суслов В.Ф., кандидат географических наук, редактор раздела "Запасы льдов", куратор по Памиро-Алаю

Хромова Т.Е., кандидат географических наук, куратор карт Прикладной части

Чижов О.П., доктор географических наук, редактор раздела "Морские, озерные и речные льды", куратор по Гренландии и Аляске

При редколлегии постоянно работала группа картографов и гляциологов в составе Г.М.Варнаковой, Л.Н.Глебовой, А.М.Дьяковой, Г.И.Коноваловой, к.г.н. Г.Б.Осиповой, к.г.н. О.В.Рототаевой, Е.А.Тимофеевой, к.г.н. Л.П.Черновой.

На разных этапах в составе редколлегии принимали участие: академик Г.А.Авсюк, академик И.П.Герасимов, д.г.н. О.А.Дроздов, Ю.Я.Калацюк, к.г.н. Ю.Г.Кельнер, к.г.н. В.И.Корзун, д.г.н. Е.С.Короткевич, к.т.н. И.А.Кутузов, к.т.н. Н.Ф.Леонтьев, д.г.н. К.А.Салищев, к.г.н. Л.Р.Струзер, Т.Н.Шульга, д.г.н. П.А.Шумский, к.т.н. В.Р.Ященко.

Редакционная коллегия II тома

Ответственный редактор: акад. В.М.Котляков
Члены редколлегии: д.г.н. М.Г.Гросвальд,
к.г.н. Н.В.Давидович, к.г.н. Н.Н.Дрейер,
к.г.н. О.В.Рототаева

Подготовлено к печати при содействии Российского фонда фундаментальных исследований

© Институт географии РАН

О Г Л А В Л Е Н И Е

1 книга

Предисловие 9

Глава 1. Снежно-ледовые ресурсы (*В.М.Котляков, Н.Н.Дрейер*) 10
1.1. Роль снега и льда в природе и хозяйстве 10
1.2. Понятие о снежно-ледовых ресурсах и их компонентах 12
1.3. Гляциологическая изученность разных территорий 14
1.4. Гляциологическое районирование 16
1.5. Нивально-гляциальные системы 18

Глава 2. Картографирование снежно-ледовых явлений и процессов 20
2.1. Общие принципы составления гляциологических карт 20
2.1.1. Из истории гляциологического картографирования (*В.И.Кравцова*) 20
2.1.2. Принципы современного гляциологического картографирования (*В.И.Кравцова, Н.М.Зверкова*) 22
2.1.3. Картографирование конкретных объектов и полей гляциологических характеристик (*Н.М.Зверкова, В.И.Кравцова*) 23
2.1.4. Синтез качественных и количественных характеристик гляциологических явлений (*О.Н.Виноградов, Н.М.Зверкова, В.И.Кравцова*) 26
2.1.5. Особенности математического обоснования карт (*Н.А.Тимофеева*) 27
2.2. Использование космической информации 29
2.2.1. Оценка основных типов космических снимков как источников гляциологической информации (*В.И.Кравцова*) 29
2.2.2. Возможности использования космической информации для получения гляциологических характеристик (*В.И.Кравцова*) 32
2.2.3. Использование космических снимков для составления карт режима ледников Памира и Каракорума (*Л.В.Десинов, Г.А.Носенко*) 34
2.2.4. Гляциологический аэрокосмический мониторинг (*В.М.Котляков*) 41
2.3. Изображение контуров ледников на картах разных масштабов 42
2.3.1. Изображение контуров ледников на ранее изданных топографических и общегеографических картах (*В.И.Кравцова*) 42
2.3.2. Картографическая генерализация изображения контуров ледников на картах средних и мелких масштабов (*В.И.Кравцова, В.Г.Лосева*) 44
2.3.3. Региональные географические закономерности изображения ледниковых систем (*В.И.Кравцова, О.Н.Виноградов, Н.М.Зверкова*) 47
2.4. Принципы согласования карт Атласа 51
2.4.1. Согласование основных гляциологических характеристик (*Э.Г.Богданова, М.И.Геткер, Н.В.Давидович, Н.Н.Дрейер, А.Н.Кренке*) 51
2.4.2. Согласование картографического рисунка изображения (*В.И.Кравцова*) .. 53
2.5. Методы информационного анализа в гляциологическом картографировании (*Н.М.Зверкова*) 55
2.5.1. Информативность карт. Применение методов информационного анализа при работе над Атласом 55
2.5.2. Оценка точности карт 57

Глава 3. Климатические условия существования снега и льда 58
3.1. Методы расчета и картографирования климатических условий нивально-гляциальных систем на основе имеющейся метеорологической информации (*Н.В.Давидович, Э.Г.Богданова*) 58
3.1.1. Объем и полнота климатической информации, необходимость применения расчетных методов 59
3.1.2. Определение осадков разных видов 60
3.1.3. Определение температуры воздуха на границе питания ледников 64
3.1.4. Расчет и построение высотных зависимостей сумм положительных температур воздуха и общей продолжительности теплого периода 66
3.2. Климатические условия зоны постоянных морских льдов и покровного оледенения в Арктике (*Л.С.Петров, Н.Н.Брязгин, М.С.Маршунова*) 68
3.2.1. Радиационный режим и циркуляция атмосферы 69
3.2.2. Ветровой режим и снегоперенос 72
3.2.3. Режим температуры воздуха 73
3.2.4. Режим увлажнения 75
3.2.5. Современные колебания климата 77
3.3. Климатические условия зоны постоянных морских льдов и покровного оледенения в Антарктике (*Л.С.Петров, Н.Н.Брязгин, М.С.Маршунова*) 78
3.3.1. Радиационный режим и циркуляция атмосферы 80
3.3.2. Ветровой режим и снегоперенос 83
3.3.3. Режим температуры воздуха 84
3.3.4. Режим увлажнения 86

3.4. Климатические условия зон постоянных снежников и горных ледников в высокогорных областях внеполярных широт (*Н.В.Давидович, Э.Г.Богданова, А.П.Волошина*) 87
3.4.1. Термический режим холодного периода года 87
3.4.2. Термический режим теплого периода года 91
3.4.3. Радиационный и тепловой баланс поверхности нивально-гляциальной зоны в теплый период года 97
3.4.4. Режим увлажнения 100
3.5. Климатические условия зон временных нивально-гляциальных явлений на равнинах и предгорьях умеренных широт и субтропиков (*Н.А.Береснева, Э.Г.Богданова*) 108
3.5.1. Термический режим 108
3.5.2. Режим увлажнения 110

Глава 4. Сезонный снежный покров (*Н.Н.Геткер, Т.Э.Костяшкина*) 116
4.1. Использованная информация, способы обобщения и расчетов 116
4.2. Географические закономерности распределения максимальных снегозапасов ... 121
4.2.1. Распределение снегозапасов на равнинах 121
4.2.2. Распределение снегозапасов в горах 123
4.2.3. Средние многолетние даты накопления максимальных снегозапасов 136
4.2.4. Плотность сезонного снежного покрова 138
4.2.5. Межгодовая изменчивость максимальных снегозапасов 140
4.3. Режим снежного покрова 142
4.3.1. Число дней со снежным покровом 142
4.3.2. Даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова 147
4.4. Классификация горных систем земного шара по условиям снежности 152

Глава 5. Снежные лавины 156
5.1. Особенности серии лавинных карт в настоящем Атласе 156
5.1.1. Задачи картографирования лавин (*С.М.Мягков, Т.Г.Глазовская*) 156
5.1.2. Методы составления карт Атласа и дальнейшие пути обзорного картографирования лавин (*Т.Г.Глазовская, С.М.Мягков, В.Ф.Околов, Е.С.Троянина*) 158
5.1.3. Оценка достоверности карт, возможности и ограничения их использования (*Т.Г.Глазовская, С.М.Мягков*) 165
5.2. Распространение и региональные особенности лавин (*Т.Г.Глазовская, С.М.Мягков, Е.С.Троянина, В.Ф.Околов*) 166
5.2.1. Лавиноопасные районы 166
5.2.2. Геоморфологические особенности лавиноопасных районов 168
5.2.3. Географические особенности факторов лавинообразования 172
5.3. Проблемы обзорного картографирования и изучения географии лавин (*С.М.Мягков*). 176

Глава 6. Морфология ледников 178
6.1. Исходные материалы, способы расчета для карт Атласа (*О.Н.Виноградов, В.Н.Кравцова, Н.А.Тимофеева*) 178
6.2. Морфологическая классификация ледников (*О.Н.Виноградов, В.М.Котляков*) ... 180
6.2.1. Многообразие морфологических классификаций 180
6.2.2. Классификация, принятая в настоящем Атласе 182
6.3. Покровные ледники 185
6.3.1. Материковый ледниковый покров Антарктиды (*В.Г.Аверьянов*) 185
6.3.2. Островные ледниковые комплексы (*О.Н.Виноградов*) 191
6.4. Горно-покровные ледники (*В.С.Корякин*) 193
6.5. Горные ледники (*О.Н.Виноградов*) 195
6.5.1. Ледники долин. 195
6.5.2. Ледники склонов 196
6.5.3. Ледники вершин 197
6.6. Отражение морфологии ледников в рисунке их контуров и особенностей поверхности на картах (*В.Н.Кравцова*) 198

Глава 7. Режим и колебания ледников 202
7.1. Использованная информация и способы расчетов (*А.Н.Кренке, О.В.Рототаева*). . 202
7.1.1. Информация о режиме ледников 202
7.1.2. Информация о колебаниях ледников 204
7.2. Аккумуляция, абляция и баланс массы отдельных ледников 205
7.2.1. Глобальные, региональные и локальные закономерности интенсивности массообмена отдельных ледников (*А.Н.Кренке*) 205
7.2.2. Поля составляющих массообмена в пределах отдельных ледников (*А.Н.Кренке, В.М.Нейштут*) 209
7.2.3. Градиент внешнего массообмена. Энергия оледенения (*А.Н.Кренке, Л.П.Чернова*) 212
7.3. Поля высоты границы питания ледников 214
7.3.1. Методы определения высоты границы питания ледников и построения ее поля (*Н.Н.Зверкова, Л.П.Чернова*) 214

7.3.2. Глобальные закономерности поля высоты границы питания ледников (*А.Н.Кренке*) ... 216
7.3.3. Региональные закономерности поля высоты границы питания (*А.Н.Кренке*) ... 219
7.3.4. Соотношение климатического и орографического факторов оледенения (*А.Н.Кренке, Л.Н.Глебова, Н.М.Зверкова*) ... 221
7.4. Массообмен в ледниковых системах ... 224
7.4.1. Массообмен континентальных ледниковых покровов (О.П.Чижов) ... 224
7.4.2. Глобальные и региональные закономерности поля аккумуляции в ледниковых системах (*А.Н.Кренке*) ... 226
7.4.3. Особенности полей аккумуляции на высоте границы питания ледников в пределах горных и островных ледниковых систем (*А.Н.Кренке*) ... 230
7.4.4. Соотношение условий аккумуляции и абляции в существовании ледников (*А.Н.Кренке, Л.Н.Глебова, Н.М.Зверкова*) ... 233
7.4.5. Зоны льдообразования и их наборы (спектры) на ледниках и в ледниковых системах (*А.Б.Бахов*) ... 234
7.4.6. Роль аккумуляции и абляции в ледниковых системах в глобальном и частном влагооборотах (*А.Н.Кренке*) ... 238
7.4.7. Роль абляции в ледниковых системах в обороте тепла (*А.Н.Кренке*) .. 241
7.5. Изменения режима и вынужденные колебания ледников ... 243
7.5.1. Изменения режима континентальных ледниковых покровов - на примере Гренландии (*О.П.Чижов*) ... 243
7.5.2. Изменчивость аккумуляции и абляции ледников и их соотношение (*М.Б.Дюргеров, Г.И.Ольшанский*) ... 244
7.5.3. Современные изменения баланса массы ледников - амплитуда и преобладающее направление (*О.В.Рототаева, М.Б.Дюргеров, К.Г.Макаревич*) .. 247
7.5.4. Глобальные и региональные корреляции изменений высоты границы питания и массообмена ледников (*М.Б.Дюргеров, А.Н.Кренке, Л.Н.Шантыкова*) .. 253
7.5.5. Современные изменения положения концов ледников - амплитуда и преобладающее направление (*О.В.Рототаева, К.Г.Макаревич*) ... 256
7.6. Подвижки пульсирующих ледников (*Г.Б.Осипова, К.П.Рототаев*) ... 258
7.6.1. Пульсирующие ледники, их морфология и типы подвижек ... 258
7.6.2. Данные о частоте, размахе, характере и условиях подвижек ледников ... 261

2 книга

Глава 8. Подземные льды и наледи ... 9
8.1. Подземные льды (*М.М.Корейша, Б.И.Втюрин, Е.А.Втюрина*) ... 9
8.1.1. Использованная информация и способы расчетов ... 9
8.1.2. Генезис и условия развития подземных льдов ... 11
8.2. Наледи (*Б.Л.Соколов, М.М.Корейша*) ... 19
8.2.1. Исходная информация и методы расчета ... 19
8.2.2. Генезис и классификация наледей ... 20
8.2.3. Распространение наледей ... 23
8.2.4. Внутригодовые и многолетние изменения наледей ... 25
8.2.5. Долгопериодная эволюция наледей ... 28

Глава 9. Талый сток (*Н.Н.Дрейер, В.В.Куприянов, Б.Л.Соколов, И.Д.Цигельная*) ... 32
9.1. Исходные материалы, способы расчета и картографирования ... 33
9.2. Современное состояние ресурсов талого стока ... 37
9.2.1. Территория бывшего Советского Союза ... 38
9.2.2. Западная Европа ... 47
9.2.3. Азия (без территории бывшего СССР) ... 48
9.2.4. Северная Америка ... 50
9.2.5. Южная Америка ... 52

Глава 10. Речные и озерные льды (*Б.М.Гинзбург, Р.В.Донченко*) ... 54
10.1. Основные фазы ледового режима рек ... 54
10.2. Режим замерзания и вскрытия рек ... 57
10.2.1. Основные закономерности режима сроков замерзания и вскрытия рек ... 58
10.2.2. Типы процессов замерзания и вскрытия рек ... 61
10.3. Заторы и заторы льда на реках ... 62
10.4. Особенности режима замерзания и вскрытия озер и водохранилищ ... 66

Глава 11. Морские льды (*В.Ф.Захаров*) ... 68
11.1. Условия образования, нарастания и разрушения ... 69
11.2. Географическое распространение морских льдов ... 72
11.2.1. Льды Северного полушария ... 73
11.2.2. Льды Южного полушария ... 82

Глава 12. Запасы снега и льда ... 87
12.1. Исходная информация и способы расчета (*В.Ф.Суслов, О.Н.Виноградов, Т.М.Петрова*) ... 87

12.2. Закономерности распределения снега и льда 90
12.2.1. Сезонные снегозапасы (*Л.П.Чернова*) 90
12.2.2. Наледи (*М.М.Корейша*) 95
12.2.3. Запасы подземных льдов в многолетнемерзлых породах (*Б.И.Втюрин*) ... 96
12.2.4. Запасы снега и льда в ледниках (*О.Н.Виноградов, Т.В.Псарева, Л.П.Чернова*) 98
12.3. Рекомендации по использованию карт (*В.Ф.Суслов*) 102

Глава 13. Последнее оледенение плейстоцена (*М.Г.Гросвальд*) 104
13.1. Использованная информация, методика составления карт 105
13.2. Объединенные ледниковые покровы Северного полушария 106
13.2.1. Евразийский ледниковый покров 106
13.2.2. Северная Америка (без Кордильерского комплекса) 119
13.2.3. Арктический бассейн, Арктика в целом 123
13.2.4. Северотихоокеанская область 124
13.2.5. Полярные ледниковые системы Северного полушария 126
13.3. Антарктический ледниковый покров 127
13.4. Ледниковые комплексы горно-покровного типа 130
13.4.1. Тибетский горно-покровный комплекс 134
13.4.2. Патагонский и другие горно-покровные комплексы 139

Глава 14. Роль снега и льда в истории Земли (*М.Г.Гросвальд*) 140
14.1. Этапы роста оледенения и их климат 142
14.2. Механизм образования "морских" ледниковых щитов 149
14.3. Этапы деградации оледенения и их климат 150
14.4. О некоторых других глобальных эффектах изменений оледенения 152

Глава 15. Рациональное использование и регулирование снежно-ледовых ресурсов 155
15.1. Общие принципы и методы (*В.Г.Ходаков*) 155
15.2. Снежные мелиорации (*В.И.Сомова, А.М.Шульгин*) 161
15.3. Использование снега и льда на транспорте (*А.К.Дюнин*) 163
15.3.1. Снегоходный транспорт 163
15.3.2. Снежно-ледяные дороги 164
15.3.3. Ледяные переправы и основания 165
15.3.4. Снежно-ледяные взлетно-посадочные полосы 166
15.4. Снег и лед как строительный материал (*К.Ф.Войтковский*) 167
15.4.1. Опыт использования снега и льда в строительстве 168
15.4.2. Уплотнение и упрочение снега 170
15.4.3. Создание массивов льда и ледяных конструкций 171
15.4.4. Увеличение вязкости и прочности льда 173
15.5. Рекреационное освоение нивально-гляциальной зоны (*Ю.П.Супруненко*) 173
15.6. Перспективы использования снежно-ледовых ресурсов (*В.Г.Ходаков*) 179

Глава 16. Снежно-ледовые условия хозяйственной деятельности 183
16.1. Проблемы преодоления неблагоприятных и опасных природных явлений (*С.М.Мягков*) 183
16.2. Распространение неблагоприятных нивально-гляциальных процессов и явлений, меры защиты от них 185
16.2.1. Снеговые нагрузки (*Т.Э.Костяшкина, Е.М.Локтионова*) 185
16.2.2. Снежные заносы и метели (*А.К.Дюнин*) 189
16.2.3. Снежные лавины (*С.М.Мягков*) 194
16.2.4. Обвалы и подвижки ледников (*К.П.Рототаев*) 199
16.2.5. Гляциальные сели и водоснежные потоки (*В.Ф.Перов*) 202
16.2.6. Подземные льды и наледи (*М.М.Корейша, Б.Л.Соколов*) 209
16.2.7. Речные и озерные льды (*Р.В.Донченко*) 214
16.2.8. Морские льды (*В.Ф.Захаров*) 220
16.3. Районирование территории бывшего СССР по распространению неблагоприятных и опасных нивально-гляциальных явлений (*С.М.Мягков*) 226

Глава 17. Гляциологическая индикация и прогноз состояния и эволюции природной среды (*В.М.Котляков, А.Н.Кренке*) 229
17.1. Методы индикации по составу и свойствам льда 229
17.2. Методы индикации по структуре, морфологии и режиму элементов нивально-гляциальных систем 232
17.3. Методы индикации по геологическим следам снега и льда 233
17.4. Прогноз изменений гляциосферы Земли 236
17.5. Региональные и локальные гляциологические прогнозы 237
17.6. Гляциологический мониторинг и охрана природы в нивально-гляциальных областях 238
17.7. Опыт гляциологических прогнозов и управления 240

Заключение **241**
Литература **244**

Глава 8. ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

8.1. Подземные льды

8.1.1. Использованная информация и способы расчетов

Картографирование собственно подземных льдов началось сравнительно недавно (Втюрин, 1955; 1969; Шумский, 1959) - ранее оно велось одновременно с изучением мерзлых пород. Сведения, содержащиеся на составляемых в настоящее время картах, весьма неоднородны. Поэтому при картографировании подземных льдов в принятых для данного Атласа масштабах (1:7 500 000 - 1:40 000 000) учитывались зависимости между подземными льдами и условиями их развития: геологическими, геоморфологическими, геокриологическими и климатическими. Имеющиеся данные о подземных льдах в отдельных хорошо изученных ключевых районах экстраполировались и интерполировались по территории регионов с учетом однородности комплекса природных условий в пределах крупных элементов рельефа, ландшафтных и геокриологических зон и т.п. Конечно, такой метод картографирования приводит к большему осреднению значений льдистости пород по территории. Однако в мелком масштабе реальную пестроту распределения льда в мерзлой породе показать невозможно.

При оценке общей льдистости толщи многолетнемерзлых пород важно правильно выбрать значения средней толщины льдистого горизонта. Различают два вида льдистости: латентную - скрытую и эвидентную - видимую (Втюрин, 1975). При протаивании латентные подземные льды в основном остаются в грунте в виде связанной воды, а эвидентные переходят в категорию свободной гравитационной воды, т.е. первые не участвуют, а вторые участвуют в круговороте. Однако в зависимости от конкретных условий - состава и температуры пород, литологии, наличия или отсутствия водоносных горизонтов, типа подземных вод, глубины залегания от поверхности - латентные льды при протаивании могут частично переходить в категорию, характерную для эвидентных, и наоборот.

Задача количественного учета латентных льдов в больших массивах мерзлых пород пока не решена. Имеется довольно большое количество данных по влажности мерзлых пород массивной криогенной текстуры, т.е. пород с латентной льдистостью. Пересчет на количество латентного льда в этом случае несложен и методы разработаны (Мерзлотоведение, 1981).

Толщина горизонта многолетнемерзлых пород с эвидентной льдистостью зависит от многих факторов: состава и влажности породы до промерзания, гидрогеологических условий района, способа формирования мерзлой толщи (эпи- или сингенетического), истории ее развития. Она колеблется от одного до 60 м и более, при этом основная масса эвидентных льдов сосредоточена в верхнем 10-20-метровом горизонте многолетнемерзлых пород.

При составлении карт Атласа была принята средняя толщина расчетного горизонта 10 м, исходя из указанных выше и ряда других соображений: этот горизонт находится, во-первых, в сфере наиболее активной хозяйственной деятельности, во-вторых, в близких пределах лежит граница слоя с годовыми колебаниями температуры, в котором наиболее интенсивно идут процессы тепло- и массообмена и льдообразования - зона так называемого "активного криолитогенеза" (Попов, 1967). Если фактическая толщина льдистого горизонта многолетнемерзлых пород меньше 10 м, осреднялась льдистость по всему 10-метровому слою, если больше 10 м, то учитывалось среднее значение льдистости всего этого слоя.

Были приняты три градации объемной льдистости за счет эвидентных льдов: менее 20, 20-40 и более 40%. Поскольку максимальное значение принято без указания верхнего предела, возможно некоторое занижение общих запасов подземного льда.

Подземные льды многолетнемерзлых пород разделяют на текстуро- и залежеобразующие. Первые, представленные главным образом сегрегационным льдом, составляют основную массу. Здесь в полной мере оправдывается вывод, сделанный П.А.Шумским (1959б, с.327) о том, что "общее количество подземного льда различного происхождения обратно пропор-

ционально его концентрации в земной коре", т.е. чем крупнее залежи подземного льда того или иного типа, тем реже они встречаются, и наоборот.

Подобные крупные залежи, имеющие локальное распространение, можно картировать не только в крупном, но и среднем масштабе. Однако в масштабах, принятых для Атласа, целесообразно выделять ареалы их распространения, причем в наиболее изученных районах России: в Западной Сибири и на Чукотке показаны ареалы фактически выявленных и предполагаемых пластовых залежей подземного льда.

В настоящее время разработана методика определения макрольдистости многолетнемерзлых пород (за счет залежеобразующих подземных льдов), подсчета запасов и картографирования повторножильных льдов (Втюрин, 1969). На территорию бывшего СССР были составлены схематические мелкомасштабные карты объемной макрольдистости многолетнемерзлых пород за счет повторножильных льдов и подсчитаны их примерные запасы (Втюрин, 1975). Полученная величина - около 1000 км^3 - составляет лишь около 5% от общих запасов только эвидентных подземных льдов на этой территории (примерно 19 тыс.км^3). Если учесть, что на севере Евразии повторножильные льды развиты больше, чем в других районах Земли, то в целом, очевидно, их доля значительно меньше.

Значение повторножильных льдов в общем объеме подземных льдов Евразии закономерно возрастает к северу. Выделяются три крупных района, в которых макрольдистость многолетнемерзлых пород за счет этих льдов превышает 10%: север Западной Сибири, Центральная Якутия, приморские низменности Северной Якутии.

Несколько меньше роль пластовых залежей подземного льда. Однако в таких районах Северного полушария, как север Западной и Средней Сибири, низменные прибрежные участки Чукотки, север континентальной Канады, их запасы, по-видимому, сравнимы с запасами повторножильных льдов.

Проблема генезиса пластовых залежей подземного льда окончательно пока не решена. Первоначально дискуссия шла относительно того, какой тип внутригрунтового льдообразования - сегрегационный, инъекционный или смешанный инъекционно-сегрегационный-лежит в основе их формирования. Однако в последние годы развивается альтернативная ледниковая гипотеза (Соломатин, 1983). В качестве основных аргументов в ее пользу выдвигаются: тесная связь пластовых залежей льда с ледниковыми отложениями, наличие нарушений в условиях залегания пластовых залежей и вмещающих грунтов, рассматриваемых как результат движения ледника и др., особенности состава и строения льда пластовых залежей.

Однако известные в пределах низменностей разрезы погребенных ледниковых льдов не связаны с пространственными закономерностями условий их формирования и не поддаются выделению на картах мелкого и среднего масштаба. В горных районах массопос распространение погребенных ледниковых льдов в моренах современного оледенения можно оценить на картах среднего масштаба.

Совсем незначительна роль залежеобразующих погребенных первичноповерхностных льдов: озерных, речных, морских и т.д., поэтому выделить их на мелкомасштабных картах даже в виде ареалов не представляется возможным.

Таким образом, при определении общей льдистости многолетнемерзлых пород учитывались все текстурообразующие льды, повторножильные и крупные пластовые залежи подземного льда любого генезиса. В результате картографирования подземных льдов довольно четко выявились области их интенсивного развития и высокой - более 40% - объемной льдистости многолетнемерзлых пород. Это арктические прибрежные равнины Евразии и Северной Америки, Центральная Якутия и отдельные участки горных районов Северо-Востока, Забайкалья и гор Средней Азии.

Совершенно особую и многообразную группу подземных льдов составляют пещерные льды. В Атласе впервые для территории бывшего СССР составлена карта реального и потенциального распространения ледяных пещер, при этом широко использовались методы математического моделирования. С помощью гистограмм на ней показаны качественные и

количественные различия пещерных льдов разных районов. Выявлены районы наибольшего развития ледяных пещер: в равнинных областях -Приуралье (Башкирия) и север Архангельской области (Пинега), в горных - Кавказ, Крым, Карпаты и др.

Границы геокриологических зон, показывающие распространение многолетнемерзлых пород, районы развития пластовых залежей подземного льда, зональные границы распространения повторножильных льдов, геоизотермы достаточно точно отражают, в принятых масштабах, общие закономерности территориального изменения условий развития подземных льдов. Имеющиеся исходные материалы вполне удовлетворяют решению таких задач.

Мелкий масштаб карт и большая обобщенность оценок льдистости пород ограничивают область их практического применения. Вместе с тем они необходимы и достаточны для перспективной инженерно-геологической оценки многолетнемерзлых пород и районов их распространения, для составления карт устойчивости и потенциальной термокарстовой просадочности при хозяйственном освоении территорий и т.п.

8.1.2. Генезис и условия развития подземных льдов

Картографирование любого природного объекта немыслимо без его предварительного классифицирования. Систематикой подземных льдов занимались многие исследователи (Шумский, 1959б; Втюрин, 1975; Попов, 1967). Наиболее соответствуют задачам картографирования подземных льдов классификации П.А.Шумского и Б.И.Втюрина, по которым можно выделить генетические типы льда и их комплексы, определенные в своем развитии внешними условиями льдообразования. Выделение всего многообразия типов и видов подземного льда при картировании практически неосуществимо, поскольку они сочетаются в породах в самых разных, часто неизвестных соотношениях.

Наиболее распространены внутригрунтовые льды, которые присущи самой толще мерзлых пород и формируются вместе с ней за счет либо исходного запаса воды - первичные, либо попадания влаги в обезвоженную мерзлую или морозную породу - вторичные. Среди них наибольшие запасы создают текстурообразующие льды, определяющие особое - криогенное строение пород, в первую очередь их криогенную текстуру. Они формируются как из свободной, так и из связанной воды и по типу льдообразования делятся на цементные, сегрегационные и инъекционные, а также смешанные, например сегрегационно-цементные (атакситовые, базальные). Шире всего в природе распространены цементные льды, хотя по разнообразию проявления они и уступают сегрегационным. Цементные и инъекционные льды могут быть как первичными, так и вторичными внутригрунтовыми, а сегрегационный - исключительно первичный, "конституционный" (Шумский, 1959б). Лед-цемент, формирующий массивную криогенную текстуру, образуется в породах любого состава.

Сегрегационное льдообразование происходит в дисперсных породах, способных удерживать достаточное количество рыхлосвязанной воды (пылеватые и глинистые влажные породы). Скорость промерзания не должна быть выше критической для данных пород, иначе льдообразование пойдет по цементному типу. Сегрегационное льдообразование приводит к возникновению ледяных тел в виде линз, прослоек, прожилок - конституционных шлиров, которые образуют сегрегационно-шлировые криогенные текстуры.

В зависимости от продолжительности и интенсивности льдообразования ледяные тела этого типа различны по размерам, разрастаясь при особо благоприятных условиях до пластов толщиной несколько метров и протяжением на десятки и сотни метров. Поэтому граница между текстуро- и залежеобразующими льдами сегрегационного типа подчас условна, а переходы могут быть постепенными даже на протяжении нескольких метров по простиранию. В многолетнемерзлых породах слои льда толщиной до 0,3 м принято относить к текстурообразующим шлирам, свыше 0,3 м - к пластовым залежам подземного льда (Попов, 1967; Втюрин, 1969).

Льды инъекционного генезиса, возникающие при внедрении свободной воды под криогенным напором в механически ослабленные зоны: по контактам слоев, в первичных полостях и т.п., образуют самостоятельные ледяные включения как текстуро-, так и залежеобразу-

ющие. В отличие от сегрегационных залежеобразующих льдов они могут представлять собой не только пласты и линзы, но и вертикальные и наклонные штоки разнообразной, порою весьма сложной формы.

Из вторичных внутригрунтовых льдов наиболее распространены залежеобразующие повторножильные. Механизм образования повторножильных льдов вполне удовлетворительно объясняет контракционная теория, разработанная отечественными (В.А.Фигурин, А.А.Бунге, П.А.Шумский, А.И.Попов, Б.И.Достовалов и др.) и зарубежными (Е.Леффингвел,Р.Блэк, Р.Маккей и др.) исследователями. Ее сущность сводится к следующему. Мерзлые породы в результате резких колебаний температуры растрескиваются. Трещины проникают в многолетнемерзлые породы на глубину 5-6 м, заполняются водой,снегом,сублимационным льдом: формируется элементарная ледяная жила. Повторное растрескивание примерно по тем же ослабленным зонам с заполнением трещин льдом приводит к образованию повторных ледяных жил, достигающих больших размеров. Развитие повторножильных льдов приводит к формированию своеобразного жильно-полигонального рельефа.

В зависимости от того, идет ли растрескивание пород и образование повторножильного льда одновременно с осадконакоплением на поверхности, например в пойменных условиях, и соответствующим подъемом кровли многолетнемерзлых пород или при отсутствии осадконакопления и неизменном положении верхней границы пород, различают сингенетические и эпигенетические ледяные жилы.

В связи с большим разнообразием вещественного состава примесей и фазового состава воды, попадающей в морозобойные трещины, повторножильный лед имеет весьма сложное строение. Отличительная черта его текстуры - вертикальная или слабо наклонная слоистость, позволяющая легко отличать его от других видов подземного льда.

Размеры эпи- и сингенетических ледяных жил в многолетнемерзлых породах могут существенно различаться: при ширине соответственно 1-3 и 1-5 м характерная высота составляет 5-6 м у первых и до 50-60 м у последних. Расстояние между жилами, образующими чаще всего близкую к прямоугольной полигональную решетку, достигает обычно 10-30 м.

В настоящее время морозобойное растрескивание грунтов и рост ледяных жил наблюдается в районах распространения многолетнемерзлых пород с температурой -3^{o}C и ниже. Наиболее благоприятны для их образования тонкодисперсные и органогенные льдистые породы: аллювиальные, озерные, болотные, склоновые, водно-ледниковые, ледниковые и др. Геоморфологически это могут быть речные и озерные террасы, эандровые равнины, плоские водоразделы, пологие склоны и т.д.

На протяжении плейстоцена и голоцена геокриологические условия неоднократно и существенно изменялись. В отдельные эпохи условия морозобойного растрескивания и образования повторножильных льдов были более благоприятны. На картах Атласа учитывались как современные, так и древние, реликтовые, сохранившиеся от протаивания повторножильные льды, а южная граница их распространения нанесена по фактическим находкам.

Как уже отмечалось,погребенные первично-поверхностные льды - довольно редкое явление. Известны отдельные находки погребенных речных, озерных и морских льдов. Относительно часто встречаются погребенные снежники при интенсивной аккумуляции склоновых отложений (Корейша, 1962, 1974).

Закономерным и наиболее широко распространенным процессом погребения наземного льда служит консервация ледникового льда вытаивающей из него же внутренней мореной. По периферии современных и древних ледников объемы погребенных ледниковых льдов могут быть значительными. Однако длительное время они могут существовать только при наличии многолетнемерзлых пород (Романовский, Корейша, 1986). Мертвые ледниковые льды, судя по их следам в комплексе форм ледникового рельефа и отложений, были широко развиты на территории плейстоценовых оледенений (Асеев, 1974). В настоящее время имеется много сведений об отдельных находках погребенного ледникового льда на территории Западной и Средней Сибири и в других районах. Однако природные условия, необходимые для массового сохранения такого льда до сих пор не определены и его объемы не оценены.

При оценке суммарной льдистости многолетнемерзлых пород за счет всех видов подземных льдов необходимо учитывать, что по характеру формирования они делятся на эпигенетические и сингенетические. В первом случае промерзание следует за окончанием осадконакопления и диагенеза отложений в талом состоянии, чаще со значительным временным разрывом. Встречаются и случаи эпигенетического промерзания субаквальных отложений на начальных стадиях диагенеза, что приводит к значительному льдовыделению, формированию льдистых пород за счет текстурообразующих льдов и пластовых залежей (Корейша и др., 1981). При образовании сингенетических многолетнемерзлых пород промерзание опережает диагенез в талом состоянии и следует непосредственно за некоторым коротким периодом осадконакопления в талом состоянии (в пределах слоя сезонного оттаивания).

П.А.Шумский (1959б) вывел общую закономерность изменения содержания льда в породе: чем раньше происходит промерзание отложенного осадка и выше его дисперсность, тем больше в нем образуется льда и, соответственно, более значительные изменения испытывает мерзлая порода при оттаиваний. При прочих равных условиях сингенетическим многолетнемерзлым породам свойственны большие льдистость и разнообразие видов льда, более однородное его распределение по вертикали по сравнению с эпигенетическими.

Вторым ведущим фактором служит температура пород в зоне с нулевыми годовыми колебаниями, определяющая льдистость и разнообразие подземных льдов во время формирования сингенетических многолетнемерзлых пород. Если ее значения не выходят за пределы $0,0^{\circ}$ - $0,5^{\circ}C$, толще свойственен в основном лед-цемент даже при тонкодисперсном составе, локальный залежеобразующий сегрегационный и инъекционный лед на участках формирования бугров и площадей пучения. Если температура изменяется от -0,5 до $-3^{\circ}C$, для толщи характерны лед-цемент и сегрегационный текстурообразующий лед. При температуре ниже $-3^{\circ}C$ начинает формироваться повторножильный лед и, следовательно, увеличивается макрольдистость. Однако наиболее значительные изменения вызывает переход температуры через $-5^{\circ}C$: в сингенетической толще появляется горизонт с атакситовым и базальным льдом и соответствующей криогенной текстурой, широко развиты повторножильные льды и льдистость очень высока.

Данная зависимость, очевидно, имеет важное палеогеографическое значение. Изменение генетического состава подземных льдов и общей льдистости по вертикальному профилю сингенетических тонкодисперсных многолетнемерзлых пород позволяет определить не только последовательность потеплений и похолоданий, но и указать примерный диапазон изменений температуры пород в зоне с нулевыми годовыми колебаниями.

Эпигенетические мерзлые дисперсные отложения имеют наибольшую льдистость в верхней 10-30-метровой части разреза, с глубиной она обычно уменьшается. Однако в определенных гидрогеологических условиях, например при наличии в толще водоносных горизонтов, с глубиной, по мере приближения к последним фронта промерзания и образования залежей льда пластовой и линзовидной формы, сегрегационного и инъекционного генезиса, льдистость возрастает.

В соответствии с двумя способами формирования толщ многолетнемерзлых пород различают эпигенетический и сингенетический типы их криогенного строения, каждый из которых по характеру криогенной текстуры пород делится на два подтипа: массивный и шлировый. Первый характеризуется наличием в мерзлой толще лишь льда-цемента, а второй - льда-цемента и шлиров сегрегационного и инъекционного льда. По участию или неучастию в криогенном строении пород залежеобразующих льдов различают соответственно сложные и простые виды обоих типов и подтипов (Втюрин, 1975).

Наибольшую по глубине и площади льдистость имеют аллювиальные сингенетические мерзлые отложения в пределах зоны сплошного распространения многолетнемерзлых пород при их низких температурах. Общая объемная льдистость подобного "ледового комплекса" приморских низменностей Якутии и Новосибирских островов достигает 60-80% за счет текстурообразующих и повторножильных залежеобразующих льдов, а его толщина составляет 50 м и более.

Однако пространственные закономерности залегания подземных льдов вышесказанным далеко не исчерпываются. Вследствие недостаточности фактического материала на картах Атласа не удалось отразить распространение генетических комплексов подземных льдов. Тем не менее уже сейчас можно привести примеры парагенетических комплексов не только собственно подземных льдов, но и подземных и наземных (поверхностных) льдов, определенных в своем развитии сочетанием ряда механизмов льдообразования в разных природных условиях зоны многолетнемерзлых пород (Корейша, 1974, 1976, 1986).

Наибольшие масштабы и площади на низменностях Средней и Восточной Сибири, включая Новосибирские острова, имеет уже упоминавшийся "ледовый комплекс", состоящий из сингенетических повторножильных и текстурообразующих сегрегационных льдов в тонкодисперсных отложениях (рис.8.1), слагающий высокую аллювиально-озерную равнину или ее останцы и имеющий верхнеплейстоценовый возраст. Историческое развитие ледового



Рис.8.1.Ледовый комплекс. Индигирка, Воронцовский яр. Фото Т.Н.Каплиной

комплекса на значительной части территории его распространения сопровождалось перерывами вследствие климатических потеплений и локального развития термоденудации. Формирующиеся котловины термокарстовых озер, аласы, заполнялись термокарстовыми и озерными отложениями, в которых при последующем промерзании формировались повторножильные и текстурообразующие льды близкого к ледовому комплексу облика, но с меньшей общей льдистостью и размерами ледяных жил (рис.8.2).



Рис.8.2. Схема строения ледового комплекса на о.Б.Ляховском, по Н.Н.Романовскому . 1 - повторножильные льды в супесчано-суглинистых отложениях основной поверхности едомы , 2 - повторножильные льды в суглинистых отложениях аласа, 3 - погребенные оторфованные почвенные горизонты, 4 - термокарстовые отложения, выполняющие псевдоморфозы по повторножильным льдам, 5 - отложения,вмещающие псевдоморфозы

В поймах крупных и средних рек приморских низменностей Якутии, на севере Западной и Средней Сибири, на Чукотке в настоящее время идет сингенетическое формирование комплекса повторножильных и текстурообразующих льдов. В течение всего голоцена (средний возраст поймы) его толщина достигла 4-5 м при ширине ледяных жил до 1 м, иногда и более. Общая льдистость близка к южным вариантам ледового комплекса (Каплина и др., 1978). Во всех перечисленных случаях развития комплекса повторножильных и текстурообразующих льдов они сопровождаются пещерно-жильными, заполняющими полости в частично и локально протаивавших породах.

На ранних стадиях промерзания подозерных таликов как в пределах распространения ледового комплекса, так и вне его, преимущественно в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, происходит рост многолетних бугров пучения - гидролакколитов, высотой 10-30 м при поперечнике до 100 м и более. В ядре этих бугров залегают линзы инъекционного льда толщиной до 5-6 м и более, а также линзы льдистой породы, насыщенной текстурообразующим сегрегационным и инъекционным льдом. Возраст бугров различен - от относительно древних, голоценовых, до современных, растущих в настоящее время.

Пологие склоны в пределах плоскогорий и мелкогорий, сложенные с поверхности тонкодисперсными делювиально-солифлюкционными и пролювиальными отложениями в тех же геокриологических условиях, что и при формировании ледового комплекса низменностей, характеризуются сочетанием повторножильных и сегрегационных льдов, но общая льдистость и размеры ледяных жил здесь значительно меньше: высота до нескольких метров, ширина до 1 м. Часто ледяные жилы изогнуты вниз по склону, что связано с самим механизмом осадконакопления склоновых отложений при сингенезе.

При переходе от пологих склонов мелкогорий и плоскогорий к более крутым в среднегорьях и альпикотипных высокогорьях (хр.Верхоянский, горная система Черского, горы Сунтар-Хаята, Становое нагорье) меняется состав склоновых отложений. Здесь развиты преимущественно крупнозернистые породы: гравийно-галечниковые, дресвяно-щебнистые, валунники и т.п., на поверхность выходят коренные скальные породы разного состава. Повторножильные льды здесь встречаются редко, имеют незначительные размеры, чаще эпигенетический характер формирования. В комплексе подземных льдов большее значение приобретает гольцовый лед, заполняющий поры породы, иногда с образованием базальной криогенной текстуры, т.е. отдельные частицы, обломки породы взвешены во льду. Трещины коренных пород, в особенности верхнего выветрелого горизонта, заполнены жильным льдом, полости - пещерно-жильным. В элювии и корах выветривания на водоразделах в тонкодисперсном заполнителе грубообломочных пород формируются сегрегационные льды.

В долинах малых и средних рек горных районов, в межгорных впадинах, где с поверхности залегает преимущественно гравийно-галечниковый и песчаный аллювий и неотсортированные ледниковые отложения, комплекс подземных льдов содержит повторножильные и сегрегационные, но только на отдельных участках, сложенных с поверхности тонкодисперсными и заторфованными отложениями. Здесь подземное льдообразование обеспечивается подземными, в том числе грунтовыми водами, т.е. тем же источником питания, что и наледи. На ледяных полянах формируется парагенетический комплекс подземных и наледных льдов (Корейша, 1969). Непосредственно под наледями подземных вод в наледном, пойменном и русловом аллювии ежегодно формируются горизонты, линзы инъекционных льдов, толщиной до 1-2 м, часто соизмеримые по общему объему с собственно наледным льдом и сохраняющиеся более длительный, многолетний период. Если бо́льшая часть наледного льда летом стаивает, то подземные льды наледных полян только частично переходят в сток в течение одного года, т.е. их регулирующая роль в поверхностном и подземном стоке различна.

На выходах источников подземных вод и в пределах замкнутых долинных несквозных таликов формируются сезонные бугры пучения. В границах наледи это преимущественно

ледяные бугры, а по ее периферии, на наледной поляне, свободной от льда на поверхности - грунтовые с ледяным ядром. Размеры таких бугров достигают 2-5 м и более в высоту при ширине до 30-50 м. Линзы инъекционного льда в их ядре достигают аналогичных размеров.

В горных районах области развития многолетнемерзлых пород, где развито современное оледенение и широко распространены многолетние снежники, известны два основных парагенетических комплекса подземных и наземных (поверхностных) льдов. Первый из них связан с единым склоновым, гравитационным процессом, действующим от областей питания ледников, где в аккумуляции принимают прямое участие лавины, до расположенных ниже участков морен, террас разного происхождения, где лавинные снежники, обогащенные склоновыми отложениями, формируют на многолетнемерзлом субстрате своеобразные ледово-каменные брекчии. При систематическом, часто ежегодном отложении каменного материала вместе с лавинным снегом, сохраняющимся в течение лета или после таяния образующим поровый конжеляционный лед в подстилающих породах, идет сингенетический процесс формирования льдистых многолетнемерзлых пород (Корейша, 1962). В толще грубообломочных склоновых отложений за счет описанного выше систематического процесса и при разовых обвально-осыпных процессах сохраняются линзы погребенного снежникового льда толщиной до 3-10 м, а при преобладании минеральной составляющей - горизонты с инфильтрационным и конжеляционным льдом в порах и полостях. Ниже (или южнее), где лавинные снежники за лето полностью стаивают, остаются только склоновые отложения с гольцовым конжеляционным льдом, формирующимся при инфильтрации талых вод в породу. В этом случае лавинный процесс сохраняет за собой только функции одного из агентов аккумуляции.

Второй парагенетический комплекс определен процессом моренообразования (Романовский, Корейша, 1986). При континентальном и холодном полярном климате под ледниками при их относительно малой толщине и низкой температуре льда залегают многолетнемерзлые породы и формируется изначально мерзлая донная морена, которая при выходе на поверхность в виде боковых и конечных морен содержит большие объемы ледникового льда (рис.8.3). Отчленяющиеся от ледника неподвижные блоки мертвого льда, погребенного



Рис.8.3. Погребенный ледниковый лед. Конечная морена ледника Большой Мус-Хая (№ 32) в горах Сунтар-Хаята. Фото М.М.Корейши

собственной мореной, сохраняются в мерзлом состоянии длительное время. В горных районах, например в Становом нагорье, известны находки погребенных ледниковых льдов верхнеплейстоценового возраста. Данный процесс представляет собой случай наиболее "чистого" сингенеза, осадконакопление во времени совпадает с промерзанием, точнее не выходит за его пределы. Однако за счет динамометаморфизма и в холодных ледниках мореносодержащие слои льда подвергаются локальному таянию, например по надвигам,о чем свидетельствует сохранение в погребенных ледниковых блоках режеляционных линз (голубых лент) и т.п.

В условиях переходного ледникового климата от континентального к морскому, например на Шпицбергене (Оледенение Шпицбергена, 1975), под ледником могут быть и талые и мерзлые породы, соответственно конечные и боковые морены могут быть как изначально мерзлыми, так и изначально талыми. Выходя на поверхность в область многолетнемерзлых пород, последние промерзают и в них формируются конституционные подземные льды: сегрегационные, инъекционные, лед-цемент.

Особым случаем подземного льдообразования служат так называемые пластовые комплексы залеже- и текстурообразующих подземных льдов в морских и ледниково-морских отложениях районов верхнеплейстоценовых и более древних трансгрессий (Корейша и др., 1981; Дубиков и др., 1986). Они широко распространены на полуостровах Ямал и Гыдан, встречаются на Таймырской низменности, в низовьях р.Анадырь и в других местах по побережьям Арктических морей (рис.8.4).

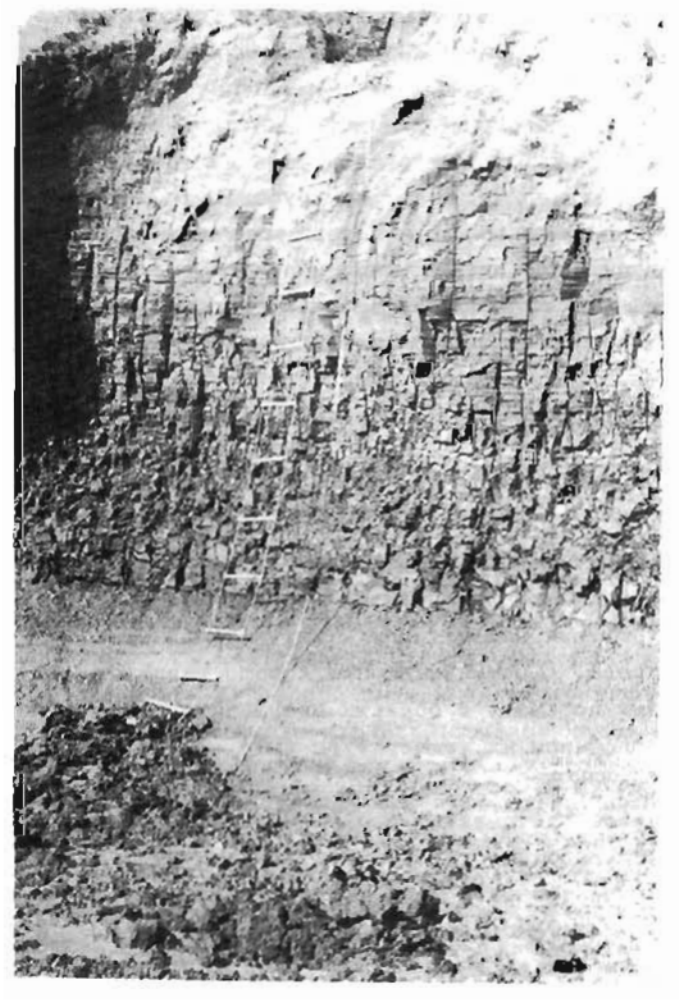


Рис.8.4. Комплекс текстурообразующих и пластовых льдов. Оз.Ней-то на п-ве Ямал.Фото Г.И.Дубикова

Сочетание текстурообразующих и залежеобразующих льдов часто весьма сложно. Наиболее крупные скопления подземных льдов этого типа встречаются на Ямале, где они приурочены к хорошо выдержанным по простиранию горизонтам льдистых глинистых осадков. Льдистая толща пород с крупными залежами подземного льда измеряется по простиранию сотнями метров, иногда километрами, при общей толщине льдистого горизонта до 30-50 м. Отдельные залежи льда также достигают сотен метров по простиранию при толщине до 10-20 м и более. Подошва пластов льда чаще всего горизонтальна, кровля иногда параллельна подошве, иногда не выдержана, представляет собой ряд отдельных куполов.Встречаются и деформированные залежи сложной, неправильной формы.

Основная масса подземных льдов данных комплексов связана с промерзанием переувлажненных отложений на ранних стадиях диагенеза водных осадков, они гетерогенны, формировались при чередовании процессов сегрегации, инъекции и замерзания свободных диагенетических вод. Имеются сведения о подземных (может быть,точнее подводных) льдах в отложениях шельфа

Арктических морей, как современных, так и реликтовых, в сочетании с низкотемпературными засоленными, но немерзлыми осадками.

Важен вопрос об оценке подземных льдов, в особенности залежеобразующих пластовых и повторножильных, в том случае, когда они выходят на поверхность. Берега морей Северного Ледовитого океана, включая Новосибирские о-ва, на протяжении многих километров сложены породами ледового комплекса, по берегам озер и рек в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород также наблюдаются подмываемые обрывы террас с выходами на поверхность повторножильных и пластовых льдов. Очевидно, по положению эти льды уже нельзя относить к подземным, они подвергаются интенсивной абляции процессами термоабразии, термоэрозии и термокарста (в общем смысле - термоденудации). Скорость отступания берегов морей, рек и озер за счет разрушения льдистой толщи пород измеряется первыми метрами в год, максимальные значения достигают 10-20 м/год.В естественных условиях периоды интенсивной термоденудации сменяются консервацией подземного льда вмещавшими их отложениями. Наши сравнительные оценки объемов термоденудации и объемов растущих при сингенезе повторножильных и сегрегационных льдов в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород показали, что первые существенно меньше вторых, т.е. в естественных условиях рост подземных льдов на больших площадях в условиях аккумулятивных равнин существенно превышает абляцию, приуроченную главным образом к отдельным узким береговым уступам. В зоне прерывистого и островного распространения многолетнемерзлых пород масштабы термоденудации, вероятно, превосходят объем формирующегося льда при малой площади развития сингенетических пород, но сами значения объемов растущего и деградирующего подземного льда при малых значениях льдистости отложений несоизмеримо малы по сравнению с зоной сплошного распространения.

Чтобы оценить возможные изменения в развитии подземных льдов при заданном потеплении или похолодании климата на 2-3°, необходимо выделить следующие их последствия: 1) изменение комплекса генетических типов подземного льда, формирующихся в многолетнемерзлых породах при данных условиях, 2) сохранение типов подземных льдов, не свойственных складывающимся климатическим условиям при потеплении, и отсутствие соответствующих сложившимся условиям при похолодании, то и другое за счет тепловой инерции мерзлых пород, 3) развитие или деградация подземных льдов вследствие изменения условий на поверхности (растительного и снежного покрова, режима поверхностных вод).

Первое следствие сравнительно легко оценить по тем критическим зональным температурным пределам, о которых шла речь выше.

Второе следствие зависит от зоны многолетнемерзлых пород. В зоне их сплошного распространения при средних годовых температурах пород -5°С и ниже потепление на 2-3° не приведет к их деградации, а условия сохранения подземных льдов коренным образом не изменятся, хотя и будут менее благоприятными из-за развития термокарста при увеличении глубины протаивания. Последнее будет наибольшим в песчаных малольдистых породах при слабо развитом растительном покрове, а наименьшим при хорошо развитом мохово-торфяном покрове на льдистых глинистых породах. В области прерывистого и островного распространения многолетнемерзлых пород при их температуре выше -2, -3°С потепление приведет к постепенной деградации пород и, соответственно, подземных льдов практически на всей территории. Однако полное протаивание верхнего льдистого горизонта и тем более всей толщи многолетнемерзлых пород потребует длительного периода устойчивого потепления вследствие их инерции на тепловое воздействие, связанной со многими причинами, в том числе и льдистостью. При температуре пород между -2 и -5°С последствия потепления будут, очевидно, средние, т.е. участки, где будут идти процессы, характерные для первого или второго случая, будут чередоваться.

Похолодание на 2-3°, очевидно, не вызовет существенных структурных изменений в зоне многолетнемерзлых пород с температурой ниже -5°С, рост и развитие повторножиль-

ных, сегрегационных, инъекционных и других видов подземного льда станут лишь более интенсивными. В более теплых южных зонах это похолодание приведет к соответствующему смещению границ зон, в связи с чем усилятся и все процессы подземного льдообразования.

Изменение условий на поверхности, сопровождающее потепление или похолодание (третье следствие), может сильно трансформировать характер развития и деградации подземных льдов. В одних случаях оно будет действовать в том же направлении, что и климатический тренд, усиливая его воздействие, а в других - в противоположном, ослабляя его.

Например, потепление там, где по условиям обводнения и рельефа будет идти заболачивание, а затем и рост торфяников, может привести к сохранению и даже новообразованию многолетнемерзлых пород и подземных льдов, поскольку торфяной слой резко уменьшает глубину сезонного протаивания и понижает температуру пород на 2-3^{o} по сравнению с участками, где на поверхность выходят незаторфованные породы и нет мохового покрова. Потепление, сопровождающееся увеличением площади поверхностных водоемов в условиях затрудненного стока, приведет к широкому и интенсивному развитию термокарста, деградации многолетнемерзлых пород и подземных льдов не только в южных зонах, но и в северной, где температура пород ниже -5^{o}С. Естественный дренаж поверхности, спуск и осушение озер, даже при потеплении, в северной зоне может привести к промерзанию подозерных таликов и формированию текстуро- и залежеобразующих сегрегационных и инъекционных льдов.

Трансгрессии морских бассейнов при потеплении климата приводят к субаквальной деградации мерзлых пород и подземных льдов повсеместно на больших площадях. Реликтовые толщи многолетнемерзлых пород могут сохраняться в донных отложениях довольно длительное время при температуре морских вод ниже точки таяния пресных подземных льдов.

Таким образом, прогноз развития и деградации подземных льдов при колебаниях климата нуждается в параллельном прогнозе развития всего комплекса природных условий, включая рельеф, условия осадконакопления, ландшафт. Существование подземных льдов определяется теплообменом на поверхности, масштабы изменения которого за счет региональных и локальных изменений соизмеримы по степени воздействия на многолетнемерзлые породы с общими климатическими сдвигами.

8.2. Наледи

8.2.1. Исходная информация и методы расчета

В настоящем Атласе приведены количественные данные только о наледях подземных и речных вод, поскольку сведения о наледях других типов весьма ограничены. Несмотря на более чем столетнюю историю изучения, наледи сравнительно мало исследованы. Полный каталог наледей подземных вод имеется только для территории Северо-Востока бывшего СССР. Он составлен А.С.Симаковым и З.Г.Шильниковой в 1958 г. преимущественно по материалам аэрофотосъемок и данных наземных экспедиционных обследований. В последние годы активизировались исследования в зоне Байкало-Амурской железнодорожной магистрали: уже изданы три выпуска Каталога наледей зоны БАМ (1980, 1981, 1982), составленных по материалам специальных аэрофотосъемок, завершается работа над четвертым. Кроме того, составлен каталог наледей подземных вод в 10-километровой полосе вдоль трассы БАМ, для остальной территории имеются лишь отрывочные сведения. Данные о речных наледях получены в результате наблюдений в 1976-1984 гг. в 94 пунктах зоны БАМ и 14 пунктах на Северо-Востоке бывшего СССР, а также расчетными методами. Вся эта информация использована при составлении карт наледей в настоящем Атласе.

На карте наледей на территории бывшего СССР (см.с.76 в I томе Атласа) границы наледных областей и районов, их названия приняты в соответствии с районированием В.Р.Алексеева (1974). В большинстве случаев данные имеются лишь для части этих об-

ластей и районов, а для неизученных территорий характеристики наледей получены путем интерполяции и экстраполяции их значений с учетом природных условий наледеобразования. Правомерность картографирования характеристик наледей как дискретных гляциологических объектов основана на том, что их значения на определенном уровне осреднения представляют непрерывные поля, плавно изменяясь по территории в соответствии с изменением природных факторов.

Для наледей подземных вод использованы следующие характеристики: площадь региона F, число N и суммарная площадь $\sum_i^N F_{н_i}$ наледей в регионе, относительная наледность $K_н$, удельная площадь региона, т.е. площадь территории, приходящаяся на одну наледь $F_{уд}$, суммарный объем наледей в регионе $\sum_i^N \omega_i$, слой наледных вод $h_н$, средние площадь $\overline{F}_н$, толщина $\overline{H}_н$ и объем $\overline{W}_н$ наледей в регионе. При отсутствии данных об одной или нескольких из перечисленных характеристик они вычислены по данным о других.

При построении региональных карт наледей Северо-Востока России и Забайкалья (см. с.161 и 165 в I томе Атласа) по данным имеющихся каталогов значения $h_н$ рассчитаны для трапеций градусной сетки со стороной в 1° по формуле (Соколов, Саркисян, 1981) $h_н = \frac{1}{F_т} \sum_i^N \alpha F_i^n$, где $h_н$ - в мм слоя воды, F_i - площадь, $м^2$, каждой из N наледей в пределах трапеции площадью $f_т$, $км^2$, α и n - региональные параметры, значения которых определены по специальной таблице.

Если наледи располагались не на всей площади трапеции, а только на ее части, то значение $f_т$ численно равно последней. Объем наледи, расположенной в двух соседних трапециях, распределен между ними пропорционально частям площади наледного массива.

Запасы воды в ледяном покрове рек $h_л$, состоящие в среднем на 65% из запасов в речных наледях и на 35% в собственно речном льду, рассчитаны по формуле (Соколов, Черная, 1981) $h_л = \frac{0,\theta}{F_б} \sum_i^N [n l B H_{лп} V(L) P_т]_i$, где $h_л$ - в мм слоя воды, n и l - соответственно число и длина равноудаленных от истоков i-тых участков русловой сети, B - средняя ширина реки в начале ледостава, $H_{лп}$ - средняя толщина ледяного покрова в конце зимы на i-том участке, V - отношение ширины ледяного покрова в конце зимы на реках с наледями к B, L - длина реки, $P_т$ - вероятность (частота) образования наледи на случайно выбранном участке реки в бассейне, $F_б$ - площадь бассейна. Параметры определены для 500 речных бассейнов. Суммарный объем речных наледей вычислен также по этому уравнению.

Толщина речных наледей $H_{рн}$ определена по выражению, обобщающему все имеющиеся материалы наблюдений в разных районах криолитозоны: $H_{рн} = \frac{0,693}{L^{0,444}}$, здесь $H_{рн}$ - в см, L - в км.

Внутригодовая и многолетняя динамика наледей подземных вод оценена по данным наблюдений за формированием, стаиванием и разрушением более 50 наледных массивов, расположенных в разных районах криолитозоны, в том числе за рубежом - в Канаде, Монголии. Режимные наблюдения проведены на наледях площадью от 0,01 до 10 $км^2$.

8.2.2. Генезис и классификация наледей

Наледь - слоистый ледяной массив на поверхности земли, льда или инженерных сооружений, образовавшийся при замерзании периодически изливающихся природных или техногенных вод (Гляциологический словарь, 1984).

Наледи классифицируют по разным признакам: типу наледеобразующих вод, формам и размерам наледных массивов, местам их образования, продолжительности формирования и т.п. Классификация наледей по размерам приведена в табл.8.1. Здесь численные значения площади заданы, а толщины и объема получены осреднением по большой совокупности наледных массивов. В действительности связь между морфометрическими характеристиками наледей не однозначна, а носит статистический характер из-за особенностей морфологии наледных полян. Поэтому действительные значения этих характеристик могут несколько отклоняться от средних, приведенных в табл.8.1 (Соколов, 1975). Например, в узких горных долинах толщина, а, следовательно, и объем наледей в конце зимы может быть в 1,5-2 раза больше, а на широких и плоских днищах долин во столько же раз меньше указанных значений.

Самая большая наледь в России и, видимо, на земном шаре - Большая Момская наледь (Момский Улахан-Тарын) - расположена в долине р.Момы, правого притока р.Индигирки. Ее площадь в конце каждой зимы превышает 80 км^2, а объем 200 млн м^3.

Таблица 8.1

Классификация наледей по размерам

Категория	Наименование размера наледей	Площадь, м^2	Средняя толщина, м	Объем, м^3
I	Очень малые	$< 1 \cdot 10^3$	< 0,78	$< 0,78 \cdot 10^3$
II	Малые	$1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^4$	0,78 - 1,00	$0,78 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^4$
III	Средние	$1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^5$	1,00 - 1,32	$1,10^4 - 1,32 \cdot 10^5$
IV	Большие	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$	1,32 - 1,75	$1,32 \cdot 10^5 - 1,75 \cdot 10^6$
V	Очень большие	$1 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^7$	1,75 - 2,40	$1,75 \cdot 10^6 - 2,40 \cdot 10^7$
VI	Гигантские	$> 1 \cdot 10^7$	> 2,40	$> 2,40 \cdot 10^7$

Общепринятая генетическая классификация наледей еще не разработана, так как в подавляющем большинстве случаев они формируются взаимосвязанными природными водами разных типов. Пока не выработаны количественные критерии отнесения наледей к тому или иному типу наледеобразующих вод. Кроме того, еще недостаточно четко типизированы подземные воды криолитозоны, которые в большинстве случаев взаимосвязаны, динамичны во времени, часто замещают друг друга и вместе с речными водами представляют единую гидродинамическую систему.

Поясним сказанное следующими примерами. В формировании наледей практически всех типов участвует снег (зимой) и талые снеговые воды (весной), их доля может достигать 30-50%. Наледи на реках (на речном льду) формируются не только речными, но и грунтовыми водами. В свою очередь зимний речной сток сформирован подземными водами, поэтому выделение наледей речных вод по крайней мере неопределенно. Наледи ниже ледников питаются не только ледниковыми, но и подземными водами. В составе озерных вод, формирующих наледи соответствующего вида, содержатся над- и подмерзлотные подземные воды и т.д.

Первую генетическую классификацию предложил Н.И.Толстихин (1932), выделив наледи речных, подземных (над-, меж- и подмерзлотных) - ключевые и грунтовые и смешанных (речных и подземных) вод. Авторы последующих классификаций предполагали, что каждому типу наледеобразующих вод соответствует собственный механизм наледеобразования, условия залегания льда, его морфологические особенности и другие генетические признаки. В табл.8.2 приведена одна из последних классификаций, которая отражает некоторую осредненную позицию большинства исследователей.

Общим для всех наледей служит дискретность их развития - отдельными порциями наледеобразующих вод. Слоистая структура преимущественно конжеляционного льда отличает их от других гляциологических объектов. Для возникновения и дальнейшего развития наледи необходим источник воды и условия, приводящие к периодическому появлению водной массы на каком-либо твердом основании. При отсутствии одной из этих причин наледь не образуется.

Наледные явления наблюдаются преимущественно в пределах распространения многолетнемерзлых горных пород, занимающих 47% территории бывшего СССР и 25% суши земного шара. На всей этой территории многолетнее промерзание исключает из влагооборота значительную часть горных пород верхнего гидродинамического этажа. На определенной стадии водного режима объем подземных вод оказывается больше того объема, который могут вместить талые горные породы в толще многолетней мерзлоты. В связи с этим неизбежен выход части вод на дневную поверхность с последующим образованием наледей.

Таблица 8.2

Классификация наледей по источникам питания (Романовский, 1983)

Тип наледи	Виды наледи
Поверхностных вод - гидрогенный	речных вод вод ручьев озерных вод морских вод снеговых (талых снеговых) вод ледниковых (талых ледниковых) вод
Подземных вод - гидрогеогенный	верховодки и вод сезонно талого слоя грунтовых вод (вод грунтово-фильтрационных таликов сквозных и несквозных) подземных напорных вод глубокого (часто подмерзлотного) стока смешанных подземных вод (грунтовых вод и вод глубокого стока)
Смешанных поверхностных и подземных вод - гетерогенный	озерных вод и подземных вод глубокого стока озерных и грунтовых вод речных и грунтовых вод речных, грунтовых вод и вод глубокого стока

Наледи необходимо рассматривать как элемент ландшафта районов с суровыми климатическими условиями. Сложный комплекс прямых и обратных связей наледей с природной средой свидетельствует о том, что они служат одновременно и следствием и причиной гидрогеотермических процессов. По существу наледи - особая форма оледенения Земли, носящего преимущественно сезонный характер.

Причина образования наледей речных вод заключается в возникающей в определенных условиях неспособности речного русла подо льдом пропустить воду, поступающую с вышележащих участков реки. В результате возникает добавочный гидравлический напор, при котором пьезометрический уровень превышает верхнюю поверхность ледяного покрова. Это может быть обусловлено перегрузкой льда снегом, стеснением живого сечения потока при нарастании льда снизу и при эпизодических повышениях расхода воды. Речной поток и ледяной покров представляют собой саморегулирующуюся систему, в которой пропускная способность русла восстанавливается за счет прогиба ледяного покрова под действием его пластической деформации (Чижов, 1982). При этом величина добавочного напора в любой момент времени соответствует состоянию равновесия этой системы. Время и место возникновения наледи речных вод определяется появлением отверстий в ледяном покрове, через которые вода изливается на поверхность льда и формирует наледь. Такие отверстия возникают в виде термических трещин, трещин при изгибе ледяного покрова под действием напора, просачивания воды через грунт у береговой линии, в результате человеческой деятельности. Наледи речных вод могут быть приурочены также к местам концентрированных выходов грунтовых вод в русло реки и растекания воды из береговых источников по поверхности ледяного покрова.

Среди наледей поверхностных вод наименее изучены наледи на льду озер и морей, несмотря на их широкое распространение. Чаще всего их образование связано с деформациями озерного и морского ледяных покровов, вызванными термическим расширением льда при резких потеплениях. Так, при повышении температуры воздуха на 10° расширение льда в самом узком месте Байкала (30 км) достигает 6 м, а по длине озера (636 км) - 122 м. Возникающие при этом складки и разрывы льда сопровождаются излиянием вод с образованием наледей. Выжимание воды на поверхность ледяного покрова происходит в результате нарушения равновесия при перегрузке льда снежным покровом и концентрированного выхода подземных вод, ветрового и дрейфового торошения, обрушения снежных лавин и пр.

Наледи рассматриваемых типов образуются также при промерзании озер и мелководных лагун, когда прирост ледяного покрова снизу не компенсируется сработкой уровня воды и пластическими деформациями льда. Возникающий гидравлический напор приводит к излиянию наледеобразующих вод на поверхность ледяного покрова. Наледи образуются также на береговых склонах, откосах и поверхности гидротехнических сооружений при колебани-

ях уровня озерных и морских вод: приливах и отливах, ветровых и барических нагонах и сгонах, попусках из водохранилищ, ветровом волнении и штормах.

Наледи талых снеговых вод образуются преимущественно в непродолжительный период начала весны, характеризующийся резким внутрисуточным ходом температуры воздуха - положительной днем и отрицательной ночью. В результате ночного замерзания этих вод образуются слоистые пласты льда площадью иногда в тысячи квадратных метров. В высокогорных районах такие наледи нередко формируются при отрицательных температурах воздуха за счет коротковолновой солнечной радиации в течение нескольких околополуденных часов. Они заполняют отрицательные формы рельефа, забивают отверстия водопропускных сооружений, ежегодно образуются на ледяном покрове водотоков и водоемов.

Наледи подземных вод верхнего гидродинамического этажа (над- и межмерзлотных вод: верховодки, вод сезонно-талого слоя и грунтовых вод) формируются преимущественно под действием криогенного напора в результате промерзания талых водоносных горных пород. Механизм формирования таких наледей ясен с теоретической стороны и достаточно точно описан математическими моделями (Сотников, 1984). Вследствие ограниченных запасов над- и межмерзлотных вод наледи неглубокого подземного стока обычно невелики по размеру (от очень малых до средних).

Наледи подземных вод глубокого, в том числе и подмерзлотного стока имеют преимущественно большие размеры (от средних до гигантских). Они формируются непосредственно у выхода источника наледеобразующих вод, ниже него или при разгрузке подземных вод на всей или части площади талика, существование которого связано с циркуляцией напорных вод. Условия питания и разгрузки подземных вод, формирующих наледи, определяются гидрогеологическими тектоническими структурами, преобразованными глубоким промерзанием. Зоны питания и разгрузки наледеобразующих вод обычно приурочены к разломам в земной коре, зонам повышенной трещиноватости горных пород, контактам пород разного состава, карстовым полостям в карбонатных массивах и т.п.

К настоящему времени еще не сформировались достаточно ясные представления о механизме формирования больших и гигантских наледей подземных вод. Материалы наблюдений за их режимом в течение зимы свидетельствуют о том, что наледеобразование происходит преимущественно за счет криогенной разгрузки бассейнов подземных вод при промерзании водонасыщенных горных пород. В круговорот вовлекаются глубоко залегающие подземные воды. В результате существенно понижается нижняя граница дренирования водотоками водоносных горизонтов, а реки получают дополнительное подземное питание. Действует своеобразный "криогенный насос", извлекающий воду из глубоких земных недр и через наледи переводящий ее в речной сток. Именно поэтому выделение наледей, формирующихся только в результате гравитационной разгрузки бассейнов подземных вод (Алексеев, 1978), противоречит фактам.

8.2.3. Распространение наледей

На территории России в наледях речных и подземных вод аккумулируется примерно 94 км^3 воды (45% в первых и 55% в последних), что примерно равно объему годового стока двух таких рек как Индигирка. Суммарная площадь наледей этих типов составляет около 128 тыс.км^2, из которых на долю примерно 60 тысяч наледей подземных вод приходится всего 21%, поскольку их толщина в среднем в 4 раза больше, чем у речных.

Многолетнемерзлые горные породы занимают 25% суши земного шара или округленно 37,3 млн км^2. На долю Антарктиды, Гренландии и островов с покровным оледенением, где сведения о наледях практически отсутствуют, приходится около 16,3 млн км^2. Таким образом, на земном шаре в пределах криолитозоны наледи речных и подземных вод образуются по крайней мере на площади 21 млн км^2. Если принять, что наледи рассматриваемых типов здесь распространены так же, как и в России, то их суммарный объем ежегодно составляет не менее 162 км^3, а суммарная площадь - 0,22 млн км^2, или около 1% площади криолитозоны.

Приведенные ориентировочные оценки распространения наледей подземных и речных вод в России и на земном шаре скорее занижены, чем завышены. Так, здесь не учтены наледи, формирующиеся за пределами криолитозоны в районах глубокого сезонного промерзания грунтов, наледи на льду водоемов, морей, на горных и покровных ледниках. В.Р.Алексеев считает, что на территории бывшего СССР в наледях снегового происхождения ежегодно аккумулируется не менее 200 км^3 воды (Гляциологический словарь, 1984). С учетом последней цифры можно полагать, что на земном шаре ежегодный объем наледей только речных, подземных и снеговых вод составляет более 600 км^3, а объем наледей всех типов больше по крайней мере в 1,5 раза - около 1000 км^3.

В распределении наледных явлений по территории проявляются общие и региональные закономерности.

В общем случае количество и размеры наледей увеличиваются при движении от южной границы многолетней мерзлоты к северу, а также с повышением высоты местности в горных районах (Алексеев, 1974). Достигнув известного предела, количественные характеристики наледеобразования уменьшаются в самых северных районах и на больших абсолютных отметках, что связано в основном с сокращением ежегодно возобновляемых запасов наледеобразующих вод в промороженных гидрогеологических структурах, водотоках и водоемах.. Таким образом, на глобальном уровне интенсивность наледеобразования определяется преимущественно влиянием климата на природные системы. На региональном уровне в территориальном размещении наледей подземных и речных вод проявляется влияние главным образом внутренних факторов наледеобразования: орографических, мерзлотных, гидрогеологических, тектонических, гидрологических и пр.

В горных районах наледные явления распространены наиболее широко. Средняя толщина наледей подземных вод составляет 2-2,5 м, максимальная достигает 10-12 м, а площадь - десятков квадратных километров. Они связаны с зонами тектонических нарушений напорно-фильтрационными и грунтово-фильтрационными таликами. Наибольшие размеры наледных массивов отмечаются в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты, в зоне ее прерывистого и островного развития объем наледных тел уменьшается,однако общее число наледей увеличивается. Относительная наледность территории местами нередко превышает 4-5%, достигая в отдельных случаях 10% и более. Речные наледи широко распространены в областях как многолетнемерзлых пород, так и глубокого зимнего промерзания.

В плоскогорных районах наледей подземных вод существенно меньше. Обычно они образуются в непосредственной близости от очагов разгрузки бассейнов подземных вод.Отмечается четко выраженная приуроченность наледных массивов к зонам повышенной трещиноватости горных пород. Площадь наледей может достигать нескольких квадратных километров, а средняя толщина льда составляет 1-1,5 м, максимум до 6-8 м. Наледи речных вод образуются на всех реках длиной от 10 до 500 км.

В межгорных впадинах основная часть наледных массивов, формирующихся за счет источников подземных вод, располагается вдоль стурктурно-тектонических швов, обрамляющих котловины. В некоторых артезианских бассейнах большие наледи формируются высоконапорными подмерзлотными водами в их центральных частях.

В равнинных областях и районах наледи подземных вод встречаются редко, а речных вод распространены повсеместно.

Рассмотренные закономерности территориального распространения наледей подземных вод отражены на картах наледей, помещенных в I томе Атласа. В соответствии с масштабом карт они представлены в генерализованном виде посредством полей значений одной из основных характеристик - слоя наледеобразующих вод в конце зимы. Все другие характеристики наледей рассматриваемого типа при осреднении на площади около 1000 км^2 также представляют поля их значений, т.е. плавно изменяются по территории. Изучение совокупности наледей подземных вод как дискретных объектов выявляет общее свойство, которое нельзя было обнаружить при исследовании отдельных наледных массивов. Оно позволяет по аналогии с ледниковыми системами рассматривать совокупности наледей в ка-

честве наледных систем (Кренке, 1982), характеризующихся: 1) параллельными связями их элементов с высокой управляемостью извне, 2) целостностью, выступая в роли оператора при специфическом (криогенном) переводе части подземных вод в речной сток, 3) способностью эволюционировать в результате изменения природных факторов наледеобразования.

Анализ имеющейся информации о наледях речных вод приводит к двум основным выводам. Во-первых, наледи этого типа распространены чрезвычайно широко. Реки Восточной Сибири на 75-90% своей протяженности ежегодно "покрываются" наледями. Вместе с тем наледность рек в горных районах на 20-50% больше чем в равнинных и плоскогорных районах, причем она уменьшается вниз по течению водотоков. На реках длиной более 500-700 км наледи речных вод практически не образуются.

Во-вторых, интенсивность наледных процессов на реках весьма велика, что приводит к формированию ледяного покрова повышенной толщины. С увеличением площади водосбора рек последняя в целом уменьшается: градиент в среднем равен 0,05 см/1000 км^2, а с возрастанием абсолютных высот местности увеличивается (рис.8.5). В районах с контрастным рельефом градиент толщины больше: в первом районе (Предбайкалье и западная часть Забайкалья) он равен 2,2 см/100 м, в третьем (юг Дальнего Востока) - 6,0 см/100 м, а во втором (преимущественно Байкальско-Джугджурская горная страна) - 11,3 см/100 м. Распределение по территории рассматриваемой характеристики, "очищенной" от влияния площади водосбора и высоты местности, отражает в основном влияние климата и в меньшей степени рельефа (рис.8.6).

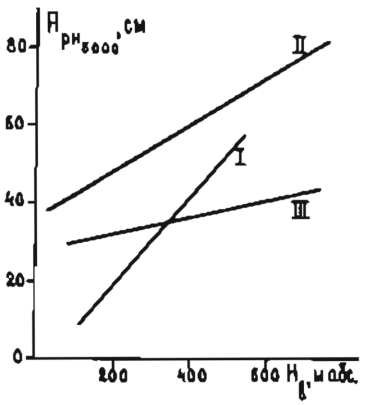


Рис.8.5. Связь средней многолетней толщины речных наледей, приведенной к площади водосбора 5000 км^2 $H_{пр_{5000}}$, с высотой местности $H_в$ в зоне БАМ. I-III - номера районов, границы которых приведены на рис.8.6

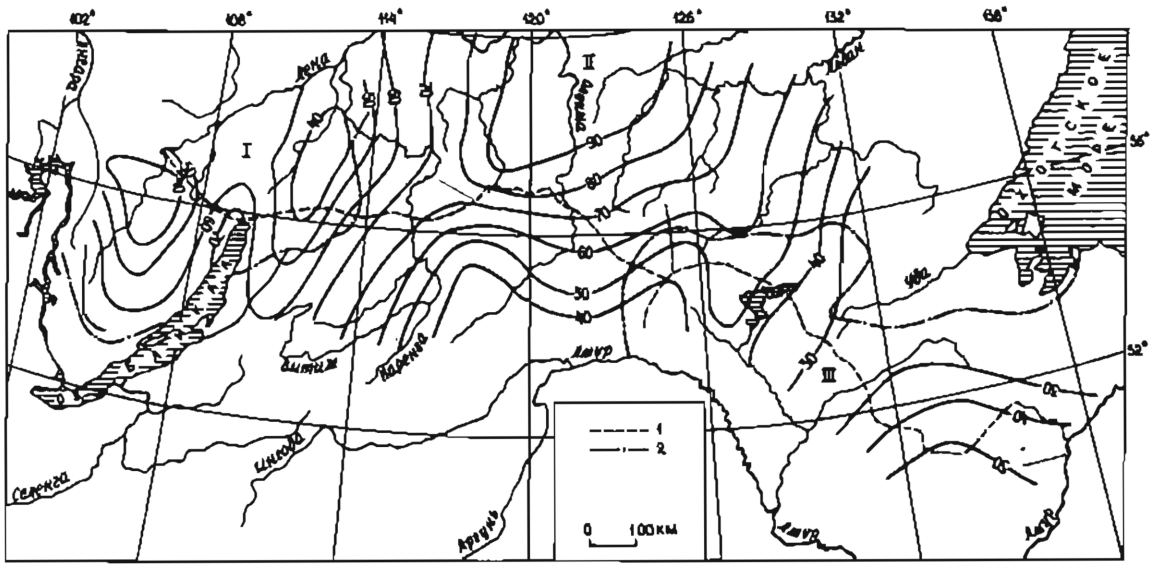


Рис.8.6. Средняя многолетняя толщина речных наледей, приведенная к площади водосбора 5000 км^2 и высоте местности 500 м абс., в зоне БАМ, см. 1 - трасса БАМ, 2 - граница и номера районов по характеру связи на рис.8.5

8.2.4. Внутригодовые и многолетние изменения наледей

Наледи подземных вод - чрезвычайно изменчивый во времени гляциологический объект. Образуясь ежегодно на одних и тех же местах, они нарастают в течение длительного зим-

него периода и в основном практически полностью стаивают и разрушаются к концу лета или осенью. Кроме того, размеры наледей изменяются от года к году. Зимой режим наледей тесно связан со скоростью истощения запасов подземных вод и интенсивностью промерзания водонасыщенных горных пород. В теплый период интенсивность таяния и разрушения наледи определяется тепловыми факторами и размывом льда водными потоками.

Большинство наледей подземных вод образуется в самом начале зимы, преимущественно в октябре-ноябре. Наледные массивы более 0,2-0,5 км^2 растут в течение всего холодного сезона и достигают максимальных размеров в конце зимы, а формирование более мелких заканчивается раньше. Нередко развитие наледей, питающихся преимущественно неглубоко залегающими подземными водами приостанавливается еще в начале зимы, возобновляясь в ее середине или конце. В отдельных случаях наледеобразование прерывается несколько раз в течение холодного сезона.

Соотношение морфометрических характеристик близких по размерам, но расположенных в разных районах наледных массивов, на одних и тех же стадиях наледного цикла примерно одинаково (Соколов, 1975; Соколов, Саркисян, 1981). Более того, практически одинакова и интенсивность формирования наледей разных размеров в фиксированные моменты времени (Каталог наледей..., 1982).

В динамике наледей подземных вод зимой условно можно выделить три периода. В начальный период наледь формируется примерно на 50% по площади и 20% по объему, т.е. площадь увеличивается быстрее в 2,5 раза, поскольку наледеобразующие воды растекаются по выположенному дну наледной поляны при сравнительно высоких отрицательных значениях температуры воздуха (рис.8.7). В середине зимы интенсивность роста объема и площади выравниваются: последняя увеличивается еще примерно на 35%, а объем на 30%. В конце холодного сезона объем возрастает втрое быстрее площади, поскольку наледь увеличивается главным образом за счет нарастания ее толщины. Такая петлеобразная связь этих характеристик характерна для всех наледей подземных вод.

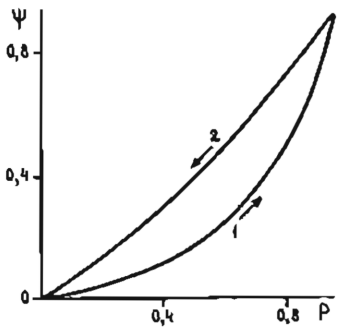


Рис.8.7. Связь относительных значений объема Ψ и площади P наледей подземных вод в холодный (1) и теплый (2) периоды года по средним многолетним данным

В теплый сезон площадь и объем наледей уменьшаются с примерно одинаковой интенсивностью вследствие размыва льда водотоками (рис.8.8), особенно интенсивного при весеннем половодье и значительных дождевых паводках. Стаивание льда в водном потоке по крайней мере на порядок больше, чем стаивание с поверхностей наледей под влиянием солнечной энергии и тепла атмосферы. Только в результате размыва объем вытянутых в длину высокогорных наледей уменьшается на 60-80% (Каталог наледей..., 1982).

Внутригодовой режим наледей подземных вод независимо от их размеров в холодное и теплое время года описывается S-образными кривыми. Это соответствует постепенному увеличению интенсивности наледеобразования (стаивания и разрушения), достижению максимума в середине периода и последующему постепенному уменьшению интенсивности увеличения (уменьшения) площади и объема до нулевых значений в конце соответствующего периода. На больших и гигантских наледях максимум наледеобразования наступает в целом в конце декабря - начале января, а максимум водоотдачи - в середине июня. С уменьшением размеров наледных массивов максимум интенсивности этих процессов сдвигается на более поздние сроки.

Режим формирования наледей речных вод в течение зимы не носит упорядоченного характера (табл.8.3) и определяется сочетанием метеорологических и гидрологических условий: ходом температуры воздуха, интенсивностью нарастания снежного и ледяного покровов, изменением водности реки и гидравлических характеристик подледного потока и пр. Наледи развиваются "толчками": продолжительность периода между излияниями наледеобразующих вод на поверхность льда может достигать нескольких десятков суток.

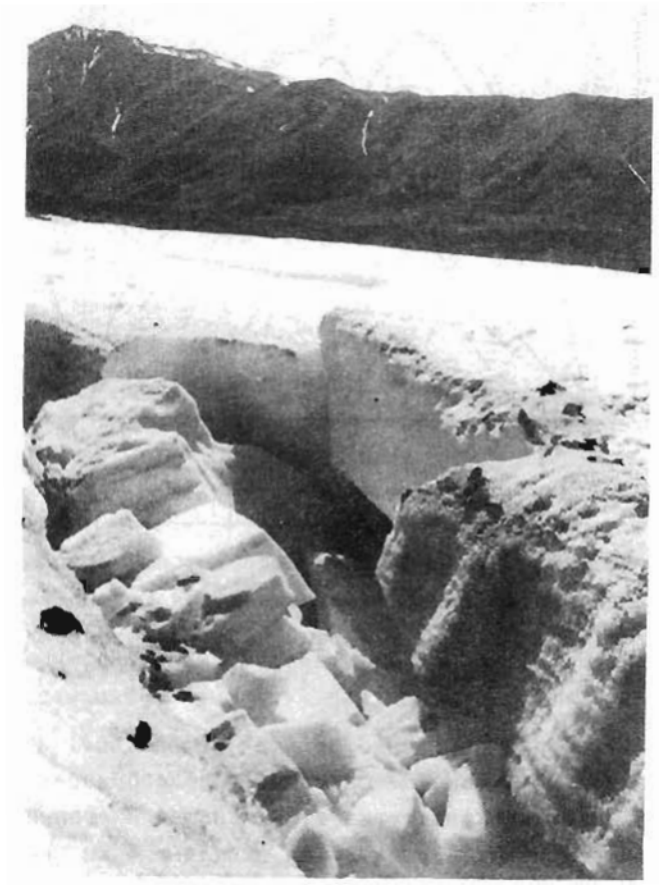


Рис.8.8. Начальная стадия разрушения наледи подземных вод подналедным потоком от источника

На рис.8.9 представлен сглаженный ход развития речных наледей разных видов на юге Восточной Сибири. В первую половину зимы их возникновение обусловлено главным образом пульсацией расходов воды вследствие наледных процессов выше по течению реки. В частности, прекращение выхода наледеобразующих вод свидетельствует о том, что на расположенном выше участке реки начался процесс наледеобразования. По мере роста этой наледи количество воды, изливающейся на поверхность льда, уменьшается, расход потока на нижележащем участке восстанавливается, а напор увеличивается, что приводит здесь к возобновлению наледного процесса. Таким образом, режим наледеобразования связан в разных частях речного бассейна под влиянием внешних (климатических) факторов, что обусловливает случайный характер формирования наледей в конкретном месте на реке.

Таблица 8.3

Вероятность (частота) образования речных наледей в зоне БАМ в течение зимы

Район	Число пунктов наблюдений	Месяцы					
		X	XI	XII	I	II	III
Предбайкалье	54	0,34	0,50	0,08	0,04		0,04
Забайкалье	16	0,27	0,48	0,13	0,13		
Южная Якутия, север Амурской области	16	0,60	0,33			0,07	
Дальний Восток	59	0,09	0,61	0,13	0,11	0,06	0,06
Вся территория	145	0,26	0,51	0,09	0,07	0,03	0,04

В середине и конце зимы причиной формирования наледей на некоторых реках служит стеснение живого сечения потока вследствие увеличения толщины льда, а на других - промерзание подруслового потока. Процесс наледеобразования развивается в более или менее стационарных условиях лишь на участках концентрированной разгрузки подземных вод и в устьях рек.

Основными метеорологическими факторами, определяющими изменение год от года интенсивности роста наледей, служат предшествующее увлажнение, снежный покров и температура воздуха (Соколов, 1982). Влияние каждого из них неоднозначно и определяется только в совокупности с двумя другими. Например, влияние снежного покрова уменьшается с увеличением предшествующего увлажнения, но возрастает с увеличением суровости

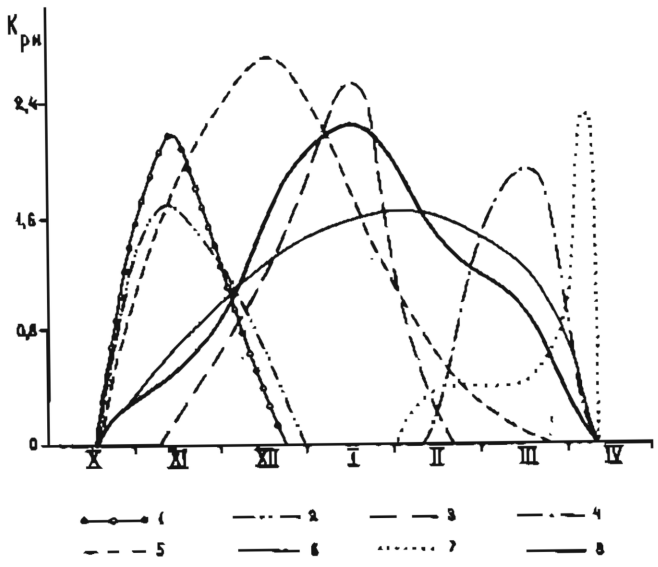


Рис. 8.9. Ход модульных коэффициентов питания речных наледей на территории юга Восточной Сибири (по материалам В.В.Кравченко, 1983). 1 - наледи при снежных нагрузках на ледяной покров, 2 - наледи при стеснении русла шугой, 3 - наледи при нарастании ледяного покрова, 4 - наледи при увеличении водности, 5 - наледи при промерзании подруслового потока, 6 - ключевые наледи, 7 - наледи талых снеговых вод, 8 - наледи всех видов вместе

зимы. Установлено, что размах многолетних колебаний морфометрических характеристик наледных массивов обратно пропорционален их размерам(Соколов, 1982): $C_v = A/\bar{X}^n$, где C_v - коэффициент вариации какой-либо характеристики, $\bar{X}$ - ее среднее многолетнее значение, A и n - параметры.

В многолетнем ходе значений морфометрических характеристик выделяются периоды с увеличивающейся или уменьшающейся интенсивностью наледеобразования. На Северо-Востоке России и в зоне БАМ с начала 50-х годов по 1979 г. усиление наледеобразования отмечено в 1951-1958, 1962-1967 и 1971-1979 гг., а снижение в 1959-1961 и 1968-1970 гг.

Многолетняя изменчивость наледей речных вод существенно больше вследствие их большей зависимости от внешних - гидрометеорологических - факторов наледеобразования, т.е. их развитие во времени и в пространстве характеризуется меньшей инерцией. Так, коэффициенты вариации толщины наледи подземных и речных вод площадью 1 км^2 равны соответственно 0,11 и 1,58. Множество физических причин формирования наледей речных вод в сложном переплетении с текущей гидрометеорологической обстановкой приводит к большому разнообразию индивидуальных различий их многолетней динамики.Как правило, многолетние колебания несинхронны не только на реках соседних бассейнов,но и в пунктах, расположенных в одном бассейне или даже на одной и той же реке. Действие каждой из физических причин наледеобразования может доминировать в каком-либо году, вследствие чего периоды с повышенной или, наоборот, пониженной интенсивностью развития наледей в многолетнем цикле редко превышают 2-3 года.

Значения ежегодной вероятности образования речных наледей плавно изменяются по территории зоны БАМ, в целом увеличиваясь к северу и с повышением абсолютных отметок местности (рис.8.10). Важно отметить высокую - от 0,7 до 1 - повторяемость наледных процессов на реках. Иначе говоря, наледи здесь образуются в среднем в течение восьми зим из десяти.

8.2.5. Долгопериодная эволюция наледей

Развитие наледей в течение периодов времени, измеряемых десятками и сотнями тысяч лет, связано с коренными изменениями гидродинамических и геокриологических условий. Палеогеографические аспекты в исследовании наледей привлекли к себе внимание лишь недавно (Романовский, 1972, 1973; Романовский и др., 1973; Колóсков, Корейша, 1975; Некрасов и др., 1976). Следы былого развития наледей подземных вод в голоцене и плейстоцене, обнаруженные в хребтах горной системы Черского, в горах Сунтар-Хаята и Забайкалье, свидетельствуют о значительно более широком развитии в прошлом наледного процесса как по масштабам, так и по характеру распространения наледей. Древние наледные поляны обнаружены там, где в настоящее время наледей нет или они несравнимо меньше.

К сожалению, практически нет надежных датировок древних наледных полян, однако по крайней мере верхнеплейстоценовый возраст многих из них не вызывает сомнений.Некоторые современные наледи Северо-Востока России располагаются в таком соотношении

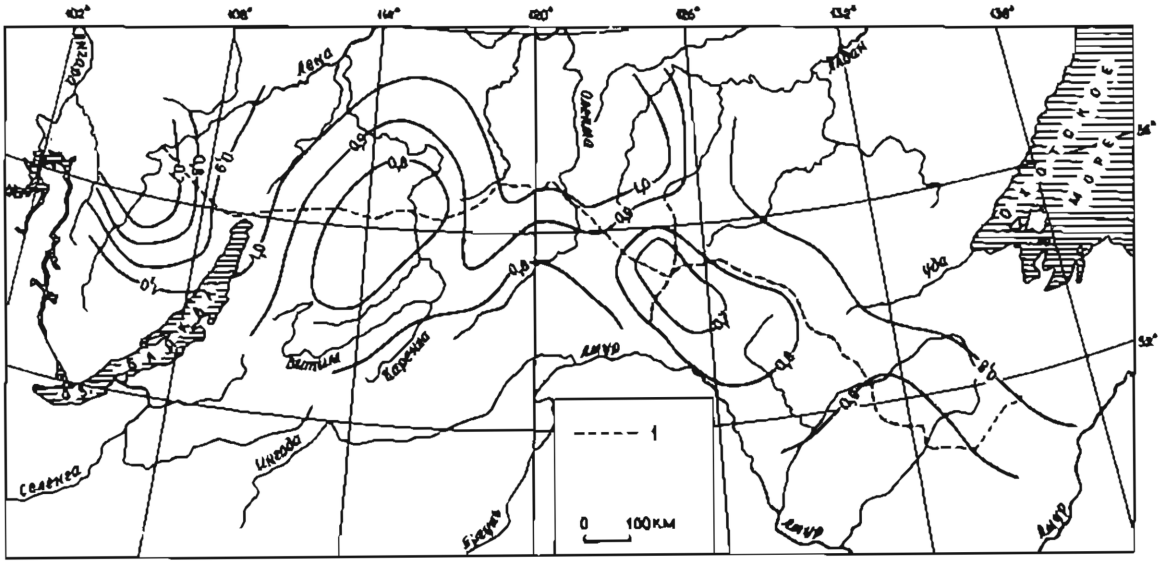


Рис.8.10. Вероятность P_T (частота) ежегодного образования речных наледей в зоне БАМ. 1 - трасса БАМ

с моренами сартанского этапа оледенения, что возраст их наледных полян явно больше последних (Яковлев, Корейша, 1973; Романовский и др., 1978).

Для оценки эволюции наледей необходимо рассмотреть современные зонально-климатические условия их формирования в единой системе с ледниками, поскольку и те и другие подчиняются зональности процессов льдообразования (Корейша, Романовский, 1978, 1984).

Условия развития наледей образуют гляциогидроклиматический ряд, определяемый соотношением двух главных факторов: потенциального запаса наледеобразующих вод и потенциального запаса холода для намораживания льда. Крайними членами этого ряда будут, с одной стороны, условия периферии крупных холодных ледниковых покровов, развивающихся в верхних зонах льдообразования при отсутствии или очень слабом таянии (рекристаллизационная и рекристаллизационно-режеляционная зоны) и низких температурах фирна и льда, с другой стороны, условия периферии ледников, развивающихся в теплой инфильтрационно-рекристаллизационной зоне. В первом случае (Антарктида) зона поверхностной абляции развита слабо, сток талых вод незначителен, не занятые льдом участки суши промерзлы на значительную глубину, талики встречаются редко и невелики по глубине и объему. Если под центральными частями такого ледникового покрова при достижении льдом критической толщины и возможно донное таяние, то выход этой воды за пределы покрова затруднен. Таким образом, условия поверхностного и подземного стока неблагоприятны для формирования наледей, хотя потенциальные запасы холода велики и могли бы обеспечить значительное намораживание льда.

Во втором случае (Альпы, Кавказ) соотношение двух основных факторов наледеобразования обратное: большие потенциальные запасы наледеобразующих вод при интенсивной поверхностной и подледниковой абляции, обильном поверхностном и подземном стоке, но недостаточный для намораживания льда запас холода. Наледи и здесь не имеют сколько-нибудь широкого развития.

Оптимальные условия для наледеобразования в приледниковой зоне находятся в средней части предложенного гляциогидроклиматического ряда. Наледи широко распространены в районах, где ледники получают питание в нижних зонах льдообразования при континентальном климате (холодная инфильтрационно-рекристаллизационная, инфильтрационно-конжеляционная зоны). По их периферии развита зона многолетнемерзлых пород, конжеляционная - по П.А.Шумскому, с достаточно обильным поверхностным и подземным стоком и большими запасами холода для фиксации воды в виде наледей. Это горные районы Северо-Востока России (за исключением Камчатки с более мягким морским ледниковым климатом), За-

байкалья, Саян, Алтая, Восточного Тянь-Шаня, Восточного Памира, северной Аляски (хр.Брукса).

Особый случай представляют наледи Шпицбергена, где складываются оптимальные условия для их развития в ближайшей периферии ледников. Зональные условия льдообразования при ледниковом климате, переходном от континентального к морскому, находятся в самой середине предложенного ряда. Здесь представлен более полный набор нижних зон льдообразования, чем при континентальном климате, имеются теплая и холодная инфильтрационно-рекристаллизационные зоны и инфильтрационно-конжеляционная зона. При развитии фирновых зон происходит значительное отепление ледникового льда (на 10-12^{o} выше средней годовой температуры воздуха), донное таяние идет в течение всего года и в зимний период непосредственно ниже ледников растут наледи, использующие значительную часть подледникового стока непосредственно или через подледниковые талики уже в виде подземных вод (Троицкий, Ходаков, 1983). При редукции фирновых зон, переходе к ледяному питанию и, соответственно, уменьшении толщины и температуры льда, у края ледника наледеобразование сокращается или останавливается, поскольку прекращается донное таяние. Пример Шпицберегена показывает, что коренное изменение условий наледеобразования происходит в узком интервале изменений климата, пространственно ограниченных сравнительно небольшой территорией.

При анализе эволюции наледей необходимо учитывать геолого-тектоническое строение и рельеф, т.е. масштабы наледеобразования при изменениях климата можно сравнивать только для районов, близких по этом условиям. Кроме того, материалом для анализа эволюции могут служить преимущественно данные о крупных наледях подземных и смешанных вод, фиксированных в рельефе и представляющих собой наземное образование, поскольку положение наледей речных вод, составляющих часть ледяного покрова рек, изменчиво год от года в связи с морфологическими условиями и колебаниями стока.

Зонально-климатическая структура системы наледей при их эволюции в связи с оледенением отражается в современном соотношении высотного пояса наледей и нижней границы пояса ледниковых отложений верхнеплейстоценового возраста (для Сибири - сартанского этапа). На территории бывшего СССР с запада на восток, в соответствии с увеличением степени континентальности климата и понижением температуры многолетнемерзлых пород, пояс массового развития наледей изменяет свое положение следующим образом. В горах Памира и Тянь-Шаня он лежит выше этой границы, в Забайкалье нижняя граница наледного пояса близка к нижней границе того же по возрасту комплекса ледниковых отложений (Преображенский, 1964). А на Северо-Востоке России наледи располагаются и ниже той же границы. В направлении с запада на восток увеличивается и относительная общая высота зоны многолетнемерзлых горных пород, достигая в Забайкалье и на Северо-Востоке пояс от уровня моря до самых высоких вершин. Его уменьшение ограничивает массовое развитие наледей.

Приведем некоторые примеры эволюции наледей при заданном характере изменения климата, учитывая характер закономерностей наледеобразования, показанный выше. Ограничимся при этом областью самого широкого развития наледей подземных вод - Верхояно-Колымской, относительно хорошо изученной.

Общее потепление на 2-3^{o} не приведет здесь к коренному изменению режима и распространения многолетнемерзлых пород, поскольку их средняя годовая температура останется отрицательной (в настоящее время ниже -4^{o}C). Однако количество и объемы гидрогенных и гидрогеогенных таликов (сквозных и несквозных) увеличится, что улучшит условия питания и разгрузки подземных, в том числе и подмерзлотных вод. Многодебитные источники, питающие крупные и гигантские наледи, или рассредоточатся или будут давать большой транзитный подземный и поверхностный сток. Ниже уменьшающихся крупных и гигантских наледей будут формироваться новые небольшие наледи. Часть наледей подземных вод в долинах рек с восстановившимся зимним речным стоком перейдут в смешанный тип или в наледи речных вод. Увеличение глубины летнего протаивания и количества не-

сквозных таликов приведет к возникновению новых небольших наледей грунтовых вод. Таким образом, общий объем, площадь и средние размеры наледей уменьшатся, а их количество увеличится.

Потепления за счет в основном либо летнего либо зимнего периодов приведут к тому эффекту, что и общее, но в первом случае станет меньше перелетовывающих наледей, а сезонные будут стаивать в более ранние сроки, а во втором следует ожидать более глубоких изменений в генетическом наборе наледей и более существенного уменьшения их размеров.

Пространственное и высотное соотношение поясов наледей и нивального при потеплении также изменится. Увеличение высоты границы питания ледников и освобождение от ледникового льда и снежников значительных площадей в верховьях долин и на водоразделах приведет к увеличению площади бассейнов поверхностных и подземных вод и верхняя граница наледного пояса поднимется. Наледи, расположенные вблизи ледников и питавшиеся в основном за счет талого ледникового стока, могут деградировать, уменьшить свои размеры или сохраниться, сменив источник питания на талые снеговые и подземные подмерзлотные воды. В последнем случае может измениться положение наледей в долине.

При общем похолодании и понижении средней годовой температуры на 2-3° процесс развития наледей будет иметь в целом обратный характер, объемы таликов уменьшатся, а небольшие перемерзнут, содержавшиеся в них потоки подземных вод подключатся к основным, несущим значительные количества тепла и поэтому более устойчивым к промерзанию. Таким образом, подземный сток сконцентрируется в наиболее водообильных зонах. Количество наледей за счет мелких уменьшится, а число крупных увеличится, возрастут и средние размеры и общий объем наледного льда. Многие наледи речных и смешанных вод перейдут в категорию наледей подземных вод. При зимнем похолодании эти процессы проявятся наиболее ярко, сопровождаясь увеличением числа и объема перелетовывающих наледей. Летнее похолодание, очевидно, скажется в несколько меньшей степени, но может привести к увеличению доли питания наледей за счет твердых атмосферных осадков.

Изменение соотношения поясов наледей и нивального также будет обратным. Значительные площади бассейнов поверхностных и подземных вод, питающих наледи, будут перекрыты ледниками и снежниками, верхняя граница наледного пояса сместится вниз.

Похолодание в тех районах области и на тех абсолютных высотах, где современное существование подземного стока в таликах близко к тепловому пределу, не может привести к дальнейшей концентрации подземного стока. Чем сильнее похолодание, тем на большей площади будет идти промерзание таликов и деградация наледей. Такое направление эволюции наледей характерно для территории, где нет ледников. Там, где развито оледенение, картина будет иной. Современные ледники региона питаются в инфильтрационно-конжеляционной зоне льдообразования и в условиях нижней части холодной инфильтрационно-рекристаллизационной зоны, где толщина слоя фирна незначительна (Корейша, 1963). При низкой средней годовой температуре льда, до -7, -11°С, и его толщине не более 100-150 м породы ложа ледников находятся в многолетнемерзлом состоянии. Подледниковый сток практически полностью отсутствует, да и летний талый ледниковый сток вследствие поверхностной абляции относительно мал. Наледи в непосредственной близости к ледникам здесь довольно редки. Развитие оледенения вследствие похолодания или увеличения суммы атмосферных осадков создает условия холодной инфильтрационно-рекристаллизационной зоны на значительных площадях областей питания, увеличится мощность толщи фирна, отепляющее воздействие которой, как указывалось выше, достигает 10-12°, возрастут толщина льда и скорость его движения. В результате в подледных таликах возникнет талый подледниковый сток, оживут процессы наледеобразования в ближайшей периферии ледников, концы которых к тому же спустятся много ниже, в условия более теплого летнего периода. Таким образом, на фоне общего понижения верхней границы наледного пояса и деградации наледей в районах, где нет ледников, похолодание может вызвать формирование наледей и выше этой границы вблизи ледников там, где

раньше их не было. Другими словами, при похолодании, на определенном его этапе, нисходящее развитие наледей, за счет их связи с ледниками, может смениться на восходящее.

Мы отразили самую общую картину эволюции наледей. Однако полной обратимости процессов развития наледей при похолодании и потеплении быть не может. Этому препятствует как внутренняя инерция всей системы наземных льдов: наледей, снежников, ледников, усиливающаяся энергетическими, мезо- и макроклиматическими взаимосвязями (Корейша, 1960, 1963), так и саморазвитие наледей, в частности, показанный выше, по-видимому, не полностью обратимый переход от наледи речных к наледи подземных вод. Кроме того, для сохранения питающего наледи подземного стока в существующих таликах требуется значительно меньше тепла, чем для формирования новых инфильтрационных таликов в потенциально хорошо водопроницаемых горных породах, поры которых заполнены льдом. Поэтому при похолодании или потеплении реакция таликов будет замедленной и может длительное время не соответствовать их масштабам.

Короткопериодные и незначительные по амплитуде колебания климата практически не влияют на морфометрические параметры крупных наледей подземных вод, особенно на их объем. Мелкие же наледи грунтовых и речных вод сильно реагируют даже на изменения отдельных метеорологических элементов, меняя свое положение и размеры, вплоть до полного исчезновения в одни годы и появления в другие.

Более существенные, чем в условиях сплошного распространения многолетнемерзлых пород (Верхояно-Колымская область), сдвиги в эволюции наледей можно ожидать при потеплении в зонах их прерывистого и островного распространения. Поскольку температура пород здесь, как правило, не ниже $-3^{\circ}C$, потепление на $2-3^{\circ}$ приведет к практически полной их деградации. Следствием этого станет деградация наледей подземных вод и сохранение только небольших наледей грунтовых и речных вод аналогично тому, что мы наблюдаем сейчас на Дальнем Востоке вне области многолетнемерзлых пород. Похолодание на $2-3^{\circ}$ в этих зонах, конечно, при наличии благоприятных для развития наледей геолого-тектонических условий, приведет к широкому развитию наледей подземных вод, такому же как в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Но и здесь за счет тепловой инерции, свойственной многолетнемерзлым породам, и длительности периода глубокого промерзания эволюция наледей будет отставать от темпа климатических изменений.

Глава 9. ТАЛЫЙ СТОК

Вопросы территориального распределения талого стока и оценки его ресурсов впервые были поставлены при создании настоящего Атласа. Ранее снеговой, снегово-ледниковый сток оценивались приближенно при классификации рек по их режиму (Львович, 1938; 1945; Кузин, 1960).

Годовой талый сток, образующийся за счет таяния снега и льда, в среднем за многолетний период составляет 6389 $км^3$, или 1,2% стока поверхностных вод суши (за исключением Антарктиды и Гренландии). Несмотря на относительно небольшой объем, роль талого стока в ряде районов Европы, Азии и Америки - определяющая в их экономическом развитии. Во многих странах годовой сток воды с горно-ледниковых бассейнов в 5-6 раз больше, чем его средняя величина по территории страны.

Большое значение имеют также особенности внутригодового распределения талого стока, основной объем которого приходится на теплое летнее время, когда вода особенно необходима для орошения сельскохозяйственных полей. Снегово-ледниковый сток непосредственно связан с количеством и режимом выпадающих твердых атмосферных осадков. В среднем для земного шара талый сток составляет 50-60% их общего количества, иначе говоря из 13 тыс.$км^3$ годовых твердых осадков, выпадающих на поверхность суши, образуется 6,4 тыс.$км^3$ талого стока.

Особое место среди снежно-ледовых ресурсов занимают наледи, представляющие собой своеобразное сезонное оледенение криолитозоны, практически полностью стаивающее в

конце теплого периода. В отличие от снегово-ледникового стока, в формировании которого принимают участие не только твердые осадки, в образовании наледей и стока из них участвуют все виды атмосферных осадков годового цикла.

Наледи широко распространены в районах с суровым климатом, где возможно возникновение послойного намораживания природных и техногенных вод на поверхности почв, горных пород или искусственных сооружений. Только на территории бывшего СССР, по ориентировочным подсчетам, годовые запасы естественного наледного льда составляют примерно 300 км^3 (см.главу 8). Если предположить, что в аналогичных климатических и орографических условиях Земли наледеобразующие процессы протекают в тех же масштабах, то общие годовые запасы наледного льда составят величину порядка 700 км^3. По приближенным оценкам, возможно заниженным, в пределах криолитозоны Земли (без Антарктиды и островов с покровным оледенением) объем ежегодного наледного стока равен 160 км^3.

В настоящем Атласе снегово-ледниковый и наледный сток рассматриваются отдельно, что обусловлено их разным генезисом и ролью в формировании водных ресурсов и режима вод.

Особое внимание уделено изложению методов картографирования талого стока. Для Атласа были специально разработаны методы территориальной интерпретации данных с целью получить максимально возможную информацию о талом стоке по разрозненным, часто эпизодическим данным наблюдений или косвенным сведениям и достаточно достоверно отобразить явления в общей связи с обусловливающими их климатическими факторами. Водные ресурсы талого снегового и ледникового стока оценивались по отдельным материкам и странам, где его доля составляет более 10% общего объема. Более детально рассмотрены горные области, где формируется сток многих крупных рек, обеспечивающих хозяйственную деятельность обширных территорий.

Наледные процессы и их влияние на режим водных объектов и сток анализируются только применительно к территории бывшего СССР, где имеются материалы специально поставленных наблюдений.

9.1. Исходные материалы, способы расчета и картографирования

В гидрологии принято выделять следующие источники питания рек: дождевой, снеговой, ледниковый и подземный (Голубев, 1976; Подземный сток..., 1966; Кузин, 1960; Львович, 1938, 1945, 1974 и др.). Первые два представляют собой по существу генетически разные источники питания и характеризуют величину стока, формирующегося за счет жидких или твердых осадков. Ледниковое и подземное питание представляют собой сток тех же твердых и жидких осадков, отличающийся замедленным влагооборотом. Эти различия в скорости влагооборота и определяют необходимость выделения указанных выше четырех источников питания. Специфика поступления ледниковых и подземных вод в реки обусловливает и отличие их термических и химических свойств от дождевых и снеговых.

Выбор метода выделения составляющих речного стока зависит от ряда обстоятельств. Слабая изученность обширных горных стран Азии и Южной Америки и невозможность систематизировать разрозненные сведения об их отдельных районах, где велись хотя бы краткие наблюдения, неравномерная изученность Северной Америки при обилии наблюдений в обжитых и их полном отсутствии в безлюдных северных районах, хорошая изученность Европы и возможность использования всех материалов по нашей стране - все это требовало направленного анализа исходных материалов, которые могли быть положены в основу определения талого снегового и ледникового стока.

Исходной информацией для расчета талого стока служат: непосредственные измерения расходов воды рек и сведения об их режиме; измерения или расчеты элементов, формирующих сток и определяющих его режим (осадки, температура воздуха, радиационный баланс); установленные связи и количественные соотношения между стоком и формирующими его факторами.

Основным источником информации были кадастровые материалы - ежегодники, каталоги, справочники, где публикуются многолетние ежедневные и ежегодные данные о стоке, ледовых явлениях на реках, осадках и температурах, размерах и характере ледников в речных бассейнах, гипсометрических характеристиках бассейна. Однако довольно часто эти материалы не содержали сведений о степени оледенения речных бассейнов и их высотном положении и соответствующие измерения и расчеты производились по крупномасштабным картографическим материалам. Также использовались современные средне- и мелкомасштабные тематические карты - гидрологические атласы, карты стока, осадков, снежного покрова, а также публикации по гидрологии, гляциологии, климатологии изучаемых территорий. Тематические карты и публикации позволили скорректировать наши результаты и представления, соотнеся их с результатами других исследователей. Так, работы американских гидрологов Л.Расмуссена и У.Тенгборна (Rasmussen, Tangborn, 1976) подтвердили наши предположения об отсутствии явной зависимости между высотой местности, стоком и осадками в северной части Берегового хребта и уточнили высотные зависимости талого стока для этого района.

В последние десятилетия в России проведены основательные работы по водному балансу территории бывшего СССР и материков земного шара (Водный баланс СССР..., 1969; Мировой водный баланс..., 1974; Дрейер, 1978; Карасик, 1974; Николаева, Черногаева, 1977; Черногаева, 1971). В процессе этих работ выяснилась степень гидрометеорологической изученности и наличие или отсутствие информации по зарубежным территориям.Исходя из поставленной задачи и возможностей ее выполнения, следовало выбрать достаточно простой и вместе с тем надежный метод, позволяющий на основе имеющихся данных получить достоверную картину пространственных изменений среднего многолетнего речного стока и его снеговой и ледниковой составляющих на картах масштаба от 1:1 500 000 до 1:40 000 000.

В основу расчета положен ряд наблюдений с 1930 по 1975 г. Все расчеты проводились для опорных бассейнов, для которых талый сток определялся на основе генетического расчленения гидрографа при совместном анализе гидрографов и комплексных графиков температур, установления и схода снежного покрова, осадков - с выделением твердых, жидких и смешанных. Трудность заключается в подборе достаточно репрезентативной метеорологической станции. Для каждого региона расчленение гидрографов проводилось в отдельных случаях для всего многолетнего ряда и в основном по упрощенной методике для четырех характерных по водности лет (25%-ной, 75%-ной и двух лет 50%-ной обеспеченности).

Таким образом была получена доля снегового, а для горных районов - суммарного снегового и ледникового стока. Для высокогорных областей по рассчитанному процентному соотношению определяли и абсолютные величины талого стока.

Ледниковый сток включает весь сток от таяния снега и льда на ледниках, т.е.сезонного снежного покрова в областях абляции и аккумуляции и многолетнего льда в области абляции. Принятое понятие ледникового стока исходит из генетического единства процессов снегонакопления и таяния в пределах всего ледника, а также из возможностей его расчета для целей Атласа (имеется в виду значительный охват территории и мелкий масштаб картирования).

При определении ледникового стока выбор метода расчета зависит от объема исходного материала. Для немногочисленных хорошо изученных районов он может быть представлен как сумма стока от таяния снега и фирна в области аккумуляции, от таяния сезонного снега и от жидких осадков на языках и на моренах, от таяния льда на языках и под моренным чехлом и от подледникового таяния. Методика раздельного расчета этих составляющих ледникового стока разработана И.С.Соседовым (1976).

Если недостаток исходного материала не позволяет провести раздельную оценку указанных составляющих, но территория относительно хорошо изучена, например Кавказ, применяли методику Л.А.Владимирова (Владимиров и др., 1980), основанную на использовании метода вертикального расчленения гидрографа и расчета по сумме положительных темпера-

тур и температурным коэффициентам таяния. Метод применим к бассейнам с оледенением более 10%, так как при меньшем оледенении точность выделения ледникового стока резко падает. При расчленении гидрографа использованы зависимости дат схода снежного покрова и перехода температуры через $0^{o}C$ от высоты над уровнем моря.

Для районов, где не было необходимых материалов для указанных расчетов, ледниковая составляющая оценивалась по данным об атмосферных осадках в гляциальной зоне и зависимости таяния снега и льда от суммы положительных температур воздуха по методу А.Н.Кренке и В.Г.Ходакова (1966).

Для мелкомасштабного картографирования материков был использован метод водного баланса, предложенный Н.М.Алюшинским, В.В.Куприяновым и О.Л.Марковой (1984). Он основан на положении, что средний многолетний талый сток равен объему твердых осадков в водном эквиваленте за вычетом испарившейся части в период от их выпадения до появления талых вод в русле. Этот метод имеет ряд условностей и не обладает достаточной точностью применительно к небольшим территориям. Однако для мелкомасштабного картографирования стока он позволяет связать зональные особенности определяющих и результирующих климатических и гидрологических явлений, при этом количественно увязываются потенциальные ресурсы талых вод и формирующие их твердые осадки. Применение метода водного баланса особенно целесообразно в условиях неустойчивого снежного покрова.

На рис.9.1 показан типичный для Западной Европы гидрограф стока р.Одры в Польше. На водосборе этой реки твердые осадки выпадают с октября по апрель, но, перемежаясь с жидкими, они составляют всего 35% общей суммы осадков за зимне-весенний период. Выделение по такому гидрографу талой составляющей стока, равной здесь примерно 10% годового, невозможно. Аналогичный тип гидрографа характерен и для рек Атлантического побережья Южной Канады, в стоке которых доля талой составляющей равна 20-30% (рис.9.2а). Указанным методом затруднительно выделить талую составляющую и при высокой природной зарегулированности стока, свойственной, в частности, рекам Манитобы - озерной провинции Восточной Канады (рис.9.2б).

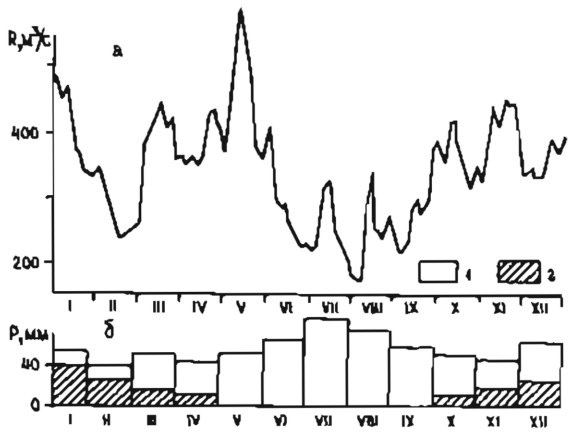


Рис.9.1. Гидрограф стока р.Одры в Польше (а) и ход осадков по месяцам, 1978 г. (б) 1 - жидкие осадки, 2 - твердые осадки

По предложенному методу талый сток $R_{тал}$ рассчитывается по уравнению водного баланса $R_{тал} = X_m + E$, где X_m - твердые осадки в водном эквиваленте, E - испарение за период половодья. К таким же результатам приводит расчет по уравнению $R_{тал} = X_m \cdot K$, где K - средний за период половодья коэффициент стока. Как вспомогательный материал использовали районные зависимости коэффициентов общего и талого стока (рис.9.3). Основная исходная информация для расчетов содержится в Атласе мирового водного баланса (1974) и в настоящем Атласе (карты твердых осадков). Выполненные расчеты имеют ряд допущений и условностей, например, при выделении расчетного периода талого стока, за кото-

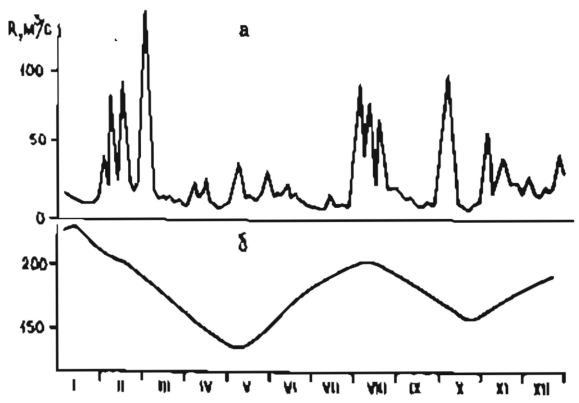


Рис.9.2. Гидрографы стока рек Рокки (а) и Годе (б) в Канаде, 1970 г.

рый принимался отрезок времени от начала выпадения твердых осадков до конца весеннего половодья, причем сроки начала и окончания периода округлялись до календарного месяца. Границы периода устанавливались по характерным для разных географических районов гидрографам.

Для расчетов талого стока с целью его картографирования в основном выбирались реки с естественным режимом и площадями водосборов, не превышающими на равнине 20-30 тыс.км^2. При этом учитывалась возможность получения достаточно достоверных исходных данных об осадках, стоке и испарении. Поскольку для построения карт талого стока Европы, Зарубежной Азии и Северной Америки таких данных по рекам оказалось недостаточно, дополнительно были выполнены расчеты для характерных точек, что позволило лучше осветить водный режим территорий. Для сравнения значений талого стока, полученных по предложенной методике и традиционным графическим расчленением гидрографов (табл.9.1), выбраны реки с возможно более длинным рядом наблюдений и четко выраженным весенним половодьем. Последнее характерно для районов с устойчивой зимой, поскольку при перемежающихся твердых и жидких осадках в течение всего зимне-весеннего периода такое расчленение практически нельзя выполнить. Из таблицы видно, что оба метода дают практически одни и те же результаты.

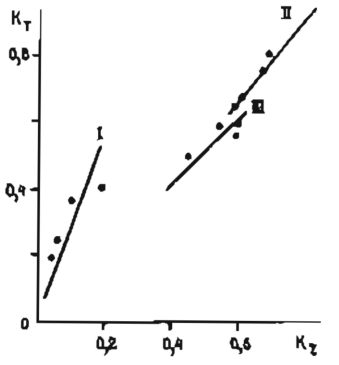


Рис.9.3. Зависимость коэффициента стока талых вод $/c_m$ от коэффициента общего стока K в разных районах Канады: I - Саскачеван, II - Квебек-север, III - Квебек-юг

Таблица 9.1

Талый сток рек Канады

Река	Пост	Площадь водосбора, км^2	Годовой сток, мм	Рассчитанный талый сток в % к годовому	
				по водному балансу	по гидрографу
Бак	ниже оз.Темная роза	85800	180	82	80
Пейн (Арноуд)	в 22 км выше р.Хеймелин	36300	430	65	63
Фезант-Крик	Абернети	1320	10	80	75
Свифт-Каррент	у трассы № 37	1500	30	90	80

Иначе рассчитывался талый сток наледных образований. Наледи образуются ежегодно и практически полностью стаивают к концу теплого периода, поэтому запасы воды в наледных массивах в конце зимы - начале весны численно равны наледному стоку. Методика расчета последнего предусматривает построение гидрографов наледного питания и стока воды с наледей в течение периодов их образования и стока, а также применение в качестве исходной количественной характеристики размеров наледей - их максимальных площадей в конце зимы (Соколов, 1975).

В Атласе использованы методы расчета гидрографов питания наледей и наледного стока при наличии, недостаточности и отсутствии материалов наблюдений за внутригодовым режимом наледей, разработанные в Государственном гидрологическом институте (Соколов, 1975; Соколов, Саркисян, 1981). Наличие данных наблюдений за интенсивностью нарастания и стаивания всех наледей в каком-либо речном бассейне отражает идеальную и поэтому чрезвычайно редкую ситуацию. В лучшем случае исследователь может располагать сведениями о режиме одной-двух или нескольких наледей, что соотвествует недостаточности данных наблюдений. Обычно режимная информация отсутствует.

Картографирование талого стока проводилось по общепринятой методике (Программа и методические указания..., 1977). Для равнинных территорий картографируемые величины относились к центрам тяжести бассейна, а изолинии проводились посредством интерполяции с учетом физико-географических условий; для горных районов использовались районные зависимости элеметов от средневзвешенной высоты бассейнов. Карты талого стока -

изолинейные, позволяющие получить количественную оценку суммарного талого снегового и ледникового стока и его доли в годовом стоке рек. Однако сток - интегральная характеристика, поэтому его значения могут определяться только по картам крупного масштаба и лишь для достаточно больших бассейнов.

При картографировании стока и его составляющих в горных районах важно выделить области уменьшения и прекращения жидкого стока. В районах мощного горного оледенения, где площади ледников настолько велики, что они могут быть изображены в масштабе карты, приходится показывать области выше границы питания, где жидкий сток резко сокращается. При этом зона максимального стока располагается ниже границы питания, а фактически соответствует стоку с языков ледников. Выше же сток уменьшается. Такие области выделяются на основе анализа карт режима ледников, летних температур и жидких осадков. Мы исходим из того, что жидкий сток не формируется в области, где суммы положительных температур равны нулю и осадки в жидком виде не выпадают. Такие области уменьшения стока показаны на картах Памира, Тянь-Шаня, Берегового хребта и Скалистых гор, Аляски (в других районах этого сделать не удалось из-за мелких масштабов карт). Заметим, что области уменьшения стока соответствует самая большая доля талого стока - более 90%.

Возможность картографирования характеристик, отражающих роль наледных процессов в формировании водных ресурсов и водного баланса речных бассейнов, определяется следующим. Несмотря на то, что наледи - дискретные гляциологические объекты, их характеристики на установленном уровне осреднения по площади - 1000 км^2 и более - представляют собой непрерывные поля значений, плавно изменяясь по территории с изменением природных условий наледеобразования. В соответствии с этим показатели гидрологической роли наледных процессов на принятом уровне генерализации картографируются в виде непрерывных полей их значений.

9.2. Современное состояние ресурсов талого стока

Под ресурсами талого стока понимается объем среднего многолетнего годового стока суши, образующегося за счет таяния снега и льда. Если принять неизменными средние значения объемов ледников в областях формирования стока, то средний многолетний талый сток будет равен количеству выпадающих твердых осадков за вычетом объема испарившейся влаги за время его залегания, таяния и стекания до момента появления в русле реки. Общие ресурсы снегово-ледникового стока приведены в табл.9.2.

Из приведенных данных видно, что ресурсы талого стока на земном шаре составляют лишь небольшую часть общих водных ресурсов. В то же время для отдельных районов Европы, Азии, Северной и Южной Америки значение их как климатообразующего фактора и источника ресурсов пресных вод для развития хозяйства огромно. В ряде горных районов и предгорных равнин сток, образующийся от таяния снега и льда, служит единственным источником для бытового и хозяйственного водопользования. Вместе с тем на многих крупных реках со значительной областью снегового и ледникового питания возникающие при половодье паводки приносят огромный экономический ущерб и приводят к человеческим жертвам. Ниже дается характеристика ресурсов талого стока по материкам, горным районам и отдельным странам. Приводимые значения общих водных ресурсов рассчитаны по помещенным в Атласе картам среднего годового стока.

Таблица 9.2

Общий и талый сток материков

Континенты с прилегающими островами	Общий сток, км^3	Талый сток	
		км^3	% к общему
Европа с Кавказом	3210	1012	32
Азия без Кавказа	14410	2364	17
Северная Америка	8200	2928	35
Южная Америка	11760	131	1,2

Основой для построения мелкомасштабных карт среднего годового стока материков Европы, Северной Америки и Азии (с.177, 227, 259 I-го тома Атласа) служили карты

Атласа мирового водного баланса (1974), которые трансформированы в настоящем Атласе в соответствии с принятыми масштабами и проекцией. Для территории бывшего СССР за основу принята карта, составленная в Институте географии РАН, уточненная для горных территорий по региональным картам более крупного масштаба и откорректированная в ряде районов по разработкам Государственного гидрологического института.

9.2.1. Территория бывшего Советского Союза

Распределение речного стока и его снеговой (талой) составляющей тесно связано с пространственными изменениями твердых осадков и снегозапасов. На равнинных пространствах Европейской части бывшего СССР и Западной Сибири оно носит в основном зональный характер, который нарушается под влиянием возвышенностей, на которых, как правило, выпадает больше снега, формируются более высокие речной сток и его талая составляющая. В целом на равнине в направлении с севера на юг от побережья Северного Ледовитого океана до Причерноморской низменности и Казахского мелкосопочника твердые осадки уменьшаются от 200 до 50 мм, максимальные снегозапасы - от 150 до 25 мм, речной сток - от 300 до 10-5 и менее, а доля талой составляющей стока возрастает от 50 до 90%. При этом изменение доли талого стока на Европейской территории бывшего СССР не несет черт широтной зональности. В западных районах, испытывающих на себе большое влияние морских воздушных масс с частыми оттепелями и неустойчивым снежным покровом, доля талого стока определяется менее уверенно, приходится корректировать их значения по твердым осадкам и снегозапасам. В Прибалтике и Белоруссии твердые осадки составляют 100 мм, снегозапасы 50 мм, а доля снегового стока - менее 35-40% общего. Далее, с запада на восток твердые осадки увеличиваются до 200 мм на Восточно-Европейской равнине и еще больше на возвышенностях, снегозапасы возрастают до 150 мм и более, а доля талого стока - до 60-65%. На Севере доля талого стока возрастает от 50-55% на Кольском полуострове до 65% в Большеземельской тундре, в лесной зоне - от 35% в Прибалтике до 65% в предгорьях Урала. В степной зоне при небольших величинах общего речного стока - 5-10 мм - изменения доли снегового стока еще более значимы: 40% в Приднестровье, 75-80% на реках Приволжской возвышенности. Таким образом, рост доли талой составляющей наиболее четко отражает усиление континентальности во всех природных зонах, но изменения эти происходят по-разному.Распределение по территории твердых осадков и снегозапасов носит менее четкий характер.

В Азиатской части бывшего СССР зональное распределение природных компонентов характерно лишь для Западной Сибири и Среднего Казахстана, где в направлении с севера на юг абсолютные величины твердых осадков, снегозапасов и общего стока уменьшаются, а доля талого стока возрастает с 50 до 90%.

Восточнее, в гористых и горных районах Средней Сибири, Северо-Востока, Предбайкалья, Забайкалья и Юга Дальнего Востока талый сток в значительной мере определяется рельефом. В северных низменных частях твердые осадки не превышают 200 мм, а снегозапасы - 150 мм, с высотой их значения возрастают соответственно до 400 и 200 мм. Распределение стока имеет более сложный характер. Если на равнинной части побережья Северного Ледовитого океана общий сток составляет 150-200 мм, а доля талого в нем 50%, то во внутренних континентальных районах на Центрально-Якутской равнине и Приленском плато общий сток уменьшается до 50-20 мм, а доля талого возрастает до 80%. В горах общий сток увеличивается до 400-800 мм, а доля талого стока - до 70-80%. На юге, в Минусинской и Тувинской котловинах, почти изолированных от вторжения влагонесущих воздушных масс, толщина снежного покрова мала и его роль в питании рек не превышает 40%. Основная часть стока формируется в окружающих котловины горах и проходит через котловины транзитом.

В Забайкалье и на Юге Дальнего Востока снегозапасы невелики - менее 50-20 мм - и основную роль в питании рек играют осадки теплого периода, главным образом муссонные ливни. На юго-западе они достигают Восточного Саяна, на севере и северо-востоке - Станового нагорья и Станового хребта. Диапазон изменений общего стока велик -

50 мм в сухих районах Забайкалья до 500 мм в хр.Сихотэ-Алинь. Выделение талой составляющей в этом обширном районе затруднено, поскольку весной на относительно невысокую волну половодья накладываются дождевые паводки, снег перемежается с дождями. На карте доли талого стока (с.75 I-го тома Атласа) эта территория показана как район,где доля талого стока определена приближенно и уменьшается от 40 до 10% и менее, более 40% снеговой сток составляет лишь на реках Сихотэ-Алиня.

Особую роль в формировании талого стока на Северо-Востоке нашей страны играют наледные процессы. Здесь ежегодно к концу зимы в наледях речных и подземных вод аккумулируется, а в теплое время года в виде наледного стока в речную сеть поступает примерно 94 км^3 воды, что почти в четыре раза превышает здесь объем ледникового стока. Характеристика наледности некоторых бассейнов Северо-Востока России приведена в табл.9.3. Из нее следует, что слой наледных вод может достигать очень больших значений, исчисляющихся сотнями миллиметров.

На рис.9.4 приведено распределение коэффициентов наледного стока на Северо-Востоке России, характеризующих долю атмосферных осадков, вовлеченных в наледные процессы. Их значения рассчитаны для 370 трапеций градусной сетки со стороной 1^0 только в границах территории с массовым распространением наледей подземных вод, т.е. на площади их формирования - преимущественно в верхних частях речных бассейнов. Ниже по течению рек талые наледные воды в составе речного стока становятся транзитными, поэтому коэффициент наледного стока для средних и нижних частей речных бассейнов теряет физический смысл.

Из анализа карты видно, что коэффициент наледного стока изменяется незначительно. Повышенные его значения - 8-10% и более - наблюдаются в пределах Сметиндэнского хреб-

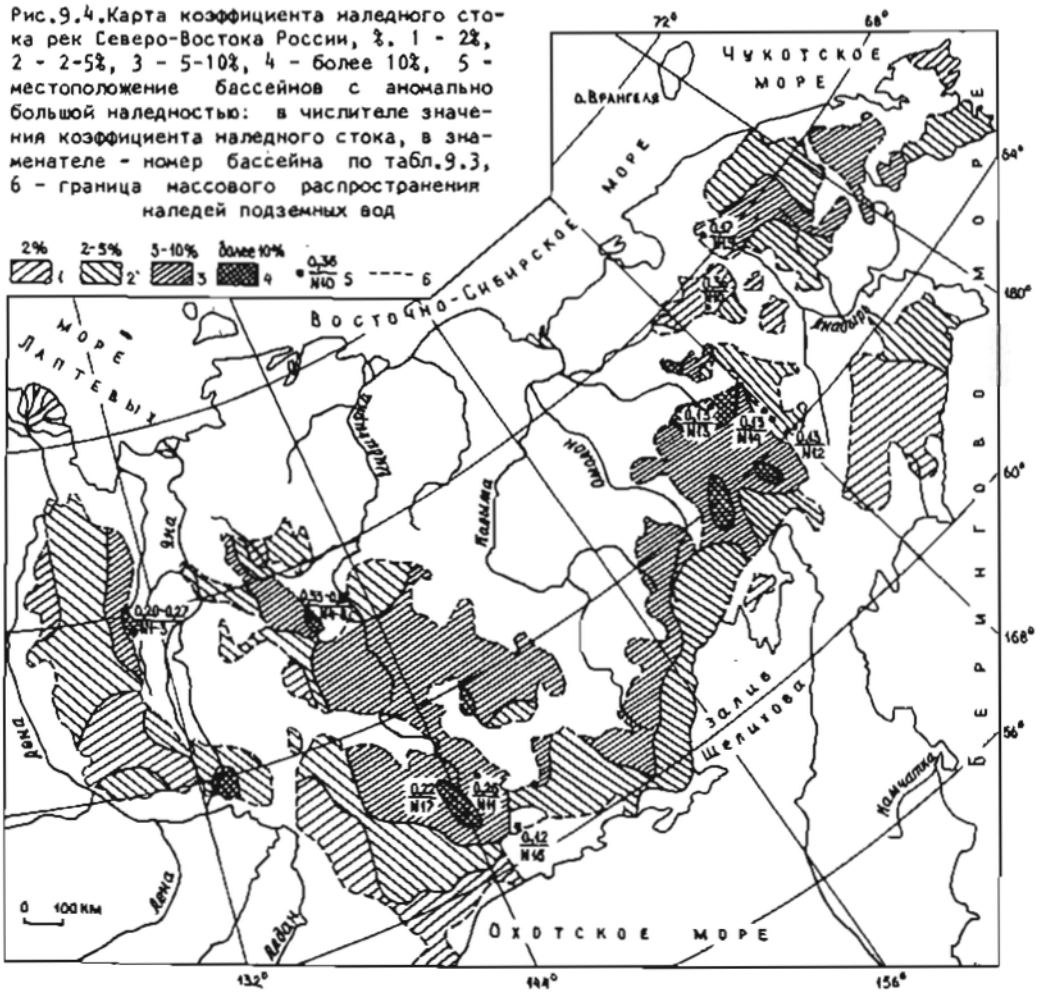


Рис.9.4.Карта коэффициента наледного стока рек Северо-Востока России, %. 1 - 2%, 2 - 2-5%, 3 - 5-10%, 4 - более 10%, 5 - местоположение бассейнов с аномально большой наледностью: в числителе значения коэффициента наледного стока, в знаменателе - номер бассейна по табл.9.3, 6 - граница массового распространения наледей подземных вод

Таблица 9.3

Характеристика некоторых речных бассейнов с аномально большой наледностью на Северо-Востоке России

№ пп	Река	Площадь водосбора, км^2	Количество наледей	Суммарная площадь наледей, км^2	Наледность бассейна, %	Слой наледных вод, мм
		Бассейн р.Яны				
1	Улахан-Саккырыр	4782	41	164	3,4	67
2	Салаа	1358	13	43,2	3,2	64
3	Батынья	871	11	25,8	3,0	51
		Бассейн р.Индигирки				
4	Умба	608	3	66,0	10,8	265
5	Борылылах	811	2	72,6	9,0	220
6	Утачан	405	6	35,7	8,8	219
7	Учуген-Юрях	851	4	59,1	6,9	161
8	Нахатта	790	4	59,6	7,5	158
		Бассейн р.Колымы				
9	Гремучая	164	3	12,2	7,4	133
10	Тытыльвеем	164	2	8,11	4,9	108
11	Эрыча	2229	48	57,0	2,6	77
		Бассейн р.Анадырь				
12	Левый приток р.Травки	205	1	5,89	2,9	53
13	Правый Яблонь	2255	21	61,2	2,7	51
14	Балаганчик	5084	46	133	2,6	51
		Бассейн Чукотского и Охотского морей				
15	Эльхкакаун	892	6	30,4	3,4	67
16	Ольчандта	162	7	(5,35)	(3,4)	(64)
17	Нядбаки	1032	7	29,7	2,9	51

та (Верхоянско-Колымская горная страна), гор Сунтар-Хаята, хребтов Черского, Момского, северных отрогов Колымского и южных отрогов Чукотского нагорий. На остальной территории коэффициент преимущественно меньше 5%.

На территории Северо-Востока России доля участия наледей подземных вод в формировании годового речного стока изменяется в целом от 1-3 до 10-15%. В бассейнах с большим количеством наледных массивов коэффициент наледного питания рек достигает 30-40% (табл.9.4).

В процессе фазовых переходов вода - лед - вода при образовании наледей и их таянии в теплое время года вовлекаются огромные энергетические ресурсы. Это дало основание О.Н.Толстихину (1974) назвать наледи криоэнергетическими полями. Общее количество тепла, ежегодно выделяющегося при образовании наледей подземных и речных вод на территории России, составляет примерно $52,4 \cdot 10^9$ Дж. Энергетический механизм наледных процессов в целом направлен на выравнивание температуры природной среды в течение года, сезона, суток. Гидрологическим следствием этого служит изменение теплового стока рек в теплый сезон.

Все приведенные значения характеризуют средние многолетние значения талого стока. В конкретные годы его величины могут существенно изменяться. Общие закономерности таких временных колебаний можно охарактеризовать на основе анализа карты изменчивости слоя стока C_v половодья рек бывшего СССР (Указания..., 1972). На рис.9.5 приведены профили ко-

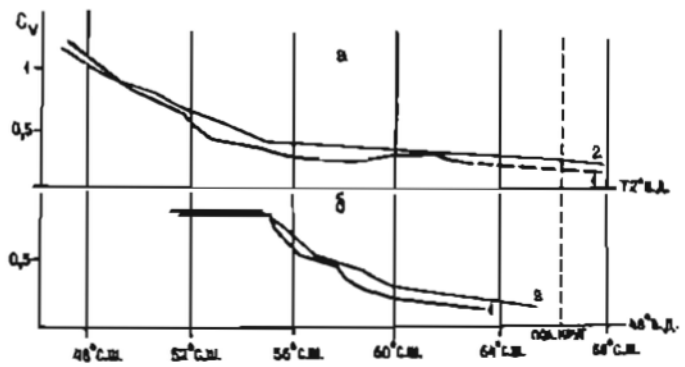


Рис.9.5. Меридиональные профили изменений коэффициентов вариации C_v полного речного стока (1) и стока половодий (2); а - Европейская территория бывшего СССР, б - Западно-Сибирская низменность

Таблица 9.4

Роль наледей подземных вод в формировании стока некоторых рек с наледностью бассейнов более 1% на Северо-Востоке России (по средним многолетним данным)

Река, пункт	Площадь водосбора, км^2	Характеристика наледности				Коэффициент наледного питания, %*			
		количество наледей	суммарная площадь, км^2	наледность, %	слой наледного стока, мм	год	весеннее половодье	летне-осенняя межень	зима
Иньями, 0,02 км ниже устья р.Хара-Тиннях	2960	11	103	3,48	81	38,2	79,4	35,7	-97,7
Агаякан, Агаякан	7630	53	203	2,66	59	31,0	72,5	13,9	-93,1
Куйдусун, Куйдусун	8670	79	164	2,48	40	22,7	23,4	11,8	-88,3
Омчичкан, Омсучкан	1720	29	34,4	2,00	33	10,7	9,7	7,0	-86,4
Ольчан, 4,5 км выше устья р.Туоора-Тас	1830	13	30,5	1,67	36	15,9	10,5	11,7	-95,4
Бурганди, устье	500	12	8,76	1,51	26	10,3	12,0	8,1	-93,5
Детрин, устье р.Омчук	3490	29	49,6	1,42	24	7,4	8,1	4,6	-80,7
Хеникe, 3,6 км выше устья р.Дудыкан	2710	18	34,1	1,26	22	8,2	7,5	10,9	-89,3
Чаркы, 3,5 км от устья	8290	48	100	1,19	26	10,6	14,7	3,5	-93,0
Индигирка, Юрты	51100	324	597	1,17	24	18,3	31,9	11,4	-89,9

* *Коэффициент наледного питания характеризует долю речных вод, сформированных наледным стоком.*

эффициентов вариации полного речного стока и стока половодий, построенные по 48-му меридиану в.д., т.е. по линии Астрахань - восточный берег Чешской губы, и 72-му меридиану, в.д., т.е. примерно по линии Целиноград - Кадым. Они позволяют судить об изменчивости речного и снегового стока на Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах. Как правило, на юге в пустынной, пустынно-степной и сухостепной зонах коэффициенты вариации общего и половодного стока составляют 1,0 и более, причем изменчивость годового стока может быть несколько выше изменчивости стока половодий. Далее с продвижением на север соотношение меняется на обратное. В северных районах страны, на обширной прибрежной части Северного Ледовитого океана C_v половодий составляет 0,20-0,25 и лишь на западе - на Кольском полуострове и на востоке - на Колымской низменности и Чукотском полуострове достигает 0,35 и более.

Ниже приведены ресурсы талого стока для равнинных, низкогорных и среднегорных территорий:

	Площадь, тыс.км^2	Сток, км^3	Доля талого стока в %	Талый сток, км^3
Россия	9078	3960	60	2376
Украина	417	51	52	26,5
Беларусь	135	38	46	17,5
Прибалтика	141	53	39	20,7
Казахстан	742	58	64	37,1

Горные страны отличаются своими особенностями формирования и территориального распределения талого стока.

Кавказ. В горах Западного Кавказа максимальное снегонакопление наблюдается на южных прибрежных склонах западной и юго-западной ориентаций - до 2000 мм на высотах 2000-2500 м (бассейны рек Бзыбь, Кодори, Мзымта). На Восточном Кавказе, неблагоприятно ориентированном к юго-западным потокам влажных воздушных масс, величина снегозапасов достигает 500 мм только на высоте 3000 м.

Заметно меньшей снежностью характеризуется и северный макросклон Центрального хребта, что связано не только с уменьшением количества осадков, но и с особенностями их внутригодового распределения - в марте-октябре здесь выпадает лишь 20-30%, тогда как на западных и юго-западных склонах - до 50% годовой суммы осадков. Максимальное количество снега - 500-1000 мм - наблюдается на высотах более 3000 м и в нивально-гляциальной зоне, а на высоте 1000 м оно не превышает 50 мм. На Малом Кавказе, куда доступ средиземноморских циклонов затруднен горами Иранского нагорья, максимальными снегозапасами характеризуется район горы Арарат - до 500 мм на высоте 3000 м.

Наибольшие значения снегово-ледникового стока характерны для обильно увлажняемого южного склона Западного (367 мм) и Центрального (338 мм) Кавказа, а наименьшие - 90 мм - для южного склона Восточного Кавказа. Максимальных значений - более 1600 мм - талый сток достигает на высотах более 3000 м на северном склоне и 2500 м на южном склоне Западного Кавказа. Здесь же отмечены и максимальные высотные градиенты талого стока - 120 мм/100 м. Снегово-ледниковый сток формируется в основном за счет таяния снега, доля ледникового стока в талом на южном склоне Западного Кавказа составляет всего 3,5%, а на северном - 13,8%.

На Восточном Кавказе снегово-ледниковый сток в среднем не превышает 130 мм. Градиент его изменения с высотой колеблется от 5-10 мм/100 м на высотах 1500-2000 м до 20-30 мм/100 м - на высотах 2500-3000 м.

На северном склоне Кавказа наибольший снегово-ледниковый сток 256 мм наблюдается в его центральной части, градиент его изменения с высотой составляет 100 мм/100 м. Как и на всем Кавказе в целом, талый сток формируется в основном за счет таяния снега, хотя доля ледникового стока здесь наибольшая - 25,6%. Меньше всего вклад от таяния ледников на северном склоне Восточного Кавказа - всего 2,3% снегово-ледникового стока.

Для Кавказа в целом только 10% снегово-ледникового стока формируется за счет воды от таяния ледников (с.98 I-го тома Атласа), хотя в отдельных речных бассейнах последние могут давать более 50% стока.

Ресурсы снегово-ледникового стока составляют на Большом Кавказе 35 км^3, или 36%, речного стока, а на Закавказском нагорье - 6,5 км^3 и 26%. Ресурсы талого стока на северном склоне Кавказа равны 18,8 км^3, или 44% речного стока, а на южном - 16,2 км^3, или 30%. Больше всего ресурсы талого стока на южном склоне Центрального Кавказа - 8,2 км^3, а меньше всего - на южном склоне Восточного Кавказа - 2,3 км^3 (Владимиров и др., 1980).

Наиболее пестро распределяется снеговой сток на Закавказском нагорье. Здесь в верхних высотных зонах в бассейне р.Аракс он составляет примерно 3 км^3 или 40% речного, в бассейне р.Куры (в пределах нагорья) - 2 км^3 или 27%, в бассейнах рек Черного моря 1,4 км^3 или 16%, в прилегающей к нагорью Ленкоранской области - 0,06 км^3 или 4% (Владимиров и др., 1985).

Памиро-Алай. Речной сток и его генетические составляющие формируются здесь в резко выраженных континентальных условиях, образующих общий фон, нарушаемый сложной орографией. Высокие горные хребты, имеющие широтное простирание, препятствуют в зимнее время проникновению северных холодных воздушных масс, климат высоких плоскогорий резко континентален и сух, на высоких хребтах климат влажен и ход температуры более ровный. Резко меняются климатические условия в замкнутых горных котловинах и долинах.

Протягивающиеся в меридиональном направлении хребты, например хр.Академии Наук, служат барьерами для западных воздушных течений, что способствует выпадению осадков, главным образом в виде снега, на западных склонах и в пригребневых частях. Особенно увеличивается количество осадков в горных узлах. Перехватывая почти всю влагу, они обусловливают засушливость лежащих за ними котловин и долин. Высокие нагорья, окаймленные хребтами, несмотря на свою значительную высоту, очень бедны влагой.

Самой высокой водностью характеризуется северо-западная наиболее увлажненная часть Памиро-Алая, средний годовой сток здесь более 1000 мм, его главная составляющая - талые воды сезонного снежного покрова и ледников, причем вклад первых в несколько раз выше из-за незначительного оледенения. Во внутренних районах Памиро-Алая из-за экранированности осадки и сток быстро уменьшаются, причем главной составляющей становятся ледниковые воды, примерно в 1,5-2 раза превышающие снеговые. Сравнение бассейнов с одинаковой степенью оледенения, расположенных на хорошо увлажненных склонах краевых хребтов и во внутренних сухих районах, показывает, что в последних доля ледникового стока значительно меньше. Это объясняется более высоким положением нивально-гляциального пояса и ослаблением таяния ледников.

Условия формирования талого стока рассматривались по девяти районам его однозначной зависимости от высоты (с.140 I-го тома Атласа). Наибольшие градиенты - 100-150 мм/100 м - отмечены в среднегорной части наиболее увлажненного северо-запада Памиро-Алая, а наименьшие - 20-30 мм/100 м характерны для рек бассейна Мургаба. Максимальный талый сток - более 1000 мм - приурочен к четырем наиболее увлажненным районам: на северном склоне хр.Петра Первого (притоки Сурхоба), на южном и юго-восточном склоне Дарвазского хребта (р.Обихумбоу), на южном склоне Гиссарского хребта (верховья Сурхандарьи и правые притоки Кафирнигана), в Матчинском узле оледенения (левые притоки Соха). В последнем районе ледниковый сток составляет 55-65%, в остальных трех основную часть талого стока формирует таяние сезонного снежного покрова.

Бассейны рек, находящиеся восточнее и юго-восточнее наиболее увлажненного северо-западного края Памиро-Алая (нижние притоки Язгулема, Бартанга, Гунта, Шахдары, Муксу) характеризуются достаточно высокими значениями талого стока - 500-1000 мм. Степень оледенения здесь равна 20-30%, но ледники расположены на значительных высотах и условия их таяния хуже.

Небольшой талый сток свойственен бассейнам предгорий на севере, западе и юго-западе территорий - в низовьях притоков Сырдарьи, Зеравшана, Кашкадарьи, Сурхандарьи, Кафирнигана, где оледенение отсутствует, а количество твердых осадков невелико. Также небольшой талый сток на Памирском нагорье - 20-50 мм - связан с малыми осадками и незначительным оледенением.

В табл.9.5 представлены ресурсы годового и талого стока по основным бассейнам Памиро-Алая (Кеммерих, 1980).

Таблица 9.5

Средний многолетний сток и его снегово-ледниковая составляющая основных рек Памиро-Алая (по А.О.Кеммериху)

Река	Площадь водосбора, км^2	Сток, км^3	Талый сток в % от годового	Талый сток, км^3	Сток в % от величин по всей территории	Талая составляющая, %
Пяндж (в пределах территории бывшего СССР)	60917	18,2	68	12,4	28	29,0
Вахш	34010	20,8	60	13,6	32	32,0
Зеравшан	12300	6,0	69	4,1	9	10,0
Кафирниган	8070	6,0	66	3,9	9	9,0
Сурхандарья	8230	3,8	70	2,6	6	6,5
Кашкадарья и Шерабад	11730	1,8	42	0,8	3	2,0
Сырдарья	22088	6,8	49	3,3	10,5	8,0
Реки, впадающие в Каракуль, Зоркуль, Ранчкуль	6756	1,4	86	1,2	2	3,0
Маркансу и Кызылсу восточная	2687	0,4	81	0,3	0,5	0,5
Весь Памир	166788	65,2	65	42,2	100	100

Ледниковый сток всего Памиро-Алая равен 13,2 км^3 в год (12,9.6 км^3 приходится на территорию бывшего СССР), что составляет 70% всего ледникового стока Средней Азии и 20% среднего многолетнего годового стока Памиро-Алая. С июля и до конца половодья ледниковая составляющая может давать почти половину стока за этот период. В разных речных бассейнах вклад ледниковых вод зависит от степени оледенения, особенно быстро возрастая с ее увеличением в краевых, хорошо увлажненных районах, что связано с низким положением нивально-гляциального пояса и интенсивным таянием.

Тянь-Шань. В отличие от большей части территории Тянь-Шаня в его западной части хребты имеют меридиональные или близкие к нему направления и практически перекрывают доступ наиболее влажным воздушным массам. Наибольшей снежностью отличаются наветренные склоны хребтов, находящихся на путях юго-западных циклонов и северных вторжений. Но большая часть Тянь-Шаня приходится не на периферийные, а на внутригорные склоны, и количество снега определяется уже не их ориентацией, а степенью экранированности хребтами - барьерами, перехватывающими влагу влагонесущих потоков. Кроме того, Тянь-Шань имеет резко выраженный зимний минимум осадков. На хребтах, закрывающих Тянь-Шань с запада, северо-запада и севера, доля зимних осадков составляет 35-50%, а во внутренних районах всего 20-30%, что в абсолютных величинах равно от 10-50 до 100 мм. Только в орографических узлах Меридионального хребта, где находятся высочайшие вершины Тянь-Шаня - Пик Победы и Хан-Тенгри - создаются условия для накопления мощных снегозапасов вследствие летних снегопадов.

Формирование снегово-ледникового стока (с.121-123 I-го тома Атласа) обусловлено не только особенностями орографии, циркуляционных процессов и оледенения, но и структурой высотной поясности природных условий. Величина снегово-ледникового стока на Тянь-Шане изменяется в очень широких пределах - от 10 мм в полупустынных степях западной части Иссык-Кульской котловины до 700 мм в гляциально-нивальной зоне Западного Тянь-Шаня. В последнем случае большие значения связаны с меридиональным понижением хребтов, обусловливающим поступление влаги западных воздушных потоков. В целом же величина снегово-ледникового стока в нивально-гляциальной зоне Тянь-Шаня равна 400-500 мм.

На всем Тянь-Шане величина снегово-ледникового стока увеличивается с высотой. В степной и лугово-степной зонах она составляет 60-100 мм, в субальпийской 100-150 мм, а в альпийской 300-350 мм. Резкий рост величин в высокогорье объясняется тем, что выше 3000 м на всем Тянь-Шане распространена многолетняя мерзлота, толщина которой на высоте 3000 м достигает 25 м, на высоте 3500 м - 150 м, а выше 4000 м превышает 200 м. Мерзлота способствует формированию снеговой составляющей талого стока.

Характер изменения величины снегово-ледникового стока с высотой в разных частях Тянь-Шаня неодинаков. В западном Тянь-Шане градиент талого стока составляет 25-30 мм/100 м на высотах 1800-2800 м и 50 мм/100 м выше 3000 м. На открытых для северных вторжений северных склонах Киргизского и Заилийского хребтов на высотах 1600-2200 м он равен 12-18 мм/100 м, а выше 2400-2800 м - 35-50 мм /100 м. Самые низкие значения градиентов талого стока отмечены во внутреннем Тянь-Шане (бассейны рек Сарыджаз, Нарына, Атбаши и др.) и в западной части Иссык-Кульской котловины, где они изменяются от 2-6 мм/100 м на высотах 1800-3000 м до 40-50 мм/100 м выше 4000 м. Из сказанного видно, что градиент снегово-ледникового стока практически одинаков для всего высокогорья Тянь-Шаня.

Самая высокая доля участия снегово-ледникового стока в речном - до 75% - наблюдается в бассейне р.Сарыджаз, что связано с распространением многолетней мерзлоты и наибольшим оледенением бассейна, а наименьшая - примерно 35% - на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов, где широко развиты карстовые явления и значительная часть осадков расходуется на формирование подземного стока. В целом для Тянь-Шаня доля снегово-ледникового стока в речном составляет приблизительно 60%.

На наветренных склонах внешних хребтов Тянь-Шаня доля снеговой составляющей в речном стоке может быть в 6-8 раз больше ледниковой (Западный Тянь-Шань) и, наоборот,

доля ледникового стока в речном, как, например, в бассейне р.Сарыджаз, иногда в 3-5 раз больше снегового.

Снегово-ледниковый сток на ряде рек формируется уже в марте. В тех речных бассейнах, где основным в формировании талого стока служит снег, максимальный снегово-ледниковый сток наблюдается в весеннее время и его доля в речном стоке больше 40%, например реки юго-западного склона Ферганского хребта. Там же, где в формировании талого стока главное место занимают ледники, его максимальная величина наблюдается летом и доля в речном превышает 45-50% (реки Северного и Центрального Тянь-Шаня).

В табл.9.6 представлены ресурсы талого стока по высотным поясам для разных районов Тянь-Шаня.

Таблица 9.6

Ресурсы стока гор Тянь-Шаня

Абсолютная высота, м	Объем речного стока, млн $м^3$	Площадь района, $км^2$	Доля талого стока в общем, %	Объем талого стока, млн $м^3$	Слой речного стока, мм	Слой талого стока, мм
		Западный Тянь-Шань				
менее 1000	1121,9	21168	менее 20	112,2	53	5,3
1000-2000	1249,2	12492	20-40	374,8	100	30
2000-3000	6552,0	16380	40-60	3267,0	400	200
более 3000	6732,0	6732	60-70	4375,8	1000	650
общее количество	15655,1	56772		8138,8		
		Внутренний Тянь-Шань				
менее 1000	736,6	26784	10	73,7	28	2,7
1000-2000	2284,2	30456	10-30	456,8	75	15
2000-3000	9158,4	61056	30-50	3663,4	150	60
3000-4000	59257,8	169308	50-70	35554,7	1670	210
более 4000	67500,0	67500	70-80	50625,0	1000	750
общее количество	138937,0	355104		90373,6		
		Северный Тянь-Шань				
менее 1000	442,1	33768	0-10	22,1	13	-
1000-2000	2811,6	25560	10-30	562,3	110	22
2000-3000	4964,4	14184	30-55	2109,9	350	150
3000-4000	6984,0	6984	55-80	4798,0	1000	690
общее количество	15202,1	80496		7492,3		

Алтайско-Саянская горная страна состоит из плосковершинных нагорий, хребтов и межгорных впадин. Горные хребты Восточный и Западный Саяны и Кузнецкий Алатау служат преградой для господствующего широтного (с запада на восток) переноса воздушных масс. На наветренных склонах гор происходит обострение фронтальных процессов и выпадает много осадков: в Кузнецком Алатау более 1000, в Саянах более 1500 мм; восточные склоны гор получают меньшее количество осадков, а в межгорных котловинах их выпадает совсем мало - менее 200 мм. Основную часть составляют жидкие осадки.

Такая же закономерность отмечается и в распределении снежного покрова. В среднегорном поясе - до абсолютных высот 1500-2000 м - зимний сезон продолжается полгода, весна продолжительная - более двух месяцев, большая ее часть приходится на период снеготаяния. В высокогорном поясе - выше 2000 м - зимний сезон занимает большую часть года - не менее 8,5 месяцев, характерны низкие температуры воздуха, значительное количество осадков, сильные ветры, метели. Снежный покров вследствие ветрового перераспределения залегает неравномерно: на гольцах он отсутствует, на подветренных склонах и в отрицательных формах рельефа скапливается в больших количествах. В защищенных местах образуются снежные забои, снежники успевают растаять только к концу лета, а иногда и перелетовывают. Снег выпадает и в летнее время.

Основное оледенение приурочено к высоким хребтам Алтая - Катунскому, Чуйскому, много ледников на Монгольском Алтае. Небольшие каровые и карово-долинные ледники распространены в Восточном Саяне и на хр.Саур. Снеговая линия поднимается от 2800 м

на северо-западе почти до 4000 м в Монгольском Алтае. Фирновая линия проходит значительно ниже: 2300 м - на севере и западе, 3000-3400 м на юго-востоке Алтая и выше 3500 м в Монгольском Алтае. На уровне фирновой линии 15-20% годового количества выпадает в жидком виде (Шантыкова, 1975).

Максимальные значения стока приурочены к хорошо увлажненным, хотя и невысоким хребтам Кузнецкого Алатау, где на высотах более 500 м он достигает более 1000 мм.Другие области высокого стока значительно меньше по площади и приурочены к большим высотам - это высокогорья Катунского, Северо- и Южночуйского хребтов и верховьев Казыра в центральной части Восточного Саяна. От этих максимальных значений сток сравнительно быстро уменьшается до 500 мм и менее. В предгорьях, на высотах менее 400-500 м, он составляет 100-200 мм за исключением хорошо увлажняемых западных и северо-западных склонов Кузнецкого Алатау, где он достигает 500 мм и более.

Талый сток в пределах Алтайско-Саянской горной страны изменяется в широких пределах (с.152 и 153 I-го тома Атласа). Самые высокие его значения отмечены в Абаканском хребте и Кузнецком Алатау. Вклад талого стока в формирование общего превышает 60% на высотах 1000 м и увеличивается до 80% и более в очень небольшом по площади высокогорном поясе, а его абсолютные значения возрастают от 75 мм в предгорном поясе до 1275 мм в высокогорном. В Горном Алтае доля талого стока увеличивается от 40-50% в среднегорном поясе, 1000-2000 м, до 95% в высотном интервале 2800-3500 м, его абсолютные значения возрастают от 45 до 900 мм.

Значительно меньше талый сток на реках Восточного Саяна. В более низкой его части, относящейся к бассейну Енисея, он изменяется от 10% в предгорьях до 30% в среднегорном поясе, а его абсолютные величины - от 25 до 200 мм. На реках бассейна Ангары, стекающих с Восточного Саяна, вклад талого стока резко возрастает с высотой, изменяясь от 20% в предгорьях до 70% в интервале высот 1500-2000 м, абсолютные величины увеличиваются соответственно от 50 до 470 мм. В межгорных котловинах абсолютные величины и общего и талого стока невелики, а доля последнего не превышает 20-25%.

В целом для этого горного региона общий сток несколько превышает 20 км^3, а талый образует половину этого количества. Вклад ледниковых вод существенен лишь в небольших по площади узлах оледенения, его абсолютные значения составляют 1,75 км^3 (Кренке, 1982).

В особых условиях формируется талый сток *на Камчатке*. В целом климат здесь суровый, его континентальность возрастает в центральной части и уменьшается к побережьям. Вдоль оси полуострова расположены два хребта: Срединный (Западный) и Восточный, разделенные долиной р.Камчатки. Годовые осадки растут с запада на восток, а в экранированной со всех сторон долине Камчатки их выпадает сравнительно мало. Количество твердых осадков составляет 400 мм в долине р.Камчатки, менее 800 мм на побережье Охотского моря, 1600 мм в горах, более 2000 мм на высоких вулканических сопках на юге и востоке полуострова. Снежный покров отличается большой толщиной и продолжительностью залегания. Сравнительно с остальной территорией мало снега на Охотском побережье и в долине р.Камчатки - 100-200 мм, а в горных районах снегозапасы почти повсеместно превышают 1000 мм.

Реки Камчатки многоводны, в большинстве своем имеют широтное направление, в их питании большую роль играют таяние снежного покрова и ледников, продолжающиеся в наиболее возвышенных частях все лето, обильные дожди и подземное питание. Подземные воды формируются в сложной геологической обстановке, в условиях современного вулканизма и развития многолетнемерзлых пород, их вклад составляет 30-50% (Куделин, 1966), т.е. бóльшая часть атмосферных осадков - жидких и твердых после таяния - расходуется на пополнение подземных вод. Кроме того существенную роль в формировании стока и водных ресурсов играет подрусловый сток и субмаринная разгрузка. Все это не позволило составить для Камчатки карту абсолютных значений снегового и ледникового стока, в Атласе показано лишь изменение - от 38 до 60% - доли талого стока по территории (с.169 I-го

тома Атласа). На реках восточного побережья Камчатки ледниковая составляющая больше, чем на реках западного, однако везде ее доля и абсолютные значения невелики и изменяются по отдельным годам от 1 до 5%, лишь в отдельные годы достигая 8-10% (Степанова, 1979). В целом же ледниковый сток, по оценке А.Н.Кренке (1982), составляет 1,9 км^3, т.е. несколько выше ледникового стока Алтая - 1,75 км^3, но меньше подобных значений по Кавказу - 3,25 км^3.

9.2.2. Западная Европа

Ресурсы речных вод Западной Европы составляют 2002 км^3, из них на долю талого стока приходится 386 км^3, или 17% (с.177 I-го тома Атласа). Основная часть стока,образующаяся за счет твердых осадков, формируется в северной части континента - в Скандинавии, Исландии, Финляндии и Польше. Граница районов с талым стоком более 10% общего проходит к северо-востоку от линии Гамбург - Прага - Бухарест. К юго-западу от нее встречаются лишь отдельные очаги формирования талого стока, приуроченные к горным массивам. Наиболее крупный обособленный район представляют Альпы, где значительная часть водных ресурсов формируется за счет таяния снега и льда. Отдельные очаги талого стока, составляющего 10-30% общего, встречаются в Пиренеях, Балканах, Апеннинах, холмистых районах Севера Англии.

В северных районах Европы - Скандинавии, Финляндии и Исландии - основной объем талого стока приходится на весну вследствие таяния накопившегося за зиму снега. Весеннее половодье представляет здесь значительную часть годового стока, и снежные запасы, питающие реки, определяют их водность и хозяйственное значение. К югу от Балтийского моря устойчивый снежный покров образуется только в горах на значительных высотах. На равнине в предгорьях и нижнем поясе гор, там, где выпадают твердые осадки, они перемежаются с жидкими или, выпадая на землю, образуют кратковременный покров,исчезающий во время оттепелей. Здесь можно лишь условно говорить о ресурсах талого стока, подразумевая под последним количеством выпавших твердых осадков за вычетом испарившейся влаги до появления воды в руслах рек. Примерно половина объема талого снегово-ледникового стока Западной Европы образуется в Скандинавии, Исландии, Альпах и Пиренеях, причем везде талый сток имеет свои характерные черты режима, определяющие ландшафтные особенности и хозяйственное значение.

Скандинавия - наиболее снежный район Западной Европы вследствие его северного положения и меридионального расположения Скандинавских гор, находящихся на пути интенсивного переноса влажных воздушных масс. Оледенение представлено ледниковыми шапками на платообразных поверхностях Скандинавских гор, с которых спускаются короткие долинные ледники. Осадки быстро увеличиваются с высотой на побережьях и убывают в глубь Скандинавского полуострова. На Скандинавию приходится почти 30% снегового и ледникового стока Западной Европы. Общий объем годового стока равен 608 км^3, в том числе талый сток 280 км^3, или 46% (с.189 I-го тома Атласа).

В пределах Скандинавии выделены два ледниковых района: в юго-западной части Норвегии, южнее 63^o с.ш. в самом влажном и снежном районе Европы с годовым количеством осадков более 3500 мм и на северо-западе Швеции и Норвегии, к северу от 65^o с.ш. В южном районе расположен самый крупный в континентальной Европе комплекс ледниковых плато площадью 6000 км^2.

Отличительная особенность режима оледенения Скандинавии - большая роль жидких осадков, составляющих на высоте границы питания в юго-западной области 20-30%, а в северо-западной - 10-19% годового количества осадков. Это максимальные величины по сравнению с другими ледниковыми районами в умеренных широтах Европы (Давидович и др., 1987). В прибрежных районах доля твердых осадков невелика - на юго-западе менее 10%, а на северо-западе примерно 20%, снегозапасы незначительны и доля талого стока мала. С увеличением высоты местности и усилением континентальности по мере продвижения в глубь полуострова возрастает количество твердых осадков, толщина снежного покрова увеличивается,и вклад талых вод в формирование речного стока достигает 80% и более.

Максимальные абсолютные величины талого стока составляют в ледниковых районах более 2000 мм на юго-западе и более 1500 мм в северо-западных районах Скандинавии(с. 194 и 200 I-го тома Атласа). Примерно 90% талого стока образуется за счет таяния снега и около 10% - за счет льда. Талый сток имеет исключительное хозяйственно-экономическое значение для Скандинавских стран, поскольку служит основным источником наполнения водохранилищ, обеспечивающих работу электростанций. В Норвегии на основе расчетов динамики снегозапасов в горах осуществляется оперативное обеспечение деятельности электростанций, производящих энергию для внутренних потребностей страны и экспорта в страны Европы.

Альпы. Водные ресурсы Альп составляют 220 км^3, из них 53 км^3, или 29%,образуется за счет снегово-ледникового стока (с.207 I-го тома Атласа). Основные хребты имеют почти широтное простирание и не препятствуют проникновению атлантических воздушных масс. С высотой увеличиваются осадки - от 500 до 3000 мм и доля в них твердых - от 10% в предгорьях до 90% и более на высотах 4000 м. Снежный покров на северных склонах формируется, начиная с высот 400-450 м,и достигает 100 мм в водном эквиваленте на высотах 500-700 м на севере Альп и 900-1000 мм в юго-восточных районах, увеличиваясь с высотой до 2500 мм и более. Соответственно растет и доля талого стока - от 11-30% на высоте 1000 м до 90% выше 3000-3500 м. В зависимости от степени оледенения бассейнов ледниковый сток составляет до 80% талого стока, а его абсолютные величины заметно превышают 1000 мм (с.213 I-го тома Атласа). В целом, осредненно для всей территории Альп, талый сток, образующийся за счет таяния снега, составляет около 80% и от таяния льда - 20% общего объема.

В табл.9.7 приведены данные о водных ресурсах европейских стран, где снеговой и ледниковый сток составляет более 10% общего объема и имеет большое значение в решении водохозяйственных проблем.

9.2.3. Азия (без территории бывшего СССР)

В Азии без территории бывшего СССР талый снеговой и ледниковый сток приурочен к горным областям и узкой полосе прилегающих равнин (с.227 I-го тома Атласа).

Таблица 9.7

Водные ресурсы стран Западной Европы со снеговым и ледниковым стоком более 10% общего объема, км^3

Страны	Общие водные ресурсы	Талый сток	
		объем	% от общего
Исландия	66,4	32	48
Норвегия	376	190	50
Швеция	194	75	40
Финляндия	106	42	40
Польша	56	11	20
Швейцария	46	22	50

Суммарный снеговой и ледниковый сток в среднем за год составляет 243 км^3 - это относительно небольшая величина, лишь немного более 2% водных ресурсов рассматриваемой территории. Однако основные очаги формирования и распространения талого снегово-ледникового стока сконцентрированы в географически обособленной области Центральной Азии, где он имеет большое значение в решении водохозяйственных проблем. В обширных горных районах Азии,где доля твердых осадков превышает 20% годовой суммы, талый сток в среднем составляет около 30%, а в отдельных районах Тибетского нагорья и Гималаях до 90% средних годовых величин.По мере продвижения к западу доля талого стока постепенно уменьшается, составляя в горных районах Ирана и Турции 10-20% суммарного.

Распределение талого снегово-ледникового стока во времени неравномерно и зависит главным образом от хода летних температур воздуха, определяющих интенсивность таяния снега и льда в горах. На западе в горных и предгорных районах Турции и Ирана максимум талого стока приходится на март-май. По мере движения на восток изменяется время прохождения основных масс талого стока в соответствии с наступлением летних температур и выпадением муссонных дождей, способствующих таянию снега и льда. Наблюда-

ющийся в июле-сентябре в горах Центральной Азии максимальный сток соответствует также максимуму его талой составляющей.

Наиболее значительна относительная величина талого стока в Монголии - 20% и Турции - 10%. В Японии, КНР, Иране, Непале и Бутане по отношению к общим водным ресурсам ресурсы талого стока невелики, однако для ряда районов они имеют большое значение в их хозяйственном развитии. Так, в западной части КНР с внутренним стоком, площадь которой около 30% всей страны, примерно половину водных ресурсов составляют воды, образовавшиеся в результате таяния снега и льда. Хотя в целом водные ресурсы здесь невелики, талый сток имеет первостепенное значение в хозяйственно-экономическом развитии района. До 10% общего объема талый сток составляет в северных горных районах Ирана, Непала и Бутана, а также в северной части Японии на о.Хоккайдо.

Горы Гиндукуша, Каракорума, Гималаев и Тибета расположены в субтропическом поясе. Гиндукуш и Каракорум - это континентальные горные системы, с сухим климатом, малоснежными равнинами и низкогорьями. Речной сток составляет 115 км^3, снеговые и ледниковые воды формируют более 60% стока за счет зимне-весенних осадков и таяния ледников, общая площадь которых достигает 6200 км^2 (с.236 I-го тома Атласа).

В Гиндукуше на наветренных периферийных склонах западной и северо-западной экспозиций (реки Мургаб, Геруид, Кундуз) на высотах 3000-3500 м снегозапасы достигают 600-1000 мм. Доля снегово-ледникового стока изменяется здесь от 8% на высоте 500 м до 56% на высоте 3000 м.

Южный макросклон простирается вдоль траекторий атлантических и средиземноморских вторжений, и снега в горах значительно меньше, чем на склонах западных ориентаций. Лишь в восточной части величина снегозапасов на высоте 5000 м превышает 1000 мм. Это объясняется тем, что выше 4000 м все осадки выпадают в твердом виде и в их формировании принимают участие и воздушные массы богатого влагой индийского муссона.Доля снегово-ледникового стока здесь значительна и изменяется от 55% на высоте 3000 м до 75% на высоте 6000 м с относительно постоянным высотным градиентом 0,7% на 100 м высоты.

Хребты *Каракорума* закрыты с юга Гималаями, а с севера Гиндукушем, что обусловливает снижение общей снежности этой горной системы, хотя большие высоты (многие горы превышают 7000 м) создают условия для накопления значительных запасов снега в нивально-гляциальной зоне. Каракорум - одна из самых больших областей оледенения Азии. Общая площадь ледников здесь достигает 16265 км^2 - примерно 35% всей территории. Доля снегово-ледникового стока на северных склонах Каракорума изменяется от 40% на высоте 3000 м и до 80% на высоте 5500 м, а на южном склоне - от 45% на высоте 4000 м до 85% на высоте 6000 м, при этом градиент на южном склоне Каракорума выше, чем на северном - 2 и 1,4% на 100 м,соответственно.

Тибетское нагорье расположено на высотах 4000-6500 м. Оно закрыто горными хребтами от влагонесущих масс воздуха. Зимние антициклоны обусловливают практически полное отсутствие здесь снежного покрова. Только летом в пригребневой зоне хребтов на высоте 6000-7000 м формируются снегозапасы в 100-150 мм. Речной сток в пределах этих горных систем составляет 770 км^3, а вклад снеговых и ледниковых вод менее 30%.

Недостаточная географическая и гляциогидрологическая изученность Тибетского нагорья позволяет получить лишь самые ориентировочные представления о величине ресурсов талого стока в восточном Тибете (бассейны верховьев Хуанхэ, Янцзы, Лхасы, Меконга). Доля снегово-ледникового стока изменяется от 5% на высоте 2000 м до 40% на высоте 7000 м, при этом высотный градиент не превышает 0,6% на 100 м (с.249 I-го тома Атласа).

К югу от Каракорума *Гималаи* ("Обитель снегов") образуют непрерывный горный пояс длиной в 2500 км, десять вершин которого превосходят высоту 8000 м. Они служат преградой для проникновения во внутренние районы Азии как аравийской, так и бенгальской ветвей Индийского муссона, который, достигнув Гималаев, отклоняется частично на вос-

ток, но в основном на запад и продвигается по долине Ганга вдоль южного склона Гималаев. Величина снегозапасов убывает с юго-запада на северо-восток, причем их распределение существенно отличается от распределения годовых сумм осадков, максимум которых отмечается в зоне превосхождения потоков влаги Индийского муссона (горы Сивалюк, г.Чарапунджи).

Нижняя граница снежного покрова на южном склоне Гималаев поднимается от 2200 м на 34° с.ш. до 3800 м на 27° с.ш. Сочетание экранированности горных цепей с ростом доли твердых осадков с высотой приводит к тому, что область максимальной снежности отмечается не на гребне Гималаев, а в средней части Западных Гималаев на высотах 4000-5000 м. На южных склонах Центральных Гималаев (Эверест, Макалу, Канчеджанга)выше 6500 м концентрируется очень много снега - примерно 1500 мм, что связано с практически круглогодичным его накоплением, в том числе и во время летнего Индийского муссона.

Такие особенности в распределении снега и льда ярко отражаются в характере изменения ресурсов снегово-ледникового стока этой сложной горной системы. Наибольшие его значения наблюдаются в Западных Гималаях (бассейны рек Астор, Чипчап, Шийон, Гилгит, Хунза, Сиран, Кибул, Сват, Биас и др.). Уже на высоте 1000 м доля талого стока в речном достигает почти 30%. Градиент доли снегово-ледникового стока равен 1,2% на 100 м высоты. Восточнее, в бассейнах рек Среднего Инда (Сирши, Бензвар, Чинаб, Тардаллах, Джелам, Сатледж) доля снегово-ледникового стока в полном приблизительно на 10% меньше, чем в бассейнах рек Верхнего Инда, только на высотах 5500-6000 м они равны. Градиент доли снегово-ледникового стока изменяется от 0,8% на 100 м на высотах от 1000 до 3000 м до 1,8% на 100 м на высотах 5000-6000 м.

Значительно меньше доля снегово-ледникового стока в Центральных (Непальских) Гималаях: во всем диапазоне высот она на 20-30% меньше, чем в Западных Гималаях, и на 10-20%, чем в бассейнах рек Среднего Инда.

9.2.4. Северная Америка

Снегово-ледниковый сток Северной Америки составляет около 2900 км^3, или 35% поверхностного стока суши (с.259 I-го тома Атласа). Талый сток составляет значительную часть общего на всей территории Канады, Аляски и относительно небольшой площади США к северу от сороковой параллели.

На большей части территории Северной Америки, примерно до 45° с.ш., основной сток рек формируется за счет таяния сезонных снегов и проходит в весенний или весенне-летний период. Зональные закономерности режима рек нарушаются регулирующим влиянием озер и водохранилищ. На арктических островах за период короткого лета проходит 80-100% годового стока, формирующегося за счет накопленных в холодную часть года осадков. На большей части территории Аляски, в Кордильерах Канады, на севере полуострова Лабрадор сток наиболее многоводных месяцев - июль-сентябрь в северной части и июнь-август в южной - составляет 60-70% годовой величины стока. При этом 60-80% объема стока за этот период формируется за счет таяния снега. Озерные районы на побережье Гудзонова залива характеризуются зарегулированностью стока. Талые воды, составляющие 60-80% объема годового стока, поступают в реки практически в течение всего года. В горных районах побережья Аляски и Канады развито мощное оледенение. Ледниковое питание рек обусловливает здесь высокое и растянутое до осени половодье.

Горы Запада Канады и США представлены на картах Атласа территорией между 42 и 60° с.ш. (с.287 I-го тома Атласа). Для оценки ресурсов речного стока и его талой составляющей этот район условно разделен на две части - западную, состоящую из прибрежных хребтов (Каскадные горы и Береговой хребет) и восточную, включающую Скалистые горы и горы Селкерк, Персел, Карибу, Монаши. Эти два района разделены областью высоких плато и имеют продолжение на Аляске.

Сложная орография и геологическое строение рассматриваемых горных территорий обусловливают большое пространственное разнообразие в распределении осадков, снежного

покрова и стока. Наименьшие снегозапасы отмечены в Каскадных горах - доля твердых осадков здесь невелика, максимальные снегозапасы не превышают 500 мм. К северу и с увеличением абсолютных высот растут величины осадков и доля в них твердых осадков. В южной части Берегового хребта на высотах более 1500 м снегозапасы достигают 3000 мм, а в северной такие значения характерны для высот около 1000 м. Максимум снегозапасов отмечается в прибрежных горах Южной Аляски - до 4000 мм и более.

В табл.9.8 приведены средние многолетние величины ресурсов общего и талого стока рек горных районов Северной Америки, оцененных по картам Атласа (Ананичева,1987). Условной высотной границей расчета ресурсов стока принят уровень выхода рек с гор. В Скалистых горах и Береговом хребте эта граница расположена на высоте 500 м над ур.моря, в южной и центральной Аляске - на высоте 200-300 м, на южных и юго-западных склонах гор Чугач и Св.Ильи - на уровне моря. Ледниковый сток оценивался по картам запасов льдов. Для хр.Брукса такой карты нет, поэтому рассчитан лишь суммарный талый сток.

Таблица 9.8

Водные ресурсы общего и талого стока горных районов Северной Америки

Район	Площадь, тыс.км^2	Общий сток, км^3	Талый сток*		
			снеговой	ледниковый	суммарный
Скалистые горы, Карибу, Монаши, Селкерк, Перселл	280	172/100	124/72	8/4	132/76
Береговой хребет (42-60°с.ш.)	920	1461/100	797/54	94/6	891/60
В целом по району:	1200	1633/100	921/56	102/6	1023/62
Горы Св.Ильи, Чугач, Врангеля, Аляскинский хребет	395	459/100	176/38	118/26	294/64
Хребет Брукса	390	104/100	не рассчитывались		73/70
В целом по району:	785	563/100			367/65

* *В числителе - объем в км^3, в знаменателе - доля в %.*

Как видно из таблицы, наибольшими водными ресурсами располагает Береговой хребет, занимающий самую большую площадь. Здесь выпадает до 6000 мм осадков в год, а снегозапасы достигают 4000 мм. Мягкий морской климат способствует интенсивному таянию твердых осадков и льда ледников, поэтому здесь самые большие ресурсы талого стока. В южной части Аляски осадков выпадает не меньше, но более суровые климатические условия приводят к их консервации в многочисленных ледниках и к частичному расходованию в виде айсбергов, поэтому речной сток здесь меньше, хотя талая и особенно ледниковая составляющая больше, чем на Береговом хребте. Хребет Брукса, занимающий территорию, близкую к площади всех поднятий южной и центральной Аляски, обладает водными ресурсами в 4 раза меньшими, поскольку он удален от влияния влажных воздушных масс Тихого океана (с.273, 274 и 287 I-го тома Атласа). В связи с усилением континентальности доля талого стока самая высокая в хр.Брукса и в Скалистых горах(Дрейер, Ананичева, 1984).

М.Д.Ананичевой (1987) рассчитаны водные ресурсы горных районов Северной Америки по высотным интервалам в 500 м. Оказалось, что наибольшей удельной водностью характеризуется территория, расположенная выше 1500 м, а в Скалистых горах - ближе к 2000 м. На этих высотах располагается область абляции ледников: средняя высота границы питания в южной части Берегового хребта колеблется около 1700-1800 м, а в северной - около 1500 м. В Скалистых горах и примыкающих к ним горных системах высота границы питания равна 2000-2200 м, а ниже всего она расположена на южном склоне гор Св.Ильи, Чугач и Врангеля - менее 1200 м. По мере усиления континентальности климата высота границы питания растет.

Вклад высотных зон в формирование водных ресурсов зависит кроме удельной водности и от занимаемой ими площади. Поэтому и в Скалистых горах, и в Береговом хребте наибольшие водные ресурсы формируются в высотном интервале 1000-1500 м - соответственно 41 и 74% общего стока и 43 и 69% талого. В горах Св.Ильи, Чугач и Врангеля

78% общего и 72% талого стока формируются в прибрежной части до высоты 1000 м, а в Аляскинском хребте в этом же диапазоне - 71% общего и 61% талого стока. В хр.Брукса в интервале 500-1500 м образуется 83% общего и 82% талого стока.

9.2.5. Южная Америка

Снегово-ледниковый сток в целом для материка представляет небольшую часть ресурсов поверхностных вод - чуть более 1% суммарного годового стока. В то же время сосредоточение снега и льда в узкой западной части континента на огромном протяжении горной системы Анд определяет его большое природное и хозяйственное значение.

Талый сток формируется на всем протяжении Анд вдоль тихоокеанского побережья (с.301 I-го тома Атласа). В районе экватора до 7° ю.ш. он образуется небольшими очагами, приуроченными к наиболее высоким горным образованиям. Южнее 7° ю.ш. снегово-ледниковый сток составляет часть поверхностного на всем протяжении Анд в полосе шириной 300-600 км.

В Северной и Центральной части Анд основная часть талого стока проходит в феврале-марте. В высокогорных бассейнах Южных Анд сток талых вод охватывает летние месяцы с октября по январь.

В Боливии, Перу и Чили снеговой и ледниковый сток представляет существенную часть водных ресурсов, используемых для водоснабжения и орошения сельскохозяйственных полей: его объем равен 28,75 и 30 км^3 соответственно, что составляет от 10 до 15% общего стока. В остальных странах Южной Америки он незначителен и имеет практическое значение лишь для ограниченных территорий.

Анды - огромная горная система, протянувшаяся на 9000 км вдоль тихоокеанского побережья Южной Америки и на большей своей части поднимающаяся выше 4000 м, изучена слабо и ресурсы талого стока могут быть охарактеризованы лишь в общих чертах(Карасик, 1983). На севере материка, в Северо-Западных Андах, расположенных в тропическом поясе, формирование сезонного снежного покрова возможно лишь на небольших площадях, оледенение занимает всего 80 км^2, снеговая и ледниковая составляющие стока невелики, а питание рек преимущественно дождевое.

Южнее, в экваториальных Андах, протянувшихся параллельными Западными и Восточными Кордильерами от 2° с.ш. до 4° 30′ ю.ш., максимальные величины стока - выше 1000 мм - приурочены к внешним склонам на высоте 1000 м.Внутренние склоны Кордильер и заключенное между ними высокое нагорье отличаются меньшим увлажнением, и сток не превышает здесь 500 мм. Снеговая линия проходит на высоте 4800-4900 м в Западных и 4700-4800 м в Восточных Кордильерах, и многолетние снега наблюдаются здесь только на вершинах около 30 потухших и действующих вулканов высотой более 6000 м. Снег на уровнях выше 5000 м, по-видимому, не играет большой роли в питании рек, так как его таяние незначительно из-за высокой сухости воздуха, низких температур и интенсивного испарения. Исключение представляет таяние снега во время извержения вулканов,вызывающее разрушительные наводнения. Более существенную роль играет снег, выпадающий в высокогорье в продолжительный влажный период и тающий в основном в сухой сезон, чем объясняется несовпадение максимума осадков и стока. Доля снегового питания уменьшается вниз по склону от 40% в высокогорье до 10% у подножья.

Южнее, в Перуанских Андах, нарастает контраст между влажными восточными - 1500-1000 мм стока - и сухими западными - менее 50 мм стока - склонами. Относительной сухостью отличаются внутренние плато, изолируемые Восточными Кордильерами от влажных ветров, речной сток здесь составляет менее 500 мм. На севере области, до 7° ю.ш. в продолжительный влажный период восточные воздушные массы проникают по глубоким поперечным долинам глубоко в глубь гор. В это время в высокогорье бывают обильные снегопады, образующие мощный снежный покров, интенсивное таяние которого приурочено к сухому сезону, на что указывает несовпадение максимумов осадков и стока. Доля талой составляющей уменьшается от 35% в приводораздельной части хребтов до 10% и менее в предгорьях, на внутренних плато ее величины составляют около 20% (Карасик, 1983).

Южнее, до 12° ю.ш. высоты возрастают, ледники в хр.Кордильера Бланка занимают более 1000 км^2. Обильные снега и льды питают многочисленные реки, в том числе и бассейна Амазонки. На высотах более 5000 м доля талого стока превышает 40% общего, снижаясь в более низких Центральных и Восточных Кордильерах до 10-20%.

Южнее 12° ю.ш. Анды снижаются, ледники отсутствуют, многолетние снега лежат отдельными пятнами и к 14° ю.ш. совсем исчезают. Доля снеговой составляющей уменьшается от 30% в высокогорье до 10% в предгорье. Значительная часть талых вод переходит в подземные, питающие пересыхающие русла рек в пустынной зоне. Высокогорные плато, образующие Центрально-Андийское нагорье, имеют сток 20-50 мм в западной и южной частях и 200-400 мм в восточной. Ввиду отсутствия гидрометрических данных определить долю талого стока не удалось. Можно лишь сказать, что большое значение в формировании стока рек приобретают воды многочисленных ледников на восточных склонах Кордильеры Реаль и более северных хребтов, где снеговая линия спускается до 4850 м, тогда как на хребтах на западе и юге нагорья она поднимается до 6300 м,и талые воды играют здесь малую роль.

В Центральных Андах, протянувшихся от северной границы Чили до 30° ю.ш., при незначительном количестве осадков и высоких значениях испаряемости сток формируется исключительно от таяния сезонного снега и ледников редких вулканических конусов высотой более 6000 м. Этот район - одна из самых сухих пустынь мира, где крайне редкие реки существуют за счет быстрой инфильтрации вод высокогорья в грубообломочный делювий склонов.

В пределах Высоких субтропических Анд - от 30 до 35° ю.ш. - водораздельный гребень Главной Кордильеры имеет среднюю высоту 4500-5000 м, десятки вершин превышают 5000 м, а на юге несколько вершин поднимается выше 6000 м. Осадки выпадают почти исключительно в зимний период с мая по август и образуют зимний снежный покров на 30° ю.ш. на высотах 2500 м, а на юге на высотах более 1500 м. К югу снеговая линия снижается от 4900 до 3500 м,и увеличиваются площади оледенения. Площади отдельных ледников достигают 100-300 км^2, а общая площадь оледенения района составляет 1350 км^2. Талый сток формирует более 50% речного стока высокогорья и 40-50% стока на восточных склонах вплоть до подножья. В нижних частях западных склонов по мере увеличения количества жидких осадков доля талой составляющей снижается до 10-20%.

Южнее 35° ю.ш. Главная Кордильера Анд резко снижается до 2000-3000 м. Сток увеличивается от тихоокеанского побережья вверх по западным склонам от 1000 до 1500 мм, местами до 2000 мм, а в приводораздельных частях на восточном более сухом склоне он уменьшается до 200 мм и менее. Максимум осадков бывает зимой, склоны выше 1400-1500 м покрыты снегом, вершины более 3000 м имеют ледники. Летом реки получают дополнительное питание за счет талых вод, однако основной источник питания - зимние дожди. На восточных склонах, где дождей выпадает меньше, 30% стока составляют воды снегов и ледников. На западе такая доля характерна только для верховьев рек, к побережью она уменьшается до 10%. Редкие реки Пампинских сьерр и Прекордильер питаются дождевыми водами, снегово-ледниковое питание отсутствует.

К югу от 40° ю.ш., в Патагонских Андах, сток на тихоокеанском побережье превышает 1500 мм, а на юго-западе 3000 мм. Высокий сток обеспечивают большое количество осадков и колоссальные запасы льда: на Патагонскую область оледенения Южной Америки приходится 21000 из 25000 км^2 площади всех ледников континента.

На невысоком вулканическом лесном севере района до 46° ю.ш. большое количество осадков и равномерное их распределение в течение года предопределяют преобладание дождевого стока, однако в связи со снижением снеговой линии до 1500 м велика и доля талой составляющей: в пригребневой части она достигает 40%, снижаясь к побережью до 10%, а на более сухих восточных склонах ее величина не бывает ниже 30%.

На ледниковом юге - южнее 46° ю.ш. - снеговая линия снижается до 1200 м, а на южной оконечности материка до 500 м. Несмотря на это, из-за огромного количества жид-

ких осадков и океанического климата с малыми колебаниями годовых температур, доля талой составляющей в области абляции составляет 40-50% (Карасик, 1983).

В заключение приведем таблицу 9.9, в которой даются величины водных ресурсов по материкам с выделением районов, где доля талого стока превышает 10%.

Таблица 9.9

Водные ресурсы материков, км^3

Материк*		Общие водные ресурсы	талый сток	
			объем	% к общему
Европа (без территории бывшего СССР)	А	2002	386	17
	Б	1286	386	30
Азия (без территории бывшего СССР)	А	10870	243	2,2
	Б	867	243	28
Северная Америка (с островами)	А	8200	2870	35
	Б	6300	2800	44
Южная Америка	А	11800	131	1,1
	Б	2773	131	21

**А - вся рассматриваемая территория, Б - районы с талым стоком более 10%.*

Глава 10. РЕЧНЫЕ И ОЗЕРНЫЕ ЛЬДЫ

Основным источником сведений о ледовых явлениях на реках бывшего СССР служат гидрологические ежегодники. В монографии Б.М.Гинзбурга (1973) на основе статистической обработки данных по 150 опорным пунктам за многолетний период построены карты сроков ледовых явлений на реках, продолжительности периодов ледостава и отсутствия льда. Эта монография послужила основным источником при построении карт Атласа. По ряду районов, недостаточно полно освещенных в указанной книге, - Забайкалью, Камчатке, Сахалину, Кольскому полуострову - использованы сведения из работы Б.М.Гинзбурга (1987) и непосредственно из гидрологических ежегодников.

Сведения о средних многолетних сроках начала и окончания образования и разрушения ледяного покрова на крупных озерах и водохранилищах, а также продолжительности периодов ледостава и отсутствия льда на них получены из работ В.И.Верболова и др. (1965), Н.В.Молчанова (1945) и издания (Многолетние..., 1981). При определении сроков ледовых явлений на озерах и водохранилищах, кроме данных стационарных наблюдений береговых станций, использованы результаты авиационных и спутниковых наблюдений, а также расчетов по метеорологическим условиям.

По рекам Северной Америки источниками служили издания США (Ice Atlas..., 1946; Environmental Atlas..., 1978) и Канады (Hydrological Atlas..., 1978). Характеристики ледового режима озер получены на основе данных, опубликованных Д.Ронди (Rondy, 1971) по материалам стационарных, авиационных и спутниковых наблюдений. К сожалению, американские и канадские источники не содержат обобщенных сведений о временной изменчивости сроков ледовых явлений, что заметно обедняет анализ ледового режима рек и озер Западного полушария.

10.1. Основные фазы ледового режима рек

С наступлением осенних холодов и переходом температуры воздуха к отрицательным значениям вода в реках быстро охлаждается. Скорость ее охлаждения зависит, с одной стороны, от интенсивности морозов, т.е. от климатических условий, с другой - от количества тепла, которое несут воды реки, т.е. от ее водности и направления течения.

Первый лед на реке образуется обычно в мелководных прибрежных зонах (забереги). Однако качественное состояние реки меняется с появлением плавучего льда. Условием

его возникновения служит переохлаждение тонкого поверхностного слоя воды, которое наступает, когда теплоотдача на поверхности воды становится больше, чем приток к ней тепла из водной массы. Исходя из уравнения теплового баланса на водной поверхности и принимая температуру поверхностного слоя равной нулю, Л.Г.Шуляковский (1960) выразил это условие неравенством $V_n \alpha_n \leq -\beta_n$, где V_n - средняя температура воды в сечении реки, α_n - коэффициент подачи тепла из водной массы к поверхности, β_n - результирующая теплообмена вода - воздух, представляющая сумму лучистого теплообмена, теплообмена испарением или конденсацией и конвекционного теплообмена. Индекс n означает, что все эти величины относятся к моменту появления плавучего льда.

В реках с небольшими скоростями течения образуется поверхностный плавучий лед - сало, ледоход, а в реках с большими скоростями, обусловливающими сильную турбулентность, - внутриводный лед - шуга, донный лед. Смерзающиеся массы шуги также всплывают на поверхность и участвуют в ледоходе. Устойчивыми подобные ледяные образования становятся при плотности более 600 кг/м^3 (Донченко, 1980).

Количество сплывающего по реке льда определяется как произведение ширины реки между заберегами, скорости движения льдин, их средней толщины и густоты ледохода. В практических целях скорость движения льдин может быть приближенно выражена через среднюю скорость течения, ширина потока между заберегами пропорциональна ширине реки, а покрытость реки льдом и средняя толщина льдин зависят от суммарной теплоотдачи за время ледохода (Нежиховский, 1963).

Время появления и интенсивность шугохода на шугоносной реке можно рассчитать с помощью математической модели, учитывающей фазовые переходы воды в лед и льда из одного его вида в другие (Абраменков, Агальцева, 1989).

Следующее качественное изменение состояния реки - образование сплошного ледяного покрова (ледостава). Он возникает на реке неодновременно. Сначала на участках с уменьшенной сплавной способностью возникают скопления льда, которые при достаточной интенсивности смерзания льдин, т.е. при достаточно низкой температуре воздуха, превращаются в перемычки ледостава.

Соотношение количества ледяного материала и "критической" отрицательной температуры воздуха $\theta_{кр}$, необходимой для образования перемычки ледостава на данном участке реки, определяется (Шуляковский, Бусурина, 1967) из уравнения:

$$\theta_{кр} = -6,5V^2(b/\Sigma\theta_-)^{0,8},$$

где количество ледяного материала характеризуется суммой градусосуток мороза от появления льда до начала ледостава $\Sigma\theta_-$, V - скорость течения, b - ширина реки.

От каждой образовавшейся ледяной перемычки ледостав постепенно распространяется вверх по реке, пока весь участок не покроется льдом. Длительность этого процесса зависит от интенсивности теплоотдачи и скорости течения на этом участке. Особенно он замедляется при поступлении на данный участок значительных масс относительно теплой воды и при больших скоростях течения. Подобные условия складываются на верхних участках рек, вытекающих из больших озер, на порожистых участках, на участках рек ниже ГЭС, а также при значительных градиентах температуры вдоль реки, связанных с особенностями климата, например, на р.Амударье.

Создание крупных ГЭС и водохранилищ влияет на процесс образования ледостава не меньше, чем естественные условия. Так, если в прошлом воздействие оз.Байкал на задержку начала ледостава на Ангаре наблюдалось на расстоянии около 200 км от ее истока, то сооружение Красноярской ГЭС заметно повлияло на замерзание Енисея на расстоянии около 1000 км, до впадения в него Подкаменной Тунгуски.

Дата начала ледостава - важнейшая характеристика ледового режима - приводится на картах Атласа. Дальнейшее увеличение толщины ледяного покрова зависит главным образом от климатических факторов - суровости зимы и количества снега на льду, а также от скорости течения реки и количества тепла, поступающего от ложа и с подзем-

ными водами (Пиотрович, 1968). Нарастание льда с нижней поверхности $\Delta h_л$ за интервал времени, в течение которого сохраняются более или менее однородные метеорологические условия, т.е. не выпадает большое количество снега, резко не меняется температура воздуха и процесс нарастания льда можно считать стационарным, определяется по формуле:

$$\Delta h_л = \frac{k_n \Sigma\theta}{h_{л_0} + (\lambda_л/\lambda_c) h_c} - \frac{\Sigma q}{\alpha \rho_л},$$

где n - переходный коэффициент от температуры воздуха на метеостанции к температуре снежно-ледяной поверхности, k - коэффициент, учитывающий влияние шуги подо льдом, $\lambda_л$ и λ_c - коэффициенты теплопроводности льда и снега, $h_{л_0}$ - начальная толщина льда, h_c - высота снега на льду, Σ_q - приток тепла к нижней поверхности льда, α - теплота ледообразования, $\rho_л$ - плотность льда.

На верхней поверхности ледяного покрова часто образуется слой снежного льда в результате оттепелей и выхода воды на лед от перегрузки его снегом.

Распределение толщины ледяного покрова как по длине реки, так и по поперечным сечениям обычно весьма неравномерно, что связано с неодновременностью замерзания, неравномерным распределением снежного покрова, скоростей течения и притока теплых грунтовых вод. Наибольшая за зиму толщина ледяного покрова составляет в среднем за много лет от 20 см на замерзающих реках южных районов до 200 см на реках севера. Большие толщины ледяного покрова отмечены на перемерзающих реках вечной мерзлоты в результате образования наледей. Перемерзание характерно для малых рек этой зоны с бассейном до 600 км^2.

Общий объем льда в ледяном покрове при достижении им максимальной толщины может служить характеристикой ледовых ресурсов. По приближенным оценкам, на земном шаре он составляет около 1380 км^3, причем 30% приходится на реки, 59% на озера и 11% на водохранилища.

Ослабление ледяного покрова весной начинается с момента схода снега с его поверхности. Проникающее в толщу льда тепло солнечной радиации способствует обтаиванию граней кристаллов и нарушению связей между ними, в результате чего прочность ледяного покрова уменьшается пропорционально количеству образовавшейся в толще льда жидкой фазы. Обозначая относительное предельное сопротивление льда на изгиб через φ, предельное сопротивление необлученного солнцем льда через R_o, а облученного через R, С.Н.Булатов (1970) приходит к уравнению:

$$\varphi = R/R_o = (1 - \sqrt{\frac{S}{S_o}})^2, \qquad (10.1)$$

где S - количество поглощенной льдом солнечной энергии, S_o - предельное количество этой энергии, при приходе которой лед полностью теряет прочность.

В момент, когда влекущее усилие потока, весной обычно возрастающее с увеличением водности реки, превосходит прочность ледяного покрова, последний разрушается на отдельные льдины, и начинается весенний ледоход. Его начало обычно принимается за вскрытие реки. Условием начала движения льда раньше полной потери им прочности служит отделение льда от берегов (образование закраин) и повышение уровня воды над максимальным зимним не менее чем на толщину ледяного покрова. Усилия, прилагаемые потоком ко льду пропорциональны для каждого данного участка реки уровню воды H как характеристике влекущей силы потока и его превышению над зимним ΔH как характеристике степени свободы движения полосы льда, отделенной от берегов. Отсюда условие начала ледохода $\varphi h_л \leq f(Q, H, \Delta H)$. Конкретный вид зависимости, выражаемой этим неравенством, для каждого участка реки различен и связан с совокупностью морфологических и гидравлических условий. Ее обобщение оказалось возможным при выражении $\varphi h_л$ и Q в момент вскрытия через их модульные коэффициенты.

Дата начала ледохода, отражающая качественное изменение в состоянии реки - важнейшая характеристика ледового режима рек - приводится на картах Атласа. Продолжительность ледохода на реках зависит от толщины и степени разрушенности льда при вскры-

тии, размеров реки и климатических условий. На малых реках с площадью бассейна до 299 км^2 и на большинстве перемерзающих рек, как правило, ледохода не наблюдается.

Последняя фаза ледового режима реки - полное очищение ото льда.

10.2. Режим замерзания и вскрытия рек

Представление о режиме замерзания и вскрытия реки складывается в основном из вероятностных характеристик сроков возникновения основных фаз ледового режима и особенностей развития ледовых явлений (Гинзбург, 1989; Гинзбург и др., 1989). В I-м томе Атласа на с.76 и 260 приведены карты средних многолетних сроков начала ледостава и начала весеннего ледохода на реках бывшего СССР и Северной Америки, представляющие важнейший результат обобщения этих характеристик. Оно выполнено с помощью линий равных дат - изохрон, проведенных с интервалом 10 дней, на последний день каждой календарной декады. За дату начала ледостава принят первый день образования на реке неподвижного ледяного покрова, за дату вскрытия реки - первый день весеннего ледохода. Средние многолетние даты по рекам бывшего СССР приведены к 70-летнему ряду наблюдений, 1901-1970 гг. Анализ показал, что средние даты за этот период мало отличаются от средних за 1931-1960 гг., по которым построены карты канадского гидрологического атласа (Hydrological Atlas..., 1978), послужившие главным источником данных при построении карт для рек Северной Америки.

Такое крупное географическое обобщение возможно потому, что сроки ледовых явлений на реках зависят главным образом от климатических факторов, более или менее плавно изменяющихся по территории. Однако наряду с ними существенны и локальные факторы, свойственные данной реке или конкретному ее участку. Наиболее важным из них служит водность реки. На некоторых реках приобретают существенное значение заболоченность бассейна, озерность, уклон, отражающий скорость течения, направление течения, а на отдельных участках - неравномерность поступления тепла с подземными водами, перемерзание и антропогенные факторы: регулирование стока гидроузлами, сбросы теплых вод промышленными предприятиями и т.п.

Наибольшее влияние локальные факторы оказывают на сроки замерзания и вскрытия малых рек. Это связано с тем, что при небольших расходах воды и соответствующих им небольших теплозапасах потока такие элементы теплообмена, как поступление тепла с подземными водами и даже диссипация энергии при значительных скоростях течения приобретают существенное значение в общем тепловом балансе участка реки. Малые реки зоны вечной мерзлоты перемерзают, на них образуются наледи, резко меняющие характер процесса вскрытия. Влияние локальных факторов на сроки ледовых явлений, весьма значительное для рек с площадью бассейна менее 5 тыс.км^2, при площади бассейна 10 тыс.км^2 почти исчезает. Поэтому при построении карт в I-м томе Атласа были обобщены данные по рекам с площадью бассейна 10 тыс.км^2 и более.

На картах сроков ледостава, на которые особенно сильно влияет водность рек, выделены наиболее крупные реки, замерзающие значительно позже начала ледостава на их притоках. На этих реках изохроны разорваны, и их отрезки показаны отдельно там, где они соответствуют срокам замерзания данной реки. К ним относятся Волга, Обь, Енисей, Ангара, Лена, Маккензи.

Определение средних многолетних дат по картам с помощью интерполяции имеет вероятную ошибку не более двух дней. Обобщение средних многолетних сроков замерзания и вскрытия малых рек возможно только с учетом характеристик хотя бы основных из перечисленных выше локальных факторов.

Все сказанное касается средних многолетних дат ледовых явлений - первого параметра временно́го распределения их сроков. Б.М.Гинзбург (1973) показал, что это распределение вполне удовлетворительно описывается кривой Пирсона III типа. Два других параметра кривой также поддаются географическому обобщению. Примерами могут служить карты изменчивости, т.е. среднего квадратического отклонения от средних многолетних дат, и коэффициента асимметрии распределения сроков начала ледостава и вскрытия рек бывшего Советского Союза (рис.10.1).

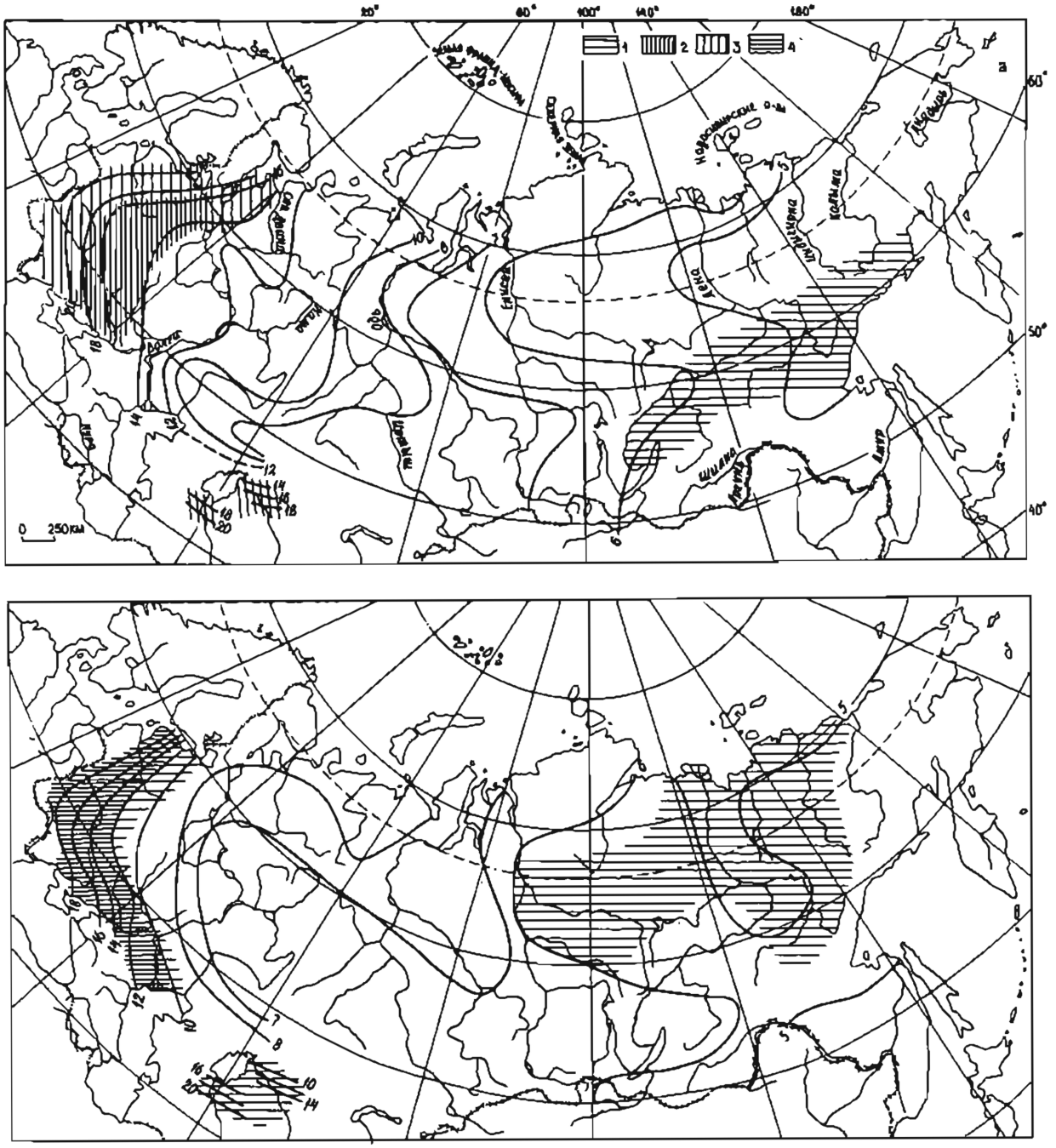


Рис.10.1. Средние квадратические отклонения от нормы сроков начала ледостава (а) и весеннего ледохода (б) на реках (в днях) и зоны значительной асимметрии распределения этих сроков: 1 - $-0,3 > C_s > -0,6$, 2 - $C_s > 0,6$; 3 - $0,3 < C_s < 0,6$; 4 - $C_s < 0,6$

10.2.1. Основные закономерности режима сроков замерзания и вскрытия рек

Ледовый режим реки тесно связан с климатическими условиями территории, по которой она протекает. Так, изохроны средних сроков осенних и весенних ледовых явлений отражают своими очертаниями как широтную зональность пространственного распределения температуры воздуха, так и влияние выноса теплых воздушных масс с океана. На континенте Евразии (см.с.76 в I-м томе Атласа) наиболее существенно влияние Атлантики, распространяющееся на всю Европу и Западную Сибирь, а отепляющее влияние Тихого океана заметно только в Приморье, на Камчатке и Сахалине. Во всех этих зонах изохроны сроков ледовых явлений отклоняются от широтного направления к северу, причем осенью намного сильнее, чем весной. Это связано с тем, что осенью решающую роль в теплообмене, охлаждении воды и ледообразовании играет температура воздуха, весной же доля теплоприхода от солнечной радиации в теплопритоке ко льду достигает 80%. Поэтому осенью

отепляющее влияние Атлантики на ледовые явления значительно существеннее, чем весной. Некоторую роль в этом играет и состояние морей Российской Арктики, особенно ее западного сектора. Осенью они свободны ото льда и оказывают заметное отепляющее действие на прилегающие районы суши. Весной они за исключением юго-западной части Баренцева моря, покрыты льдом, который тает значительно позже, чем вскрываются реки. Усиление отепляющего влияния Атлантики на климат Европы от осени к зиме вызывает замедление распространения замерзания на реки юга и запада Европейской территории бывшего СССР. Средняя толщина ледяного покрова здесь меньше, а таяние начинается раньше, чем на реках, расположенных на той же широте, но восточнее. Соответственно и изохроны сроков вскрытия (см.с.76 I-го тома Атласа) в этих районах имеют наибольший наклон к параллелям. Вскрытие рек происходит в феврале - начале марта еще в большей степени под влиянием выноса тепла с Атлантики при сравнительно небольшом вкладе солнечной радиации в таяние льда. Поэтому весенний ледоход распространяется здесь сравнительно медленно, на реках центра и севера Европейской территории бывшего СССР заметно ускоряясь в связи с быстрым возрастанием радиационного притока тепла.

Кроме широтной зональности и морских влияний, на сроки ледовых явлений оказывает заметное воздействие орография. Более суровый климат на высотах способствует относительно раннему замерзанию и позднему вскрытию рек. Однако с высотой обычно увеличивается и уклон, а следовательно, и скорость течения, что имеет обратное влияние на сроки ледовых явлений. В разных районах соотношение этих факторов неодинаково. Относительно раннее замерзание и позднее вскрытие рек наиболее заметно на плоскогорье, где протекает Верхний Витим, в долине Верхнего Енисея, на реках пологих склонов Урала.

Подобные закономерности характерны и для средних многолетних сроков замерзания и вскрытия рек Северной Америки (с.260 I-го тома Атласа). Основное отепляющее действие здесь оказывает Тихий океан, однако зона его влияния невелика из-за своеобразия орографии - вдоль всего западного побережья тянется горная цепь Кордильер, ограничивающая проникновение теплых воздушных масс с океана. Поэтому заметное отклонение изохрон от зонального направления к северу отмечено лишь к западу от 110° з.д., а зона значительного замедления замерзания и вскрытия рек приходится на западные склоны хребтов, тянущихся параллельно берегу. Зона влияния Атлантического океана вдоль его побережья совсем незначительна и ограничена р.Святого Лаврентия. Совершенно отсутствует отепляющее влияние арктических морей.

Климатические условия определяют в основном и распределение по территории изменчивости сроков замерзания и вскрытия рек (см.рис.10.1). Значения среднего квадратического отклонения сроков от средних многолетних дат σ возрастают в общем направлении с востока на запад от 4-5 дней на реках Восточной Сибири и Дальнего Востока до 7-9 дней на реках Западной Сибири и до 15-20 дней на реках запада и юга Европейской территории бывшего СССР. На крайнем севере этой территории, а для сроков замерзания рек и на севере Сибири, изменчивость также возрастает. Сопоставив это распределение с климатическими зонами и картами изаномал температуры воздуха, можно убедиться, что наибольшие значения приходятся на зоны морского, наименьшие - континентального климата. Такая закономерность вполне понятна: в континентальном климате понижение температуры осенью и повышение ее весной идет быстро, в морском - замедленно, под влиянием тепловой инерции океана. Поэтому в первом колебания температуры воздуха около 10°С возможны в течение короткого, а во втором - продолжительного промежутка времени.

Закономерности, которым подчиняется третий параметр временно́го распределения сроков ледовых явлений - коэффициент асимметрии $C_в$ - можно рассматривать лишь в грубой схеме из-за неточности его определения. Однако и в этом случае они достаточно ясны. На юге и западе Европейской территории бывшего СССР асимметрия совпадает с зоной наибольшей изменчивости. Для замерзания она положительная, для вскрытия отрицательная, что связано с упомянутым выше возрастанием к зиме и уменьшением к весне интенсивного выноса тепла с океана. В зимние месяцы такие выносы обусловливают длительные задержки замерзания или очень ранние вскрытия.

Специфическая особенность ледового режима рек Восточной Сибири - отрицательная асимметрия и сроков их замерзания, и сроков вскрытия. Для первых она связана с ранним возникновением в отдельные годы сибирского антициклона и благоприятными орографическими условиями для застаивания холодного воздуха при ранних похолоданиях. Для сроков вскрытия ее обусловливают возникающие изредка в апреле ранние выносы тепла, а столь же значительных задержек вскрытия возникнуть не может из-за большого притока тепла солнечной радиации.

Таким образом, все три параметра временно́го распределения сроков замерзания и вскрытия рек определяются вполне закономерным соотношением основных климатообразующих факторов - солнечной радиации, влияния различия подстилающей поверхности океана и суши, орографии.

Практическая ценность приводимых карт средних дат, $\bar{\sigma}$ и C_s сроков ледовых явлений состоит в возможности с их помощью определить для целей гидрологических расчетов даты ледовых явлений нужной обеспеченности с помощью известных таблиц Фостера-Рыбкина, в том числе для участков рек, на которых нет достаточных наблюдений. Точность оценки в пределах обеспеченности от 10 до 90% составляет 2-3 дня.

При выполнении подобных расчетов необходимо учитывать существование вековых трендов. Они статистически значимы для рек Европы и Западной Сибири, составляя в сут/100 лет, для сроков замерзания рек юга и запада Европейской территории бывшего СССР в среднем $1{,}6\bar{\sigma}$, рек севера этой территории $0{,}7\bar{\sigma}$, рек Западной Сибири $0{,}4\bar{\sigma}$, а для сроков вскрытия соответственно $0{,}8\bar{\sigma}$, $0{,}5\bar{\sigma}$ и $0{,}9\bar{\sigma}$.

Спектральный анализ временны́х рядов сроков замерзания и вскрытия рек показал отсутствие какой-либо устойчивой цикличности колебаний этих сроков от года к году.

Существуют определенные закономерности пространственного распределения отклонений от нормы сроков ледовых явлений на реках в каждом году. Во-первых, для районов протяженностью до 600-650 км и площадью до 250-300 тыс.км^2 разница в сроках ледовых явлений на реках не превышает "случайных" расхождений, не зависящих от положения пункта наблюдений в районе. С учетом этого и географических условий конкретных бассейнов на территории бывшего СССР выделены 62 района с однородными по срокам ледовыми явлениями (рис.10.2).

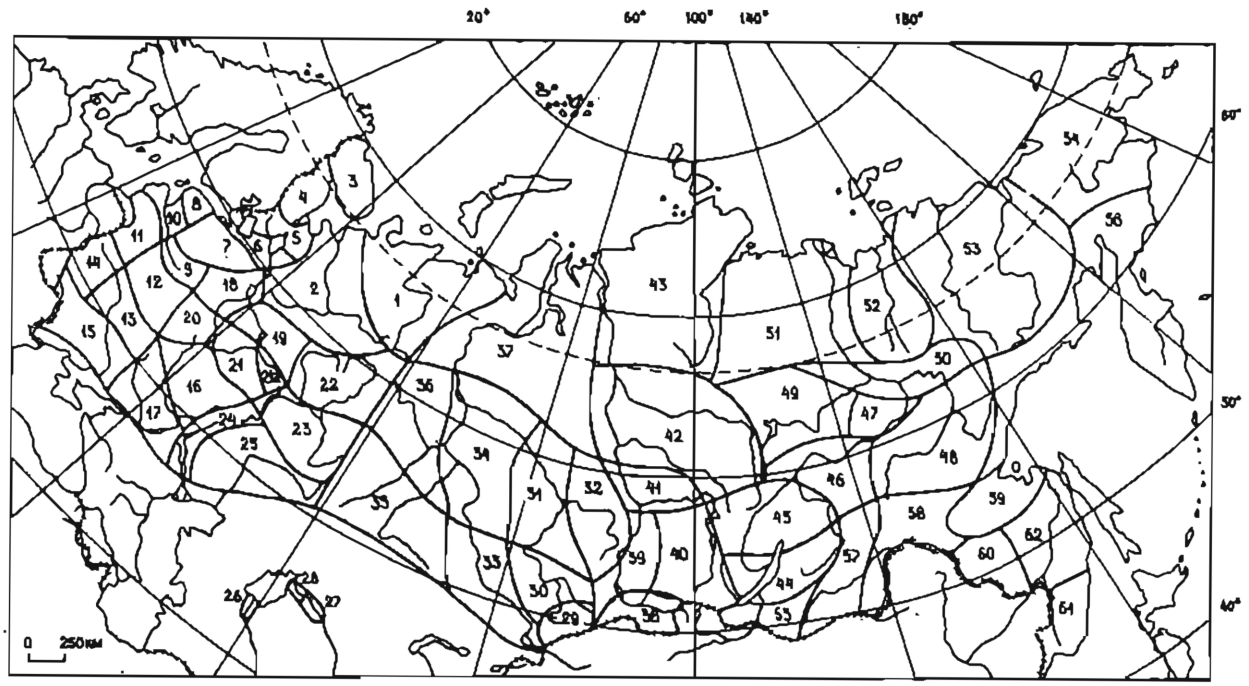


Рис.10.2. Районы однородного замерзания и вскрытия рек

Во-вторых, выявлены характеристики связи сроков ледовых явлений между районами. Значительная прямая их связь сохраняется по направлению средних многолетних изохрон примерно до 1500-2000 км, а по направлению распространения явлений - до 800-1000 км. При этом для весенних ледовых явлений характерен контраст в знаке отклонений их сроков от нормы на реках Европейской и Азиатской территорий бывшего СССР.

Анализ естественных составляющих (Гинзбург, 1981; Савченкова, 1974) полей сроков замерзания и вскрытия рек выявил, что первые, наиболее значимые из них отражают большую однородность этих полей для рек Сибири, а на Европейской территории - контраст знаков отклонений от нормы сроков ледовых явлений на реках северной и юго-западной частей этой территории. Последнее указывает, что, например, при раннем начале ледообразования на реках Севера весьма вероятно позднее его распространение на бассейны Немана, Днепра и Дона, позднее же ледообразование на Севере чаще всего быстрее распространяется на все остальные реки. Для вскрытия рек характерно обратное соотношение, но распределение зон с противоположными знаками отклонений от нормы почти такое же.

10.2.2. Типы процессов замерзания и вскрытия рек

Характер развития осенних ледовых процессов в реке обусловлен сочетанием условий теплообмена и перемешивания водных масс, движения и накопления льда в русле. В зависимости от интенсивности ледообразования и особенностей формирования ледяного покрова выделяются три основных типа замерзания рек (Донченко, 1987).

Первый тип замерзания (быстрый) характеризуется большой интенсивностью ледообразования в поверхностном слое. Замерзание сопровождается образованием сала, забереrов. Ледяной покров формируется путем роста и смыкания в течение 1-2 суток.

Второй тип (замедленный) отличается тем, что ледообразование происходит в слое активного перемешивания толщиной 10-20 см. В период замерзания образуются забереги, ледоход. Ледяной покров формируется при остановке, сплочении и смерзании льдин. Начальная толщина ледяного покрова 10-15 см. Длительность процесса замерзания 5-10 суток.

Третий тип (длительный), характеризуется интенсивным ледообразованием по всей глубине потока. Замерзание сопровождается образованием шуги, перемещением ее по длине реки - шугоходом. Ледяной покров формируется при остановке, сплочении и смерзании шуги. Толщина ледяного покрова в начале ледостава превышает 20 см. Длительность процесса замерзания 15-20 суток и более.

Первый тип замерзания наблюдается на малых и некоторых средних реках, отличающихся незначительной водностью в осенне-зимний период и медленным течением, скорость которого не превышает 0,2 м/с. Это многие реки в пределах Восточно-Европейской равнины и левобережья нижней Волги в обширной области низовья Урала, большинство рек Северного и Центрального Казахстана. В результате роста и смыкания забереrов ледяной покров образуется на малых и средних реках Севера Якутии, Сибири, на равнинных реках Забайкалья, на реках Амурского бассейна, побережья Охотского моря, Сахалина и Камчатки.

Второй тип замерзания распространен на многих средних и больших равнинных реках со скоростью течения в период ледостава не более 0,4 м/с. Начало ледохода отмечается спустя 2-3 дня после появления забереrов, а при резком похолодании одновременно с ним. Ледяной покров по длине реки формируется путем образования ряда перемычек в местах малой ледопропускной способности русла. Между перемычками кромка ледяного покрова перемещается вверх по течению за счет образования и движения льда на участке. Реки, текущие в широтном направлении, замерзают почти одновременно по всей длине.

Третий тип замерзания характерен для участков с повышенной скоростью течения - более 0,4 м/с. Ежегодно он наблюдается на реках Средней Азии, Кавказа, Прибайкалья и Забайкалья, Камчатки, Сахалина, Алтая, западных районов бывшего СССР и Кольского полуострова, а в годы повышенной водности с неустойчивыми погодными условиями и на

многих других больших и средних реках. При замерзании рек одновременно с заберегами появляется шуга. Характер ее распределения на водной поверхности и условия движения определяются динамическими характеристиками потока и морфологией русла. Процессы формирования ледяного покрова из шуги и из льдин сходны. На участках рек с повышенными уклонами водной поверхности образуются зажоры.

Аналогично все многообразие весенних ледовых процессов образует три основных типа вскрытия рек, отличающихся по характеру разрушения ледяного покрова и очищения реки ото льда.

Первый тип характеризуется разрушением ледяного покрова за счет поверхностного и внутреннего таяния льда под влиянием радиации, адвекции и тепла водных масс. Лед тает на месте с интенсивностью от 0,5 до 4,5 см/сут в зависимости от его структуры и строения ледяного покрова, плотности теплового потока. Продолжительность таяния составляет 10-20 суток с момента перехода температуры воздуха к положительным значениям.

Второй тип характеризуется разрушением ледяного покрова как путем таяния льда, так и в результате возникающих при воздействии потока и ветра динамических напряжений, превышающих предел прочности льда. Вскрытие сопровождается нарушением связи ледяного покрова с берегами и расчленением его на ледяные поля и льдины. Благодаря их движению вниз по течению река очищается ото льда. В зависимости от размеров, водности реки и условий погоды весеннего периода процесс вскрытия длится от 5 до 15 суток.

Третий тип характеризуется разрушением ледяного покрова в основном под влиянием динамических напряжений при достаточно большой интенсивности нарастания и скорости движения паводочной волны. Вскрытие сопровождается формированием заторов льда на участках либо повышенной толщины и прочности льда, либо недостаточной ледопропускной способности русла в результате потери устойчивости, торошения и сжатия ледяных полей и льдин. Длительность процесса вскрытия изменяется от 2 до 12 суток.

Первый тип вскрытия характерен для малых и средних рек, отличающихся небольшой водностью в этот период, а также для рек, промерзающих до дна в течение зимы. Он отмечен на южных и западных реках бывшего СССР. Тепловое разрушение ледяного покрова наблюдается на реках Северного и Центрального Казахстана, Восточной Сибири, Забайкалья.

Второй тип отмечается на большинстве рек, причем наиболее интенсивно он развит на реках Восточной Сибири, отличающихся наибольшей продолжительностью ледохода. Распространение процесса вскрытия по длине рек происходит со скоростью 50-100 км/сут.

Третий тип наблюдается на больших реках Севера. Особенно благоприятные условия его развития имеют место в годы повышенной водности и интенсивного развития весеннего половодья, когда вскрытие сопровождается высокими подъемами уровней и выходом воды на пойму. В местах образования заторов льда вскрытие реки задерживается на несколько дней.

10.3. Зажоры и заторы льда на реках

Процессы замерзания и вскрытия на характерных участках рек сопровождаются формированием зажоров при образовании ледяного покрова и заторов при его разрушении. На некоторых реках, вследствие неоднородности гидравлических и морфологических характеристик по длине реки, при формировании ледяного покрова образуется каскад зажоров разной мощности. Последние формируются также при ледоставе ниже крупных полыней в результате заноса шуги под ледяной покров. В нижних бьефах гидроузлов из-за наличия полыньи в течение всей зимы под влиянием попусков ГЭС зажоры образуются в процессе перемещения кромки льда на участках с повышенными скоростями течения. Необходимым условием их формирования служит вовлечение шуговых скоплений под кромку ледяного покрова, которое выполняется при значениях числа Фруда больше критических (Донченко, Щеголева, 1985; Usuner, Kennedy, 1974) :

$$Fr = V/\sqrt{gH}; \quad Fr_{кр} = 0,154\sqrt{1 - E},$$

где V - скорость течения, м/с, H - глубина потока, м, E - пористость зажорных скоп-

лений, g - ускорение свободного падения, м/с. В зависимости от пористости скоплений $Fr_{кр}$ изменяется от 0,06 до 0,12.

Головная часть зажора формируется непосредственно у кромки ледяного покрова после многократных подвижек льда, сопровождающихся торошением и увеличением плотности зажорных скоплений. Характер движения и перемещения шуговых масс под ледяным покровом обусловливается гидравлическими характеристиками зажорного участка, размерами, формой и физическими свойствами шуги.

Исходя из уравнения статистического равновесия суммы действующих сил, граничные условия устойчивости зажора определяются следующим уравнением

$$\frac{H_з \sqrt[4]{b}}{M \sqrt{Q}} = 2,36 \text{ при } \frac{h_ш}{H_з} = 0,33,$$

где Q - расход воды, м^3/с, b - ширина потока, м, $H_з$ - глубина потока, соответствующая зажорному уровню, м, $h_ш$ - толщина зажорных скоплений, м, M - коэффициент, зависящий от характера зажорного скопления, его среднее значение примерно 0,3.

Колебания стока воды и характера погоды в процессе формирования зажора приводят к нарушению равновесия и потере устойчивости зажорных скоплений. При недостаточной прочности льда возникают повторные подвижки и шуговые массы в зажорном скоплении перераспределяются. При потеплении зажорные массы размываются потоком. На горных реках зажоры могут существовать только в состоянии динамического равновесия, т.е. в период шугохода, когда отложение шуги, приносимой потоком, под зажором компенсирует его размыв. Закономерности распределения зажорных скоплений вдоль реки в значительной мере определяются особенностями продольного профиля реки, характером изменения уклонов от одного участка к другому.

Появление зажоров льда в русле реки сопровождается повышением уровня воды не только вследствие стеснения водного сечения шугой и льдом, но и в результате дополнительного сопротивления движению воды за счет повышенной шероховатости и специфической формы зажорных скоплений, создающих особый режим водного потока. Амплитуда зажорного подъема уровня воды служит интегральной характеристикой мощности зажора. Вместе с этим последняя увеличивается в зависимости от расхода воды, при котором возникает подпор, обеспечивающий перемещение кромки ледяного покрова.

Зажорные явления характерны для шугоносных рек с определенными морфологическими особенностями русла, обилием порогов, перекатов. Местами образования зажоров служат участки перепада общего продольного профиля реки, а также участки со сосредоточенным падением.

Зажоры наблюдаются на реках Европы, Азии и Северной Америки (см.с.340 I-го тома Атласа). Повышенной зажорностью отличаются реки горных районов и территорий с неустойчивыми условиями погоды в зимний период. В пределах Европейской территории бывшего СССР зажоры характерны для рек бассейнов Баренцева, Балтийского, Белого и Черного морей. Повышенной зажорностью характеризуются реки бассейнов Белого и Баренцева морей - Северная Двина, Печора, Онега, Кемь, Тулома, Поной и др.: зажорные участки отмечаются здесь по всей длине от истока до устья, а зажорные подъемы уровней воды достигают 3-5 м.

Интенсивное шугообразование и формирование зажоров большой мощности, вызывающие зимние наводнения, наблюдаются на Висле, Дунае, Немане, Западной Двине, Неве. Повторяемость зажоров здесь 40-80%. Зажорные подъемы уровней составляют 4-5 м, а на Западной Двине в отдельные годы они достигают 5-6 м.

Реки бассейнов Черного, Азовского и Каспийского морей также характеризуются значительной зажорностью, но повторяемость зажоров и зажорные подъемы значительно ниже, чем на реках северных районов. Наибольшая зажорность отмечается на Днестре, особенно на его карпатских притоках, а также на Южном Буге и на Дону. Зажоры образуются на реках Северного Кавказа и Закавказья, бассейнов Волги и Урала. В Азии интенсивным шугообразованием и большой повторяемостью зажорных явлений, 80-100%, характери-

зуются реки Алтая - Бия, Катунь, Кокса, Томь и др., максимальные зажорные подъемы уровня воды здесь превышают 3 м. Повышенной зажорностью, 70-100%, характеризуется Енисей, максимальные зажорные подъемы в верховье реки достигают 6-7 м. Самая шугоносная река Сибири - Ангара. Повторяемость зажоров здесь 90-100%. До зарегулирования стока максимальные зажорные подъемы достигали 7,5 м, после создания ГЭС зажоры образуются в нижних ее бьефах и в зонах выклинивания подпора уровня воды водохранилищ.Зажорные подъемы составляют 4-5 м. Замерзание рек Забайкалья и Амурского бассейна характеризуется интенсивным шугообразованием и формированием зажоров на Селенге и др. Зажорные подъемы достигают 3-4 м. Зажоры льда образуются на многих реках Средней Азии, Сахалина и Камчатки, их повторяемость 70-100%, зажорные подъемы достигают 2-3 м. При этом на большинстве рек Средней Азии,благодаря частой смене погоды, зажорно-заторные явления развиваются в течение всего осенне-зимнего сезона.

В Северной Америке повышенной зажорностью отличаются крупные реки Маккензи, Святого Лаврентия, Юкон, верхние участки Колумбии, Фрейзера. Зажорный характер замерзания отмечается на Боу, Ред-Дир, Изранль, Уайт и других реках. Наибольшие зажорные подъемы уровня воды превышают 3-4 м.

Заторы характерны для рек, вскрытие которых происходит сверху вниз по течению, что имеет место, если половодье начинается в верхней части бассейна. Такая последовательность вскрытия характерна для крупных рек, текущих с юга на север - Лена, Енисей, Северная Двина, Печора, Маккензи и др. - и рек, верховья которых располагаются в горах, а низовья на равнинах - Днестр, Амур, Томь и др. Наиболее мощные заторы образуются после холодной зимы при дружном формировании весеннего половодья и при расходах воды, близких к максимальным. Особо мощные заторы, отличающиеся устойчивостью и высокими подъемами уровней, чаще всего формируются на зажорных участках. Заторы льда формируются в местах, где вскрытие задерживается из-за повышенной толщины и прочности ледяного покрова, а также вследствие заклинивания русла ледяными полями в местах стеснения его специфическими русловыми формами.

Заторы формируются либо путем вовлечения льдин под кромку - "заторы подныривания" либо при общем разрушении ледяного покрова в процессе его торошения и сжатия путем подсовов, надвигов и навалов льда - "заторы торошения". В первом случае процесс образования заторных скоплений определяется энергией потока, необходимой и достаточной для подныривания льдин и перемещения их под ледяным покровом до участка с пониженными скоростями течения. Условие подныривания льдин определяется зависимостью (Сынотин, Генкин, 1972): $V_n \geqslant \sqrt{0,035gl}$, связывающей скорость подныривания V_n и длину реки l. Этот механизм наблюдается главным образом при подходе к кромке отдельных льдин на зарегулированных участках рек, а также на участках рек со значительным разрушением ледяного покрова под влиянием солнечной радиации - Дону, Днепре, Амуре, Дунае и др. На реках северных районов наиболее распространен механизм формирования заторов торошения. Активным фактором разрушения ледяного покрова служит гидродинамическая нагрузка, вызываемая паводочными водами, благодаря которой при интенсивном подъеме уровня воды вслед за образованием вдоль береговых трещин ледяной покров разламывается на отдельные массивы и поля, возникают подвижки. В результате столкновения льдин с разной энергией происходит наползание одних на другие, их торошение и сжатие под давлением. Необходимым условием образования заторов торошения служит наличие участков повышенной потенциальной сопротивляемости ледяного покрова (Донченко и др., 1982) $R_н h_н > R_β h_β$, либо участков недостаточной ледотранспортирующей способности потока $b_н V_н L_н < b_β V_β L_β$, где L - степень покрытия реки льдом, h, R, V, b - толщина и прочность льда, скорость течения и ширина реки, а индексы $н$ и $β$ означают положение в начале или выше заторного участка.

Силовые условия в зоне затора определяются в зависимости от морфологических особенностей русла (Берденников, 1974):

1. На большом прямолинейном участке реки концентрация напряжений происходит по всей длине, поэтому чем больше длина участка, тем больше напряжение в головной части затора

$$R_x = R_o \exp - \frac{2\mathfrak{B}fx}{b} + \frac{qb}{2\mathfrak{B}fh}\left(1 - \exp - \frac{2\mathfrak{B}fx}{b}\right),$$

где x - расстояние от створа начала торошения, q - гидродинамическая нагрузка, при оценке которой учитывается не только усилие потока, но и инерция масс льда, $\mathfrak{B}$ и f - коэффициенты бокового распора и трения о берега, R_o - напряжение начала торошения.

2. На русловых участках реки уменьшение транзитной ширины за счет островов, а также конуса выноса твердых осадков притоками приводит к существенному увеличению напряжений льда и способствует формированию заторов, так что общее выражение для напряжений заторного льда имеет вид

$$R_x = \frac{bq}{2h\,(\mathfrak{B}f - 2tg\beta)} - \frac{qtg\beta x}{h(\mathfrak{B}f - 2tg\beta)} + \left(R_o - \frac{bq}{2h(\mathfrak{B}f - 2tg\beta)}\right)\left(1 - 2\frac{x}{b}tg\beta\right)^{\frac{\mathfrak{B}f}{tg\beta}} - 1,$$

где β - половина угла схождения берегов.

3. На крутом повороте русла увеличение напряжений льда способствует формированию затора. Учитывая напряжения льда в створе начала поворота R_o, а также угол поворота β_2 и радиус кривизны r, нагрузку на 1 м ширины реки P можно записать в следующем виде:

$$P = \frac{qb}{2\mathfrak{B}f} + \left(R_o h - \frac{qb}{2\mathfrak{B}f}\right) \exp - \frac{2\mathfrak{B}fr\beta_2}{b}.$$

Наиболее мощные заторы формируются тогда, когда за длинным прямолинейным участком, $L > 12b$, следует крутой поворот русла реки, 90-115°.

По морфометрическим признакам участка реки выделяются три типа заторов (Чижов. 1975): русловые у кромки ледяного покрова или в местах стеснения русла; устьевые в дельтах и устьях рек, впадающих в моря и озера и подпорные в зонах выклинивания подпора уровня воды водохранилищ руслового типа.

Заторы в устьях рек и в зоне выклинивания подпора формируются на ограниченных участках. Заторы руслового типа образуются на участках либо перелома продольного профиля, либо особо значительных препятствий. Под влиянием заторных скоплений уменьшается пропускная способность русла и уровень воды повышается. Заторный подъем уровня воды служит не только характеристикой мощности затора, но и следствием увеличения сопротивления потоку. Вместе с этим он зависит от толщины h и прочности льда R, формирующего затор, поскольку чем они выше, тем больше должен быть расход паводочной воды и тем выше заторный подъем.

Прочность льда в период, предшествующий вскрытию, уменьшается в соответствии с уравнением (10.1). Однако, если в момент вскрытия происходит сильное похолодание, обтаявшие кристаллы вновь смерзаются, и прочность льда резко возрастает, что способствует увеличению мощности затора и повышению уровня воды (Нежиховский, Бузин, 1977).

Повышенная заторность характерна для северных рек Европы, Азии и Северной Америки (см.с.341 и 342 в I-м томе Атласа). Большая повторяемость заторов льда, 70-100%, высокие заторные уровни, 10-25 м, и заторные подъемы, 4-6 м, наблюдаются на больших реках Сибири и Северной Америки вследствие повышенной прочности ледяного покрова при вскрытии, значительной интенсивности подъема и больших расходов воды весеннего половодья.

Особенно благоприятные условия формирования заторов льда весной создаются на р.Лене в результате не только интенсивного развития паводочной волны под влиянием дружной весны, но и почти одновременного вскрытия главной реки и ее притоков. Вскрытие Лены происходит сверху вниз по течению со скоростью в среднем 100 км/сут. Наибольшей повторяемостью заторов, количеством заторных участков и их размерами, а также мощностью заторных скоплений отличается средняя часть реки. В районе коренного изменения направления течения заторный подъем воды достигает 9,8 м. В низовье реки вследствие повышенной прочности и большой толщины льда перед вскрытием, 2,0-2,3 м, отмечаются самые большие заторные подъемы уровня воды до 10,5 м.

Вскрытие Енисея происходит при менее интенсивном формировании весеннего половодья. Наиболее мощные скопления образуются в районах Туруханска, Игарки, Дудинки. Заторные подъемы достигают 8-9 м. На реках Восточной Сибири - Индигирке, Колыме, Яне - половодье формируется весьма интенсивно, чему способствует дружный характер весны и наличие многолетней мерзлоты. Процесс вскрытия сопровождается заторообразованием и подъемом уровня воды до 5 м. Повышенной заторностью характеризуются Зея, Бурея, Уссури и Амур.

В пределах Европейской территории бывшего СССР повышенная заторность характерна для северных рек Печоры, Северной Двины, Сухоны, заторные подъемы достигают 6-9 м. Мощные заторы наблюдаются на Днестре, Великой, Западной Двине, Немане, Дунае, а также на реках Кольского полуострова, причем здесь они образуются главным образом на зажорных участках. Заторные подъемы уровня воды достигают 4-6 м. На реках центральных и восточных районов Европейской территории бывшего СССР вскрытие носит относительно бурный характер и происходит при подъемах уровня, близких к пику половодья. Вследствие небольшой толщины и прочности льда заторные подъемы не превышают 2-3 м, повторяемость заторов невелика - 20-30%. Реки южных районов вскрываются при относительно низких уровнях, ледяной покров разрушается главным образом под воздействием тепла солнечной радиации и заторы почти не наблюдаются.

Повышенной заторностью характеризуются реки Северной Америки. Наибольшие заторные подъемы уровней воды, до 4-6 м, наблюдаются на р.Маккензи.

Заторность рек увеличивается с ростом уклонов. Наибольшие заторные подъемы уровня воды отмечены на реках в местах перелома генерального профиля реки. На участках с равномерным распределением уклонов по длине реки большей частью наблюдается равномерное распределение толщины ледяного покрова, а поэтому при вскрытии обеспечивается практически безостановочное движение льда и заторы не образуются.

Закономерности распределения скоплений льда вдоль реки в значительной мере определяются особенностями продольного профиля реки, характером изменения уклонов от одного участка к другому. Зависимость, установленная при обобщении данных многолетних наблюдений зажорного (заторного) подъема уровня воды $H_э$ от глубины потока H_q и уклона J на исследуемом участке реки, записывается в следующем виде $H_э = J^{0,3} H_q^{\alpha}$, для зажоров $\alpha = 3,30 \pm 0,10$, для заторов $\alpha = 2,85 \pm 0,15$. При одном и том же расходе воды зажорный подъем выше заторного вследствие структурных особенностей зажорных скоплений и различия физических свойств льда и шуги. В качестве исходных данных для расчета используются кривые расходов воды, средних глубин и ширин русла, сведения об уклонах на исследуемом участке реки. При разработке методов прогноза (Нежиховский, Бузин, 1977), кроме перечисленных выше сведений, предварительно устанавливается ожидаемый расход воды, оценивается ледовая обстановка зимнего периода, характеризующая вероятность образования заторов льда и учитывается ожидаемая прочность льда при вскрытии.

10.4. Особенности режима замерзания и вскрытия озер и водохранилищ

Образование, нарастание и разрушение ледяного покрова на озерах и водохранилищах определяются в основном теми же физическими процессами, что и на реках. Основные особенности - отсутствие или более слабое влияние течения, но бóльшие по сравнению с реками роль ветра и амплитуда глубин водоема. На малых, неглубоких проточных озерах эти особенности проявляются в небольшой степени, и их ледовый режим мало отличается от ледового режима протекающих через них рек.

Процесс замерзания крупных малопроточных озер с большим диапазоном глубин обычно весьма длителен. Сначала в сроки, близкие к срокам замерзания ближайших рек, замерзают мелководные прибрежные зоны, затем постепенно, в соответствии с распределением глубин идет замерзание остальной акватории. Возникновение при этом льдин и ледяных полей, дрейфующих по незамерзшему водному пространству, зависит от ветрового режима. Такие явления характерны, например, для Ладожского и Онежского озер, где в период

замерзания частые штормовые ветры взламывают часть припая и переносят ледяные поля за десятки километров от места их возникновения. А на оз.Байкал, где замерзание связано с формированием сибирского антициклона и тихой морозной погодой, дрейф льда осенью - явление редкое. Последовательность замерзания крупнейших озер показана на с.342 I-го тома Атласа. Теплозапас глубоководных зон больших озер настолько велик, что те из них, которые расположены в районах со сравнительно мягким климатом, например, Великие озера Северной Америки, замерзают не полностью. Поэтому характеристикой режима их замерзания, кроме дат начала ледостава, служит максимальная ледовитость, т.е. доля покрытости акватории льдом. Достоверно оценить этот элемент ледового режима стало возможно лишь в последние два десятилетия в связи с развитием методов дистанционного зондирования с искусственных спутников Земли.

Водохранилища, создаваемые при строительстве гидроэлектростанций, замерзают в последовательности, зависящей от распределения глубин и скоростей течения. Если выше водохранилища находится свободная река, первые ледоставные перемычки возникают в зоне выклинивания подпора от ГЭС, где глубины наименьшие, а скорость течения резко уменьшается. Лед появляется здесь обычно на 3-5 дней позже, чем на реке в естественных условиях, а ледостав образуется на 10-15 дней раньше. Дальнейшее распространение ледостава на глубоководную часть водохранилища зависит от климатических условий и разности глубин. Обычно ледостав на глубоких приплотинных участках образуется значительно позже, чем на реке до постройки ГЭС.

На водохранилищах, находящихся в каскаде ГЭС, зона выклинивания подпора находится в нижнем бьефе вышележащей станции, где скорости течения повышенные, а температура воды относительно высока. Поэтому первые ледоставные перемычки образуются ниже, в зоне с большими глубинами, а, следовательно, и ледостав на водохранилище начинается позже, в сроки лишь немного более ранние, чем на реке в естественном состоянии.Меньше и разница в сроках замерзания по длине водохранилища, чем при отсутствии вышележащей ГЭС.

Участки, где образуются первые перемычки ледостава, называют лимитирующими навигацию по водохранилищу, поскольку на них раньше всего достигается толщина льда, при которой плавание судов даже с помощью ледоколов затруднено. Кроме того именно здесь на кромке ледостава образуются заторы и зажоры льда.

Время образования первых перемычек на вновь создаваемых водохранилищах принято определять, "воссоздавая" многолетний ряд дат начала ледостава расчетом по метеорологическим данным (Шуляковский, 1960). Среднюю многолетнюю дату можно получить (Гинзбург, 1973), используя формулу

$$/\Sigma\theta_{-}/ = 6{,}82\sqrt{H^2 + 4{,}84} + 175\,V - 15,$$

где $\Sigma\theta_{-}$ - сумма средних суточных отрицательных температур воздуха, необходимая для начала ледостава, H и V - средние глубина участка и скорость течения в нем,м/с. Дата накопления $\Sigma\theta_{-}$ определяется по климатическим данным о средней многолетней температуре воздуха.

Весеннее разрушение льда на озерах и малопроточных зонах водохранилищ связано с уменьшением прочности ледяного покрова и взломом его под воздействием ветра. Соотношение относительной характеристики прочности ледяного покрова и скорости ветра, при которой возможно начало дрейфа льда, определяется (Булатов, 1970) неравенством $\varphi h_{л}^{1/2} \leq a\omega^2$, где φ - относительное разрушающее усилие на изгиб, $h_{л}$ - толщина ледяного покрова, ω - скорость ветра, a - коэффициент, значения которого для разных водных объектов меняются от 0,14 до 0,22 и зависят от соотношения направления господствующих ветров и плановых очертаний водохранилища.

На крупных озерах дрейф льда начинается обычно с центральной части, где его толщина наименьшая вследствие позднего образования, а его прочность уменьшается быстрее из-за меньшей толщины снежного покрова на льду и более раннего начала облучения льда солнцем.

На водохранилищах первыми вскрываются верхние русловые участки, где скорость течения сравнительно велика. Если выше водохранилища сохраняется свободная река, в его верхней части нередко возникают заторы, особенно мощные, если водохранилище создано на реке, вскрывающейся последовательно сверху вниз (третий тип вскрытия). Дольше всего ледяной покров сохраняется в закрытых непроточных заливах и самых широких частях водохранилищ, где дольше всего длится дрейф льда.

Водохранилище очищается от льда заметно позже, чем река, если ледоход на последней был непродолжительным (третий, частично второй типы вскрытия), и в сроки, близкие к естественным, если река вскрывалась в результате таяния льда на месте (первый тип вскрытия) или на ней наблюдался длительный ледоход с более северных участков или с притоков (Нижняя Волга).

Для вновь создаваемых водохранилищ сроки очищения определяются обычно "воссозданием" ряда по метеорологическим данным (Булатов, 1970; Пиотрович, 1958). Средние многолетние сроки можно оценить с помощью формулы

$$\Sigma\theta_+ = 2{,}5\,/\Sigma\theta_-/ - 0{,}2e^{0{,}062/\Sigma\theta_-/} - 53\lg\left(1 + \frac{\omega}{W}\right) - 0{,}18Q' + 95,$$

где $\Sigma\theta_+$ - необходимая для очищения водохранилища сумма средних суточных положительных температур воздуха, $\Sigma\theta_-$ - сумма средних месячных отрицательных температур за зиму, ω - объем воды, сбрасываемый через ГЭС за последние две декады таяния льда, км^3, W - объем водохранилища в конце предвесенней сработки, Q' - средний суточный приток солнечной радиации в последнюю декаду таяния.

Создание каскадов водохранилищ на Волге, Каме и Днепре создало благоприятные условия для продления навигации на этих важнейших водных магистралях как за счет увеличения периода отсутствия льда, так и благодаря лучшим возможностям для работы ледокольных средств. В частности, на Нижнем Днепре навигация стала почти круглогодичной.

Глава 11. МОРСКИЕ ЛЬДЫ

Средние годовые значения площади распространения, толщины, сплоченности и объема льдов в Мировом океане соответственно составляют: 25,9 млн км^2, 1,7 м, 8,3 балла и 36,7 тыс.км^3. Основная их масса сосредоточена в полярных районах, хотя вдоль восточных побережий азиатского и североамериканского континентов зимой льды распространяются и на умеренные широты. Даже в самый разгар зимы морские льды имеют разрывы, иногда протягивающиеся на десятки и сотни километров. Горизонтальные размеры, толщина, форма и торосистость плавучих льдов весьма разнообразны и изменчивы. Основными физическими процессами, определяющими их состояние, служат образование, нарастание, дрейф, деформация и разрушение.

Слабое развитие морских льдов по вертикали (даже в центре Арктического бассейна толщина ровных многолетних льдов спокойного нарастания немногим превышает 3 м) делает их чувствительными к изменениям состояния атмосферы и океана. Площади льдов сильно варьируют во времени, особенно по сезонам. Среди элементов криосферы они уступают в этом отношении только снежному покрову. Вариации косвенно, через атмосферу воздействуют на природную среду как самих полярных стран, так и умеренных поясов планеты. Появление морских льдов за пределами их обычного распространения рассматривается как признак ухудшения климатических и вообще природных условий. Весьма существенно прямое влияние льдов и на практическую деятельность человека в полярных морях.

Современные представления о состоянии морских льдов, их временной и пространственной изменчивости, физических процессах во льдах и пограничных с ними средах основаны на наблюдениях морских судов, ледовой авиационной разведки, ИСЗ, дрейфующих и прибрежных гидрометеорологических станций, а также специальных экспедиций. Систематические наблюдения за льдами на море в ряде районов начались еще в 1930-е годы, однако глобальный характер они приобрели лишь с выводом на орбиту метеорологических спутников Земли в середине 1960-х годов. С 1973 г., когда на спутниках была установлена

аппаратура, позволяющая вести наблюдения за льдами независимо от облачности и условий освещенности, информация о их состоянии стала регулярной. Появилась возможность судить о поведении морских льдов в Северном и Южном полушариях Земли практически одновременно. Были разработаны и нашли применение на разного вида носителях - ИСЗ, самолетах, подводных и надводных судах - дистанционные средства наблюдений за льдами: радиолокационные станции бокового обзора, толщиномер, профилометр, эхоледомер. Для изучения динамики льдов стали использовать автоматические вехи и буи.

Данные о морских льдах за период, предшествующий спутниковым наблюдениям, носят региональный и даже локальный характер, поскольку получены с береговых станций, судов и самолетов. Широкое использование авиации в основном для визуальных наблюдений за льдами к северу от побережья Сибири началось с конца 1930-х годов, а в североамериканских арктических водах - с середины 1950-х годов. До этого времени источником сведений о льдах служили наблюдения немногочисленных станций, промысловых, транспортных и экспедиционных судов, в основном касающиеся распространения льдов в районах плавания в летнее время. Данные были систематизированы и обобщены Датским метеорологическим институтом. Изданные им месячные карты ледовой обстановки служат фактической основой наших представлений о ледовых условиях в Северо-Европейском бассейне в течение первых четырех десятилетий XX столетия.

Сведения о льдах в открытом море за пределами нашего столетия крайне скудны. Судовые наблюдения, дошедшие до нас из исторического прошлого, пока еще недостаточно изучены, слабо введены в научный оборот и не приобрели того значения, которого заслуживают. Знания ледовых условий в Арктике на протяжении исторического периода практически полностью базируются на сведениях, относящихся к району Исландии. Это известные данные о продолжительности ледового сезона в водах этого острова в течение последней тысячи лет, реконструированные по историческим документам Т.Тороддсеном, Л.Кохом и Р.Бергторссоном. Можно предполагать, что в климатических масштабах времени ухудшения и улучшения ледовых условий у побережья Исландии отражают колебания всего арктического морского ледяного покрова.

Прямых данных о состоянии льдов в еще более раннее время нет. Косвенным путем получены сведения о появлении морских льдов в плейстоцене и наиболее важных этапах их последующего развития. В результате анализа керков океанических отложений удалось реконструировать положение границ этих льдов на момент максимального развития последнего оледенения около 18 тыс.лет назад.

11.1. Условия образования, нарастания и разрушения

Морские льды испытывают непрерывные изменения. В зависимости от времени года увеличивается либо уменьшается их масса и площадь распространения. На значительных пространствах льды летом исчезают полностью, а зимой вновь восстанавливаются. Кроме того морские льды - по преимуществу дрейфующие: под влияние ветров и течений они перемещаются, вращаются, смещаются относительно друг друга, разламываются и торосятся. Поэтому размеры льдин, их форма, топография верхней и нижней поверхностей не остаются неизменными с течением времени.

Необходимым условием образования льда служит преобладание оттока тепла с поверхности океана в атмосферу над его притоком из глубинных слоев. Возникающий в этом случае дефицит тепла компенсируется теплотой кристаллизации при переходе воды в новое фазовое состояние. Но такое соотношение потоков на поверхности устанавливается лишь после того, как верхний слой океана, принимающий участие в энергообмене с атмосферой, предварительно охладится до температуры замерзания. Время, необходимое для этого, определяется зависимостью (Доронин, Сметанникова, 1967):

$$\tau = \frac{100(t_w - t_з)h_t + 50\cdot U(h_t - h)^2}{0,95e^{0,085\ t_a(3,45 + 4,15\cdot U) + (2,59 + 3,12\,U)[(t_w + t_з) - (t_{a_0} + t_{a_1}\cdot U)] - 0,5(R_0 - R_1)}}, \qquad (11.1)$$

где $h_t = \sqrt{h^2 + 1,73(\Delta S h/\mu)}$, τ - время от начального момента до момента достижения водой температуры замерзания, t_w и h - начальные температура воды и толщина деятель-

ного слоя, $t_э$ - температура замерзания воды данной солености, ΔS - горизонтальный градиент солености по направлению преобладающего переноса водных масс, γ и ν вертикальные градиенты солености и температуры в слое скачка, V - скорость ветра, t_a - средняя за период температура воздуха, t_{a_0} - температура воздуха в начальный момент, R_0, R_1 - радиационный баланс в начальный и конечный моменты времени, t_{a_i} - температура воздуха в момент начала ледообразования.

Из формулы (11.1) следует, что продолжительность охлаждения поверхностного слоя моря прямо пропорциональна температуре воды и толщине слоя конвективного перемешивания и обратно пропорциональна скорости ветра и разности температур воды и воздуха в период охлаждения. Таким образом, появление льда в море зависит как от метеорологических, так и океанологических факторов. Вследствие высокой - наибольшей среди обычных жидкостей - теплоемкости воды колебания температуры и толщины слоя конвективного перемешивания могут приводить к весьма значительным сдвигам в сроках ледообразования.

Нарастание образовавшегося льда определяется условиями теплового баланса на нижней поверхности. Толщина льда H может быть рассчитана на любой физический момент периода нарастания с достаточной для практики точностью по формуле (Николаева, Шестериков, 1970):

$$H=-\left(\frac{\lambda_л}{\lambda_c}h_c+\frac{Q_в}{K\rho}\tau\right)+\sqrt{\left(\frac{\lambda_л}{\lambda_c}h_c+\frac{Q_в}{K\rho}\tau\right)^2+H_0^2+\frac{2\lambda(t_э-t_c)}{K\rho}\tau-\frac{2h_c\lambda_л}{\lambda_c}\left(\frac{Q_в}{K\rho}\tau-H_0\right)}, \quad (11.2)$$

где H_0 - начальная толщина льда, h_c - толщина снега на льду, $\lambda_л$ и λ_c - коэффициенты теплопроводности льда и снега, K - удельная теплота кристаллизации, ρ - плотность льда, $t_э$ - температура нижней поверхности льда, t_c - температура поверхности снега, $Q_в$ - поток тепла из воды к нижней поверхности льда, τ - время.

Из формулы видно, что увеличение толщины льда и снега, а также усиление потока тепла из воды ведут к замедлению прироста льда. С увеличением толщины льда роль атмосферы в процессе нарастания ослабевает, а турбулентного потока тепла из воды усиливается. Толщина льда, при которой поток тепла от нижней поверхности льда вверх сравнивается с его потоком к ней из воды, считается предельной.

Таяние морского льда начинается после того, как его температура, вследствие усиления притока солнечной радиации и повышения температуры воздуха в весенний период поднимается до значений, близких к 0°C. Обычно это происходит, когда температура воздуха держится около -1°, -2°C. Причиной более быстрого повышения температуры льда по сравнению с температурой воздуха служит некоторое превышение радиационного баланса ледяной поверхности над затратами тепла на испарение, характерное для этого периода. То, что точка плавления морского льда близка или соответствует 0°C, не должно вызывать удивления. Повышение температуры, предшествующее таянию льда, как известно, сопровождается миграцией рассола вниз и опреснением ледяной толщи.

Для определения толщины льда, стаявшего сверху, можно воспользоваться формулой (Доронин, 1969):

$$\Delta H_л=0{,}0139\sum_{t=1}^{n}R(t)+0{,}12\,\Sigma\left\{1+0{,}81f(t)\gamma T(t)-1{,}13\sum_{t=1}^{n}[1-f(t)]\gamma-h_c\frac{\rho_c}{\rho_л}\right\} \quad (11.3)$$

где $\Delta H_л$ - толщина льда, стаявшего сверху за n суток, $R(t)$ - радиационный баланс подстилающей поверхности за t-ые сутки, $\rho_л$ и ρ_c - плотность льда и снега, h_c - толщина снега, $T(t)$ - температура на уровне метеорологической будки в течение t-ых суток, $f(t)$ - относительная влажность воздуха на уровне метеорологической будки в течение t-ых суток, $\gamma=(0{,}4+0{,}48V)$, V - скорость ветра на высоте флюгера. Стаивание льда с поверхности зависит исключительно от метеорологических факторов.

Процесс разрушения льдов не ограничивается только их стаиванием с поверхности. Среди дрейфующих льдов всегда имеются пространства чистой воды, которые в весенне-летний период становятся вследствие малой отражательной способности хорошими ак-

кумуляторами солнечного тепла, расходующегося затем на таяние с боковой и нижней поверхностей льда. В результате, наряду с усилением процесса стаивания льда, происходит его разрежение, уменьшение сплоченности. При высокой сплоченности количество поглощенного тепла, расходуемого на таяние сбоку, во много раз превышает затраты тепла на таяние снизу. Уменьшение сплоченности ведет к их постепенному выравниванию при одновременном увеличении доли тепла на прогрев моря.

Представление о характере влияния поглощенного тепла на изменение сплоченности дает уравнение, полученное для условий, когда все тепло, поглощенное в разводьях, расходуется на боковое таяние:

$$N(t) = 1 - (1 - N_0)\exp\left(\frac{1}{K\rho_л}\int_0^t -\frac{\Phi}{H}\,dt\right), \qquad (11.4)$$

где N_0 - концентрация льда в начальный момент, K - удельная теплота кристаллизации, $\rho_л$ - плотность льда, Φ - тепло, поглощаемое в разводьях, H - толщина льда, t - время. Поскольку с уменьшением концентрации льда увеличивается доля тепла на прогрев моря, результаты, полученные по этой формуле, оказываются несколько завышенными.

Приведенные аналитические зависимости ясно показывают, что атмосферные и океанические факторы играют неодинаковую роль при разрушении и образовании льда. Если разрушение ледяного покрова происходит под воздействием радиационного и теплового режима атмосферы, то ледообразование - еще и теплового влияния океана. Поскольку именно это влияние нередко служит определяющим для появления льда в море, необходимо иметь в виду условия вертикальной теплопередачи в верхнем слое, изменения которых могут сказаться на соотношении потоков тепла на поверхность океана и тем самым приблизить или отдалить сроки появления льда и даже предотвратить ледообразование. За исключением мелководных районов океан даже в самых высоких широтах содержит такое количество тепла, которое способно при условии его подачи на поверхность полностью компенсировать отток тепла в атмосферу и исключить образование льда.

Интенсивность вертикального теплообмена в море во многом зависит от устойчивости водных слоев, обычно характеризуемой параметром Хессельберга E, зависящим от вертикального градиента плотности. Поскольку при низких температурах плотность воды в основном зависит от солености, то устойчивость водных слоев в полярных водах служит главным образом функцией вертикального градиента солености. Увеличение последнего ведет к ослаблению вертикального теплообмена и такому соотношению потоков на поверхности океана, которое обеспечивает образование льда, и наоборот.

Полярные районы нашей планеты относятся к областям избыточного увлажнения. Кроме превышения атмосферных осадков над испарением, заметную роль в формировании положительного пресноводного баланса этих районов играет поступление пресных вод из соседних областей. В Северном Ледовитом океане это материковый, а в Южном айсберговый сток. В результате поверхностные арктические и антарктические водные массы, занимающие верхние 50-100 м, характеризуются пониженной соленостью. От нижележащих более соленых и прогретых вод они отделены переходным слоем с большими вертикальными градиентами солености - галоклином, имеющим такие же горизонтальные размеры и внешние контуры, что и водные массы.

Резко снижая вертикальный теплообмен, галоклины создают в местах своего распространения необходимые предпосылки для образования морских льдов. Эти предпосылки реализуются в осенне-зимний период повсюду, так как географическое распространение галоклинов не выходит за границы областей стока энергии. Таким образом, морские льды оказываются генетически связанными с поверхностными арктическими и антарктическими водами. Естественно, что изменения, которые испытывают эти воды во времени и в пространстве, находят свое отражение в распространении и состоянии морских льдов в холодное время года.

11.2. Географическое распространение морских льдов

Морские льды распространены по преимуществу в полярных районах. Зимой они образуют в Северном полушарии гигантский ледяной "блин", покрывающий океаническое пространство вокруг географического полюса, а в Южном - широкое кольцо, опоясывающее антарктический континент.

Центральную часть арктического "блина" занимают старые (двухлетние и многолетние) льды. С их внешней стороны повсеместно располагаются льды сезонные, вытаивающие летом и достигающие наибольшего развития в феврале-марте. На границе с Атлантическим и Тихим океанами эти льды образуют три сильно вытянутых в меридиональном направлении языка: восточно-гренландский, северо-американский и азиатский. Вдоль восточного побережья Америки морские льды проникают вплоть до 46° с.ш., а вдоль азиатского материка в Тихом океане - еще дальше, до 43° с.ш. Замерзание отдельных бухт и заливов вдоль восточного побережья Кореи происходит до 40-й параллели, а в отдельные особенно суровые зимы вплоть до Пусана. Сам факт такого глубокого проникновения морских льдов к югу кажется удивительным, особенно с учетом того, что к западу от Шпицбергена под 80-й параллелью море не замерзает вовсе (см. с.44-45 в I-м томе Атласа).

Отдельные, не связанные с основным океаническим массивом скопления льда в Северном полушарии образуются в зимнее время также в Балтийском, Азовском, Каспийском, Аральском и даже Черном (Днепровский лиман) морях. В Азовском море льды сохраняются до пяти, в Каспийском шесть, а в Аральском семь месяцев.

В марте с увеличением поступления солнечной энергии льды вступают в фазу разрушения. Волна таяния распространяется с юга, захватывая все новые районы, и в июне достигает полюса. Граница морских льдов отступает к северу, ледяные языки укорачиваются и характерная для зимы меридиональность к концу лета становится слабо выраженной. Это обстоятельство указывает на то, что условия, поддерживающие меридиональность в распространении морских льдов в Северном полушарии, в основном проявляют себя в холодную половину года.

Внешняя граница морских льдов в Южном полушарии зимой в основном ориентирована в отличие от Северного полушария в широтном направлении и располагается на значительном удалении от берегов Антарктиды. Ширина ледяного пояса в это время достигает 1000 и более морских миль. Наиболее северное положение кромка льдов достигает на 15° в.д. и наиболее южное - на 90° з.д.

В весенне-летний период пояс льдов вокруг континента сужается и распадается на части, изолированные друг от друга пространствами чистой воды, доходящими до берега. Самые значительные скопления льдов сохраняются к началу нового цикла ледообразования в море Уэдделла и в морях Беллинсгаузена и Амундсена. Площадь каждого из этих массивов остаточных льдов составляет около 0,9 млн км^2. Значительно меньшие по площади скопления льдов в виде отдельных пятен располагаются вдоль антарктического побережья.

Генеральные черты географического распространения льдов в Мировом океане хорошо согласуются с особенностями океанической циркуляции в полярных и умеренных широтах. В Северном полушарии льды дальше всего распространяются на юг вдоль восточных берегов Гренландии, Северной Америки и Азии, где проходят холодные морские течения. В районах действия теплых течений, в частности Северо-Атлантического и Куросио, граница льдов отступает на север. В результате возникает сильная асимметрия в распределении льдов между западными и восточными частями Атлантического и Тихого океанов. Широтная направленность внешней кромки южнополярных льдов полностью соответствует зональному характеру океанической циркуляции.

Влияние течений на распределение морских льдов не следует ограничивать их способностью переносить льды из одного района в другой, скажем, из Арктики в умеренные широты. Ледяные языки Северного полушария, как показывают наблюдения, образованы в основном льдами местного происхождения, поэтому адвекция льдов из высоких широт иг-

рает в их формировании второстепенную роль. Течения влияют на распределение льдов главным образом косвенно, создавая условия, либо способствующие выносу океанического тепла, либо препятствующие ему. Как следует из выражения (11.1), это обстоятельство может оказаться решающим для появления льда в море. Вертикальная устойчивость вод, вовлеченных в теплые течения, уменьшается по мере их продвижения в более высокие широты. Более того, на определенном этапе возникают и в дальнейшем постоянно поддерживаются условия гидростатической неустойчивости, сопровождающиеся развитием термической конвекции и выносом тепла из глубин океана к его поверхности. Такие условия, препятствующие образованию льда, характерны, в частности, для районов Северо-Европейского бассейна, куда поступают теплые атлантические воды.

Иные условия для выноса тепла из глубинных слоев океана к его поверхности существуют в холодных течениях. Воды, вовлеченные в эти течения, помимо низкой температуры, обладают еще и пониженной соленостью. Благодаря этому, арктические воды, движущиеся на юг в Восточно-Гренландском и Лабрадорском течениях, распространяются поверх местных прогретых вод. В зоне контакта формируется галоклин, резко снижающий интенсивность вертикального турбулентного теплопереноса и обеспечивающий такое соотношение потоков тепла на поверхности океана, которое делает образование льда неизбежным.

Аналогичная структура верхнего слоя характерна для замерзающих районов дальневосточных морей и Южного океана.

11.2.1. Льды Северного полушария

Площадь. На долю Северного полушария приходится чуть меньше половины всей площади льдов в Мировом океане - 12,6 из 25,9 млн км^2. Амплитуда сезонных изменений площади льдов составляет 8,1 млн км^2, минимум приходится на сентябрь - 8 млн км^2, максимум - на март - 16,1 млн км^2 (табл.11.1). В весенне-летний период льды дальневосточных морей вытаивают полностью, североамериканский ледяной язык сохраняется не во все годы в сильно укороченном виде и на самом севере района, а Восточно-Гренландский язык льда отступает на север, сужается и сокращает свою площадь более,чем вдвое.

Таблица 11.1

Площадь морских льдов в Северном полушарии, 10^6 км^2

Морские льды	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Северное полушарие	14,9	15,9	16,1	15,5	13,9	12,4	10,9	8,8	8,0	10,0	12,1	13,3	12,6
Восточно-Гренландский язык	0,76	0,81	0,82	0,81	0,77	0,70	0,58	0,43	0,34	0,39	0,52	0,67	0,63
Североамериканский язык	1,09	1,25	1,27	1,22	1,09	0,85	0,54	0,22	0,06	0,19	0,57	0,88	0,77
Азиатский язык	1,52	1,97	2,12	1,82	0,90	0,22	0,04	0	0	0	0,19	0,74	0,79

Восточно-Гренландский язык включает льды, распространяющиеся вдоль восточного побережья Гренландии к югу от 80° с.ш. до мыса Фарвель; североамериканский - льды Баффинова и Лабрадорского морей и Девисова пролива; азиатский - льды Берингова, Охотского и Японского морей.

Сплоченность - важнейшая характеристика ледяного покрова - в значительной мере определяет условия ледового плавания надводных судов и вместе с тем интенсивность энерго- и массообмена в районах распространения льда. Вследствие малого альбедо пространства чистой воды летом становятся центрами очищения и прогрева верхнего слоя океана. Зимой через них происходит наиболее интенсивный перенос тепла из океана в атмосферу и разогрев последней.

Сплоченность, как и все другие характеристики льда, имеет четко выраженный сезонный ход с максимумом в феврале-марте и минимумом в августе. Даже в разгар зимних холодов, когда процесс льдообразования особенно интенсивен, льды в Арктике не

бывают сплошными. Исключение составляет прибрежная зона, занятая неподвижным льдом - припаем. В марте, когда припай устанавливается в своих максимальных границах, его площадь в Северном Ледовитом океане составляет примерно 1,8 млн км^2. Наиболее развит он в двух районах: в проливах среди многочисленных островов Канадского Арктического архипелага и на мелководье, окружающем Новосибирские острова. С учетом припая за пределами Северного Ледовитого океана суммарная площадь подвижных льдов на полушарии составляет около 2 млн км^2, или 12% площади всех льдов в момент годового максимума. Однако с марта площадь припая начинает неуклонно сокращаться; к концу лета он практически повсеместно разрушается, вытаивая на месте или переходя в разряд дрейфующих льдов.

Наиболее существенной особенностью изменения сплоченности плавающих льдов в пространстве и зимой и летом служит ее быстрое увеличение в глубь массива. На небольшом расстоянии от кромки она увеличивается от 1-2 до 9-10 баллов, оставаясь в дальнейшем без заметных изменений. Таким образом, ледяной покров представляет собой обширную область сильно сплоченных льдов, окруженную с внешней стороны узкой разреженной периферией. Ширина последней в течение года не постоянна: летом она всегда больше, чем зимой. От месяца к месяцу сплоченность льда, в баллах, изменяется в Северном Ледовитом океане и его центральной глубоководной части - Арктическом бассейне следующим образом:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Северный Ледовитый океан	9,7	9,8	9,8	9,7	9,6	9,4	8,9	8,3	8,6	9,1	9,6	9,7	9,6
Арктический бассейн	9,9	9,9	9,9	9,9	9,9	9,9	9,7	9,6	9,6	9,7	9,9	9,9	9,8

Месячные значения сплоченности получены путем пересчета данных Е.Фовинкеля и С.Орвига (1973) о количестве чистой воды среди льдов. Они показывают, что сезонные изменения сплоченности в Северном Ледовитом океане не превышают 1,4 балла, а в его центральных районах, в частности в Арктическом бассейне - 0,3 балла. К краям ледяного покрова величина изменений увеличивается до 3,1 балла в шельфовых морях и до 8,1 балла в ледовитых районах Северо-Западной Атлантики. Это более яркая выраженность сезонных изменений сплоченности в краевой части океана связана, во-первых, с более благоприятными условиями для расплыва здесь льда, а во-вторых, с преобладанием более молодых стадий развития самих льдов, успевающих частично или полностью вытаять в теплую часть года.

Из анализа сплоченности льдов в Северном Ледовитом океане можно сделать важнейший вывод о компактности арктических льдов, сохраняющейся в течение круглого года. Это обстоятельство - одна из причин высокой устойчивости к сезонным изменениям притока солнечной радиации.

Возрастной состав. Морские льды весьма неоднородны по своему возрастному составу: и только что образовавшиеся, так называемые начальные виды льда, и нилас, молодые и однолетние льды разной стадии развития, и, наконец, старые, в том числе многолетние льды. Относительное количество каждого из видов льдов изменяется во времени и от района к району. На стадии разрушения ледяного покрова льды более позднего образования исчезают полностью, а наиболее устойчивую его часть представляют двухлетние и многолетние льды, сосредоточенные преимущественно в центральных районах Северного Ледовитого океана. Средняя многолетняя площадь этих льдов в марте за вычетом пространств, занятых льдами более молодых возрастных стадий и чистой водой, составляет около 6,8 млн км^2, или 42% всей площади льдов в полушарии.

С внешней стороны области, занятой старыми льдами, осенью начинает формироваться пояс однолетних льдов. В марте его площадь уже превосходит площадь старых льдов.

На границе с чистой водой однолетние льды сменяются молодыми. Так как нарастание этих льдов происходит весьма интенсивно, то молодые льды территориально тяготеют к краям ледяной шапки, окаймляя ее по всему периметру в виде узкой ленты. Таким

образом, генеральной чертой географического распространения морских льдов по возрасту служит их постепенное омоложение от центра массива к его краям. Конечно, эта идеализированная картина в отдельных районах может нарушаться. Перемещение льдов под влиянием ветров и течений приводит к тому, что реальная картина распределения льдов по возрасту имеет более сложный характер и приобретает черты, соответствующие господствующей системе дрейфа. Благодаря этому многолетние льды встречаются не только в самом Арктическом бассейне, но и вдоль восточного побережья Гренландии, в окраинных арктических морях и в северной части проливной зоны Канадского Арктического архипелага. Обширные зоны однолетних и молодых льдов, а также пространства чистой воды нередко встречаются в районах обычного распространения старых льдов. Вообще говоря, морской ледяной покров следует воспринимать как мозаику льдов разного возраста, толщины, формы, горизонтальных размеров. Преобладание тех или иных элементов в этой мозаике зависит от географического положения района.

Азиатский и североамериканский ледяные языки целиком образованы местными однолетними и молодыми льдами. При этом льды более ранних стадий развития концентрируются на северной и западной периферии этих языков, где льдообразование наступает в более ранние сроки. Богаче и разнообразнее возрастной состав льдов в Восточно-Гренландском языке: здесь представлены льды всех возрастных градаций.

Возрастной состав льдов Северного полушария в марте характеризуется следующими данными: многолетние льды занимают 3,6 млн км^2, двухлетние - 3,2 млн км^2, однолетние и молодые - 9,0 млн км^2. Эти данные относятся ко льдам, сплоченным до 10 баллов.

Итак, ледяной покров Северного полушария в момент годового максимума на 22% состоит из многолетнего льда, на 20% из двухлетнего и на 58% из однолетнего и молодого. Учитывая быстрое нарастание льда при малых толщинах, можно заключить, что площади, занятые молодым льдом, никогда не бывают сколько-нибудь значительными в это время года. С началом же таяния эти льды быстро исчезают. К концу лета вытаивает также большая часть однолетних и некоторое количество старых льдов. Избирательность таяния приводит к тому, что, хотя абсолютное количество старых льдов в океане на стадии разрушения ледяного покрова несколько уменьшается, их "удельный вес" к концу лета резко возрастает.

Многолетние льды, несомненно, представляют наиболее важную часть ледяного покрова. Основная их масса сосредоточена в западной части Арктического бассейна, в области антициклонического круговорота поверхностных вод и льдов. Центр этого круговорота смещен относительно географического полюса в сторону Аляски и Канады и располагается примерно на 78° с.ш. и 150° з.д. Концентрация многолетних льдов в этом круговороте достигает восьми и более баллов - максимума для Северного полушария. Это же следует сказать относительно толщины и горизонтальных размеров многолетних полей, дрейфующих в этой части Арктического бассейна. Льды, вовлеченные в круговорот, в течение многих лет не выносятся и успевают не только приблизиться к равновесной толщине, но и увеличить свои горизонтальные размеры.

На периферии антициклонического круговорота и в системе Трансарктического дрейфа, пересекающего Северный Ледовитый океан от Чукотки через полюс в пролив Фрама, многолетний лед по своей сплоченности, толщине, размерам полей уступает "канадцу". В соответствии с характером циркуляции многолетний лед в этой части Арктического бассейна дает отроги в южном направлении, а в Восточно-Сибирском море в отдельные годы подступает к самому берегу. В этом случае он создает существенные затруднения для судоходства даже в самое благоприятное время года.

Горизонтальные размеры и толщина. Морские льды исключительно разнообразны по своим горизонтальным размерам. Это и ледяная каша, и битые льды, и обломки полей, и сами ледяные поля, вплоть до гигантских, словом, весь спектр первичных морских образований размерами от нескольких метров до десятков километров. Большинство перечисленных форм льда встречается одновременно на сравнительно небольшой площади. В

осенне-зимний период, когда процессы смерзания преобладают над механическим разрушением, горизонтальные размеры льдин постепенно увеличиваются. В Арктическом бассейне основной формой льда в это время года служат большие ледяные поля, длиной 0,5-2 км. Довольно часто встречаются сморози, достигающие 2 и даже 10 км в поперечнике. В связи с усилением притока солнечной радиации и повышением температуры воздуха, начиная с апреля, размеры льдин постепенно уменьшаются, сморози распадаются, быстро растет "удельный вес" битых льдов. Измельчание льда продолжается до конца лета и приостанавливается лишь с развитием нового цикла ледообразования.

Главной чертой пространственного распределения льда по размерам служит увеличение площади льдин с удалением в глубь массива. В прикромочной зоне, подверженной сильному влиянию механических факторов, преобладают битые льды. С увеличением расстояния от кромки на смену битым льдам приходят обломки полей и большие ледяные поля. Зимой за счет смерзания льдин на стыках размеры полей заметно увеличиваются. Наиболее благоприятные условия для формирования полей больших размеров существуют в области антициклонического круговорота поверхностных вод и льдов. Льды в этом круговороте представляют собой скопление множества ледяных полей больших горизонтальных размеров и толщины. Концентрация полей нередко превышает здесь 8 баллов, толщина 4 м, а их поперечник 5 км. На южной периферии круговорота, где дрейф совершается в условиях почти непрекращающегося сжатия, формируются гигантские ледяные поля диаметром более 10 км. Анализ спутниковых данных, относящихся к восточной части моря Бофорта, показал, что большая часть этого района заполнена огромными ледяными полями закругленной формы. Некоторые из них достигали в поперечнике 55 км, а десять полей - 35 км. Весьма характерно, что в западной части этого моря не было обнаружено полей, которые можно было бы отнести к гигантским. Типичные ледяные поля имели здесь угловатую форму и не превышали 1-2 км в поперечнике (Campbell a.o., 1974).

Поля, обломки полей, битые льды и другие их формы составляют лишь первичные элементы более крупных структурных образований (Бородачев и др., 1981). Наиболее устойчивы из них полигональные, сетчатые, пятнистые и дендритовые, или ветвистые. Элементы этих структур - блоки, пятна, массивы - отделены друг от друга трещинами, разводьями и другими нарушениями сплошности. В зависимости от времени года преобладает та или иная структура арктического морского ледяного покрова. Для зимы характерна полигональная структура, для лета пятнистая, для весны и осени соответственно сетчатая и ветвистая. Сезонная перестройка пространственной структуры обусловлена изменениями механических и теплофизических характеристик морского льда под влиянием меняющихся внешних факторов.

Важнейшей характеристикой льда служит его толщина. Однако из-за трудностей технического порядка знания о ней самой и ее пространственно-временны́х изменениях продолжают отставать от запросов науки и практики. Имеются трудности и методического характера, обусловленные большой изменчивостью толщины в пространстве. Единичные, точечные измерения, как правило, мало репрезентативны. Главной причиной сильной неоднородности льдов по толщине даже в пределах ограниченного района служит исключительная пестрота плавучих льдов по стадиям развития и степени торосистости. Чтобы получить статистически значимое среднее значение, требуются массовые измерения толщины по профилю или по площади. Длина такого профиля для дрейфующих льдов составляет от 50 до 100 км. В наши дни подобные профили могут быть получены лишь с помощью гидролокатора, установленного на подводной лодке.

Среднее значение дает слишком обобщенное представление о толщине морских льдов. Чтобы получить более детальную картину о их вертикальном развитии в исследуемом районе, вычисляют функцию $g(h)$, характеризующую распределение толщины h:

$$\int_{h_1}^{h_2} g(h)dh = \frac{1}{S}(h_1,\ h_2)_2,$$

где S - площадь района, A - площадь, покрытая льдом толщиной $h_1 \leqslant h < h_2$. Примером

такого распределения служит рис.11.1,построенный по результатам 400-километровой гидролокационной съемки нижней поверхности льда в центральной части моря Бофорта (район 73° с.ш., 137° з.д.) весной 1976 г. (Blidberg a.o., 1980).

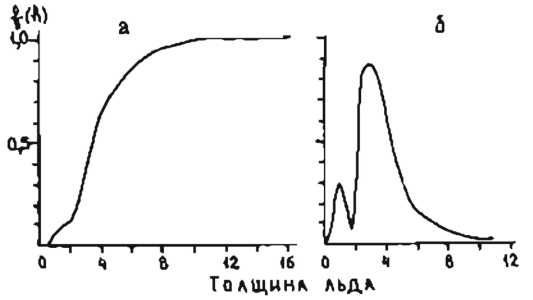


Рис.11.1. Интегральная функция распределения $f(h)$ (а) и плотность вероятности (б) осадки морских льдов в центральной части моря Бофорта

Толщина морских льдов в Северном полушарии увеличивается от края в глубь ледяного массива до 6-7 м и более в ряде районов Арктического бассейна. Наиболее толстые льды концентрируются в западной части Арктического бассейна. Область их обычного распространения представляет собой треугольник, образованный меридианами 20° и 120° з.д., с вершиной на полюсе и основанием, расположенным по линии северного берега Гренландии и Канадского Арктического архипелага. Средняя толщина льда в приполюсном районе составляет около 4,5 м, а в основании треугольника 6-7 м. Наглядное представление о распределении льда по толщине с юга на север в пределах этого треугольника дает рис.11.2 (Wadhams, 1983). Самое высокое среднее значение толщины 7,5 м на отрезке 100 км было зафиксировано примерно в 200 км к северу от Земли Элсмира. Содержание льдов толщиной менее 2 м на этом отрезке составило всего 6,5%, а льдов более 5-метровой толщины - 55%. Наибольшая толщина льда на отрезке 50 м - 7,77 м - зафиксирована в припае в феврале 1960 г. в проливе Мак-Клюр юго-западнее о.Принца Патрика. Это был торосистый многолетний припай с высоким, до 73%, содержанием льдов толщиной более 5 м (McLaren a.o., 1981).

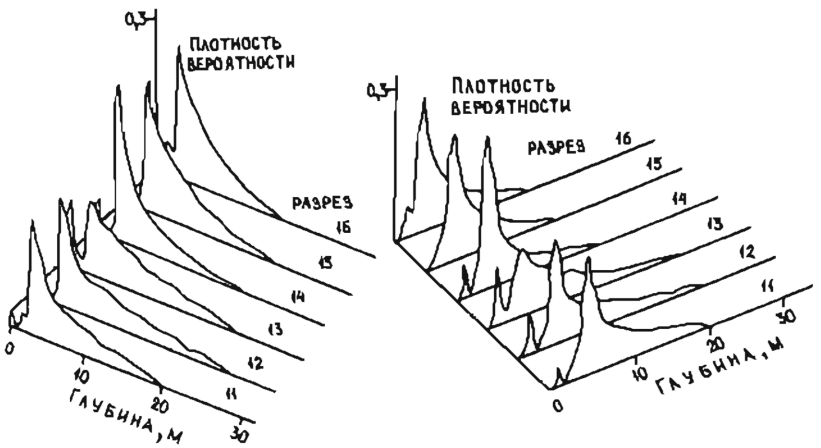


Рис.11.2. Плотность вероятности осадки морских льдов на 100-километровых профилях по меридиану 70° з.д. от 85° с.ш. (профиль 11) до Северного полюса (профиль 16)

Приведенные выше значения относятся к толщине подводной части льда. Полная толщина льда может быть рассчитана умножением этих значений на коэффициент 1,12.

За пределами треугольника, т.е. в остальной части Арктического бассейна, толщина льда заметно меньше. Это связано, в первую очередь, с изменением возрастного состава и, в частности, с уменьшением доли многолетних торосистых льдов и их заменой льдами более молодых стадий развития. На южной периферии Трансарктического потока, где преобладают однолетние льды, их средняя толщина примерно вдвое, а местами и втрое меньше, чем к северу от Гренландии и Канадского Арктического архипелага.

Как в Арктическом бассейне, так и в окраинных морях встречаются участки, покрытые ровным льдом. В некоторых районах именно эти льды формируют характер ледяной поверхности. По мнению П.Вадхамса, процентное отношение морской поверхности, занятой ровными льдами, обратно пропорционально средней толщине льда, т.е. там, где, в возрастном составе преобладают льды сравнительно поздних стадий развития, доля ровных льдов достаточно велика.

Ровные льды как результат естественного нарастания служат отличным показателем теплового взаимодействия между атмосферой и океаном. При этом особый интерес предста-

вляют ровные льды, достигшие в процессе многолетнего развития равновесной толщины. При неизменных климатических условиях эта толщина не меняется от года к году, а претерпевает лишь сезонные изменения. Значение равновесной толщины в пределах Арктического бассейна, в соответствии с существующими оценками (Зубов, 1955; Назинцев, 1967; Доронин, 1981; Трешников, Баранов, 1972; Миронов, 1985), изменяется в довольно широких пределах, примерно от 2,5 до 6 м. Максимальные значения характерны, естественно, для внутренних районов Арктического бассейна, отличающихся наиболее суровыми климатическими условиями и ослабленным потоком океанического тепла к нижней поверхности льда. Более всего удовлетворяет этим условиям внутренняя часть антициклонического круговорота поверхностных вод и льдов, а точнее, район к северо-западу от Земли Элсмира. Если бы не существовало подтока океанического тепла, то лед, оставшийся здесь неподвижно, мог бы достичь толщины в 32 м (Зубов, 1955).

Время достижения равновесной толщины зависит от ряда факторов - климатических условий, интенсивности потока тепла из океана, толщины снега на льду - и исчисляется десятками лет. Ввиду непрекращающегося дрейфа льдов и постоянной смены условий формирования, в большинстве районов Северного Ледовитого океана равновесная толщина не может быть достигнута. Ледяное поле, вовлеченное в трансарктический дрейф, успевает всего за 3-4 года пройти путь от Чукотского моря до пролива Фрама и оказаться за пределами Арктического бассейна. Более благоприятные условия для приближения к равновесным толщинам имеются в области антициклонического круговорота, где льды, как показывает дрейф станции Т-3, могут находиться около 20 лет и более.

Толщина морских льдов испытывает не только пространственные, но и временные, в частности сезонные, изменения. Ежегодно на площади, равной 8 млн км^2, льды вытаивают полностью. Так как к началу таяния сезонные льды в ряде арктических районов нарастают примерно до 2 м, то можно получить примерное представление о максимальном размахе внутригодовых изменений толщины льда в Северном полушарии. Зона с максимальными значениями сезонных изменений окружает с внешней стороны область, постоянно покрытую льдом. В центральных районах этой области ежегодное стаивание, по-видимому, не превышает 0,5 м.

Момент годового максимума толщины льда - это функция географической широты. На юге максимум приходится на март, а в отдельных районах даже на февраль. На Северном полюсе лед нарастает вплоть до июня, а уже во второй половине сентября начинается новый цикл ледообразования. Фронт ледообразования в октябре распространяется на арктические моря.

Средняя по Северному полушарию толщина морского льда изменяется во времени следующим образом:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
1,92	2,05	2,23	2,46	2,73	2,83	2,71	2,78	2,57	1,98	1,72	1,84	2,32

Торосистость. По характеру поверхности морские льды подразделяются на ровные и деформированные. Критерием для их разделения может служить локальный градиент 1:40, предложенный в работе (Williams a.o., 1975). Лед считается ровным, если этот градиент не превышает порогового значения, иначе говоря, если изменения толщины льда в радиусе 10 м не превышают 25 см. Визуальная оценка количества ровного льда хорошо согласуется с оценкой, выполненной с использованием предложенного критерия.

Относительное количество ровного и деформированного льда изменчиво в пространстве. Как показал П.Вадхамс (Wadhams, 1983), существует достаточно четкая зависимость между средней осадкой льда на 100-километровом отрезке и концентрацией ровных льдов; с увеличением первой уменьшается содержание второй и наоборот. Поскольку толщина морских арктических льдов в общем увеличивается от кромки в глубь массива, в этом же направлении возрастает концентрация деформированных льдов, достигая максимальных значений на восточной и южной периферии антициклонического круговорота, где располагаются наиболее мощные льды. По данным работы (Wadhams, 1981), концентрация килей с осадкой более 10 м к северу от побережья Гренландии и Земли Элсмира составила 2,8-

4,3 киля/км, тогда как в центральном районе Арктического бассейна 1,8-2,9 киля/км. Средняя осадка этих килей на 100-километровых отрезках соответственно изменялась в первом районе от 14,6 до 16,3 м, а во втором от 13,5 до 14,3 м. Показательно также, что из 45 подводных килей с осадкой более 30 м, зафиксированных на маршруте длиной 3750 км, 39 относятся к первой трети этого маршрута, расположенной севернее Гренландии и Земли Элсмира.

Средняя высота торосов неодинакова на льдах разной стадии развития. Так, на однолетних льдах она составила 1,6-1,9 м, а на многолетних льдах - 2,0-2,5 м.Это представление дополняется данными о распределении вероятностей высот торосов, измеренных в Северном Ледовитом океане на однолетних и многолетних льдах (рис.11.3). Расстояние между грядами торосов, образующихся на льдах разного возраста, также имеет тенденцию к увеличению для льдов более ранних стадий развития. Среднее расстояние между торосами в Северном Ледовитом океане на однолетних льдах оказалось равным 93 м, а на многолетних - 338 м (Богородский, Гаврило, 1980).

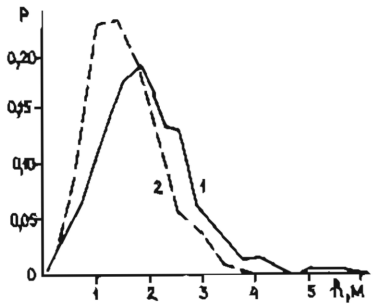


Рис.11.3. Распределение вероятностей P высот h торосов в Северном Ледовитом океане в апреле-мае по данным измерений: 1 - многолетние льды, 2 - однолетние льды

Масса морских льдов в Северном полушарии, в среднем многолетнем, изменяется следующим образом, 10^{18} г:

I	II	III	IV	V	VI
24,6	28,2	31,0	32,5	31,9	29,1
VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
23,4	17,9	15,4	15,8	17,6	20,9	24,0

Дрейф. За исключением сравнительно узкой береговой полосы, где зимой устанавливается припай, морские льды находятся в состоянии непрерывного движения. Основными причинами, вызывающими и поддерживающими это движение, служат ветер и течения.Их относительная роль в суммарном дрейфе изменяется с изменением масштаба временно́го осреднения. Определяющее влияние на перемещение льдов за короткие интервалы времени (сутки, декада, месяц) оказывает ветер, при этом лед весьма чутко реагирует на его малейшие изменения и время становления дрейфа обычно не превышает 3-6 час. В Северном полушарии установившийся дрейф отклоняется вправо от направления ветра на угол примерно 30°, а ветровой коэффициент, выражающий отношение скорости дрейфа к скорости ветра, составляет около 0,02. Ввиду крайней неустойчивости ветра дрейф льда сильно изменчив как по скорости, так и по направлению. Траектория истинного дрейфа - это всегда сложная линия с зигзагами, петлями, отходами назад. Глядя на нее, трудно поверить,что в движении льда может быть какая-то упорядоченность. Средняя суточная скорость истинного дрейфа, полученная по многолетним данным, равна 5,8 км/сут.

С увеличением масштабов временно́го осреднения до сезона и более значение ветра в дрейфе льда ослабевает, а постоянных поверхностных течений усиливается. По В.Х.Буйницкому (1951), дрейф льда за сезон на 2/3 обусловлен течением и лишь на 1/3 ветром.Поэтому генеральное перемещение льдов в Северном Ледовитом океане в основном происходит в соответствии с существующей здесь системой поверхностных течений, сформированной и поддерживаемой атмосферной циркуляцией в Северной полярной области. Средняя суточная скорость перемещения льда в генеральном направлении составляет 1,8 км/сут.

Наиболее важные особенности крупномасштабного перемещения льда изучены сегодня вполне удовлетворительно (Волков, Гудкович, 1967). В западной части Арктического бассейна, между географическим полюсом, с одной стороны,и северным побережьем Гренландии, Канадского Арктического архипелага и Аляски, с другой, плавучие льды находятся в антициклоническом круговом дрейфе (см.с.58 в I-м томе Атласа). Площадь этих льдов составляет 2,5-3,5 млн км^2. Центр круговорота располагается примерно на 78° с.ш. и 150° з.д. Льды совершают полный оборот примерно за 7-10 лет и, вообще говоря, могут находиться в системе антициклонического дрейфа не один десяток лет. Максимальная скорость

дрейфа отмечена на южной периферии круговорота, к северу от побережья Аляски. Перемещение льдов в генеральном направлении за сутки составляет здесь 2,5 км.

По другую сторону полюса, т.е. уже в Восточном полушарии, плавучие льды находятся в Трансарктическом дрейфе, представляющем собой никогда не иссякающий широкий поток очень сплоченных льдов, зарождающийся к северу от Берингового пролива и направляющийся затем через приполюсный район в пролив между Гренландией и Шпицбергеном. Справа и слева поток постоянно подпитывается, с одной стороны, за счет многолетних льдов, захваченных с периферии антициклонического круговорота, с другой - за счет однолетних льдов, выносимых из российских арктических морей. Благодаря этому, а также вследствие непрекращающегося стока льда из Арктического бассейна в Гренландское море, в системе Трансарктического дрейфа вдоль сибирского побережья формируются сравнительно благоприятные ледовые условия. Путь ледяных полей от Чукотского моря до пролива Фрама длиной около 3000 км занимает 3-4 года, причем на первых 2/3 этого пути скорость результирующего дрейфа изменяется незначительно и составляет 400-450 км в полугодие. На последней трети, при приближении к проливу Фрама, она возрастает примерно на 10%. Заметнее всего ускорение дрейфа проявляется в зимнее время.

Естественным продолжением Трансарктического дрейфа после выхода его из Арктического бассейна служит холодное Восточно-Гренландское течение. Оно несет к югу вдоль восточного побережья острова не только льды, образовавшиеся в высоких широтах, но и местные, сформировавшиеся в самом Гренландском море. Зимой восточногренландские льды продвигаются на юг вплоть до южной оконечности Гренландии - мыса Фарвель. Скорость дрейфа увеличивается в южном направлении. Если на 80-й параллели она, по данным станций "Северный полюс" и Арлис-II, составляла около 6 морских миль в сутки, то на 70-й параллели была уже вдвое больше.

Морские льды и айсберги в западногренландских водах перемещаются вдоль побережья на север. У мыса Йорк одна из ветвей Западно-Гренландского течения отклоняется на запад, направляется к о.Норт-Девон, где, соединяясь с сильным течением из пролива Смита, устремляется на юг в виде холодного течения Баффина и его продолжения Лабрадорского течения. Эти течения несут к югу льды и айсберги со все увеличивающейся скоростью. Насколько интенсивным может быть дрейф вдоль побережья Земли Баффина и Лабрадора, свидетельствует вынужденное плавание на льдине участников американской арктической экспедиции на судне "Полярис", когда за шесть с половиной месяцев (с 15 октября 1872 г. по 30 апреля следующего года) было пройдено расстояние около 2500 км с крайнего севера моря Баффина и почти до о.Ньюфаундленд.

Значительная южная составляющая - характерная особенность генерального дрейфа не только восточногренландских и североамериканских, но также и тихоокеанских льдов. В западной части Берингова и Охотского морей льды перемещаются в соответствии с господствующими поверхностными течениями, в общем, в южном направлении, параллельно береговой черте.

Временна́я изменчивость. Морские льды, в том числе льды Северного полушария, испытывают значительные изменения во времени. Наиболее изученные, и, по всей вероятности, наиболее важные из них - изменения площади. Изучение распространения морских льдов в современный период, в историческое время и в геологическом прошлом дает основание говорить о том, что оно изменяется сложным образом, с характерным временны́м масштабом от нескольких дней до 10^5 лет. При этом самые значительные изменения претерпевает ледяной покров в процессе сезонных и ледниково-межледниковых колебаний. Однако весьма заметны также колебания многолетние, вековые и многовековые (рис.11.4).

Приведенные на этом рисунке индексы характеризуют ледовые условия на полушарии (1973-1982 гг.), в Северо-Европейском бассейне (1900-1982 гг.) и у побережья Исландии (с X века). Верхняя кривая - нормированная площадь морских льдов в марте на полушарии по спутниковым данным (Report..., 1983). Средняя за это десятилетие площадь

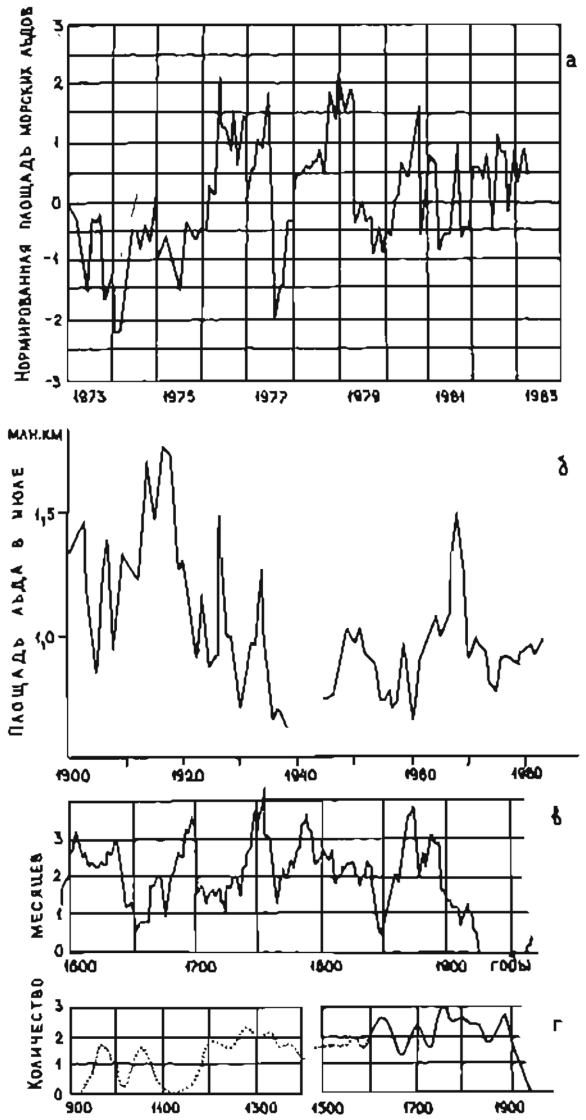


Рис.11.4. Площадь морских льдов в Северном полушарии (а), в Северо-Европейском бассейне (б) и продолжительность ледового сезона у побережья Исландии(в - 10-летняя скользящая средняя, г - 30-летняя скользящая средняя)

льдов составила 15,71 млн км^2,а стандартное - 0,41 млн км^2. Ход кривой указывает на пониженную ледовитость в 1973-1975 гг., повышенную в 1976-1978 гг. и близкую к средней в последующее время.

Кривая июльской ледовитости в Северо-Европейском бассейне характеризует изменения за 1900-1982 гг. Данные о льдах за первую половину периода получены судами и менее надежны, чем за вторую. Из рисунка видно, что после максимума ледовитости, пришедшегося на десятилетие 1910-1919 гг. началось постепенное сокращение площади льда. Наиболее благоприятный в ледовом отношении период в Северо-Европейском бассейне - это четвертьвековой период с середины 30-х до конца 50-х годов. Последовавшее за этим периодом ухудшение ледовых условий оказалось наиболее значительным в 1960-е годы.

Две кривые в нижней части рисунка демонстрируют временной ход ледового индекса в районе Исландии.Этот индекс представляет собой количество месяцев со льдом в течение года у побережья этого острова.Для периода 1781-1915 гг. ледовый показатель был получен Т.Тороддсеном в его книге"Климат Исландии в течение 1000 лет" в 1916-1917 гг. Эти данные,представленные в виде диаграммы,без каких-либо исправлений были использованы П.Бергторссоном(Bergthorsson, 1969), который смог получить ледовый индекс для периода 1591-1780 гг., опираясь на сведения о погоде в Исландии.

П.Бергторссон реконструировал ледовые условия и температуру воздуха в районе Исландии с начала заселения острова до 1591 г. Как известно, ранее такая попытка была предпринята Л.Кохом (Koch, 1945), который в качестве основы для реконструкции использовал данные о суровых ледовых условиях. Ледовый индекс Бергторссона более полон, поскольку учитывает не только тяжелые, но также средние и легкие в ледовом отношении годы. Кривая продожительности ледового сезона убедительно свидетельствует о серьезных изменениях ледовых условий в районе Исландии за исторический период.

Вполне естественно, что наиболее надежные и полные данные о временных изменениях ледовых условий на полушарии относятся к нынешнему столетию и особенно к последним 50 годам. Это обобщение отечественных и зарубежных данных о льдах, полученных с помощью судов, самолетов и ИСЗ. Они представлены рядами ежемесячных значений площади льдов в Северном Ледовитом океане, начиная с 1946 г. Для августа, точнее, второй его половины оказалось возможным продлить этот ряд в прошлое, привлекая к анализу дополнительные данные за 1924-1945 гг. При этом, говоря о Северном Ледовитом океане, имеют в виду собственно Арктический бассейн и примыкающие к нему с юга моря Гренландское, Норвежское, Баренцево, Белое, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукот-

ское и Линкольна, в сумме составляющие 74% площади океана. Район Канадского Арктического архипелага, Гудзонов залив и Баффиново море при анализе площади льда в Северном Ледовитом океане не привлекались, так как систематические наблюдения за льдами здесь были начаты позднее. Среднее годовое значение площади льда в этом районе составляет 7,78 млн км^2. Годовой максимум, равный 8,45 млн км^2, приходится на апрель, а минимум, 6,09 млн км^2 - на сентябрь. Наиболее изменчива площадь льда в теплое время года, с июля по октябрь.

Анализ многолетнего хода этой площади (Захаров, 1981) дает основание утверждать следующее. После периода пониженной ледовитости в середине 1950-х годов площадь льда в Северном Ледовитом океане стала увеличиваться и в 1967 г. достигла максимальных значений. При этом приращения площади льда по сравнению с ее минимальными значениями в 1950-е годы (всюду имеются в виду приращения 5-летних средних) составили: в январе 0,48, в феврале 0,44, в марте 0,55, в апреле 0,36, в мае 0,40, в июне 0,50, в июле 0,57, в августе 0,73, в сентябре 0,65, в октябре 0,68, в ноябре 0,53, в декабре 0,49 и в среднем для года 0,45 млн км^2.

В конце 1960-х годов площадь льдов стала сокращаться. Этот процесс продолжался и в первой половине 1970-х годов. Размеры ледяного покрова в Северном Ледовитом океане значительно приблизились к тем, какие наблюдались до его разрастания. Во второй половине 1970-х годов площадь льда вновь несколько увеличилась.

Известно, что температура воздуха в Северном полушарии достигла своего максимума в конце 1930-х - начале 1940-х годов, когда и площадь ледяного покрова сильно уменьшилась, по данным В.Ю.Визе (1944), примерно на 1 млн км^2. По сравнению с этим периодом площадь льда для трех летних месяцев, июля - сентября, к концу 1960-х годов возросла приблизительно на 0,6 млн км^2.

Изменения площади льдов могут служить указанием на улучшение или ухудшение ледовых условий в целом. С 1946 г. параллельно с развитием похолодания и ростом площади льдов довольно существенно изменились ледовые условия в этой части океана (Захаров, 1976). Изменения выразились в более раннем образовании льдов в большинстве пунктов арктического побережья и в открытом море, более раннем становлении припая осенью и более позднем взломе его весной, увеличении толщины льда, замедлении его дрейфа, ослаблении ледообмена окраинных морей с Арктическим бассейном, увеличении ледовитости морей летом, сдвиге кромки старых, в том числе многолетних, льдов в южном направлении, словом, в ухудшении ледовых условий.

11.2.2. Льды Южного полушария

Современный уровень знаний о морских южнополярных льдах ниже, чем о льдах арктических. Такие важные их характеристики как сплоченность, возраст, торосистость, горизонтальные и вертикальные размеры изучены слабее, чем в Северном полушарии. Ледовые наблюдения в Южном океане были начаты в середине 1950-х годов, когда в Антарктике развернулись исследования по программе МГГ. Эти наблюдения проводились с береговых пунктов, экспедиционных судов и самолетов, причем в основном - в летнее время. В 1960-е годы, в связи с использованием ИСЗ, информация о морских антарктических льдах стала быстро увеличиваться. Но ей все еще не хватало регулярности, так как установленная на спутниках аппаратура зависела от облачности и условий освещенности. Эти ограничения удалось преодолеть в 1970-е годы, когда появился сканирующий микроволновый радиометр, позволяющий с исключительной регулярностью получать данные о состоянии морских льдов по всему Мировому океану.

Впечатляющие изменения в технике наблюдений обеспечили быстрый прогресс знаний о морских южнополярных льдах (Макеров, 1956; Буйницкий, 1958; Назаров, 1962; Трешников, 1963; Буйницкий, 1973; Antarctic Sea Ice, 1983; Романов, 1984).

Площадь. На рис.11.5 приведены кривые, характеризующие сезонные изменения площади морских льдов в Южном океане и отдельно в трех его секторах: антарктическом 70° з.д. - 30° в.д., индоокеанском 30 - 160° в.д. и тихоокеанском 160° в.д. - 70° з.д.

(Chiu, 1983). От февраля к сентябрю суммарная площадь льдов вокруг Антарктиды изменяется от 5 до 20 млн км^2, т.е. в 1,9 раза больше, чем в Северном полушарии. Это обусловлено тем, что морские льды в Южном полушарии менее сплочены и расположены дальше от полюса.

Кривая на рис.11.5 демонстрирует, помимо большого размаха, несоответствие времени разрастания и сокращения ледяного покрова в годовом цикле его развития. Первое достигает семи, а второе - лишь пяти месяцев. Результатом служит существенное различие в скорости приращения льда по площади на фазе их разрастания и сокращения. В первом случае эта скорость в среднем составляет 2,1, а во втором 3,0 млн км^2 в месяц. Максимальное приращение площади льда в течение одного месяца на ветви роста равно 3,3, а на ветви спада 5,1 млн км^2.

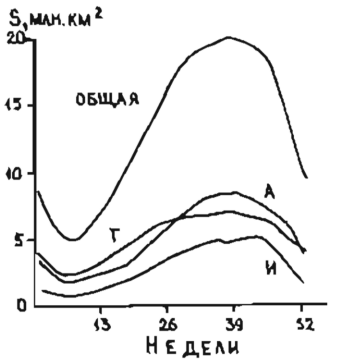


Рис.11.5. Средняя за 1973-1982 гг. площадь морских льдов S в Южном океане и его секторах: А - атлантическом, Т - тихоокеанском, И - индоокеанском

Сплоченность. Пояс морских льдов вокруг антарктического континента, за исключением сравнительно узкой прикромочной зоны, образован сплоченными труднопроходимыми льдами. Зимний рейс ледокола "Владивосток" в 1985 г. к застрявшему во льдах экспедиционному судну "Михаил Сомов" показал, что плавание через этот пояс сопряжено с огромными трудностями и "напролом" невозможно. Преодолеть его помогают разводья, время от времени возникающие в ледяном покрове и ориентированные в нужном направлении. У берегов континента в это время года формируется припай, ширина которого в ряде районов может достигать почти 50 миль, а толщина 1,5-2 м. Этот сплошной 10-балльный лед окаймляет Антарктиду практически по всему периметру. Обычная его ширина 15-25 миль, а площадь около 0,5 млн км^2 (Романов, 1984). Сплоченность дрейфующих льдов даже в самый разгар зимы меньше 10 баллов, ее среднее годовое значение в целом для антарктического циркумполярного пояса льдов, согласно (Antarctic Sea Ice..., 1983), составляет всего 7,2 балла, что на 2,3 балла меньше, чем в Арктике. Эта важная по своим последствиям особенность морских антарктических льдов обычно связывается с отсутствием твердых границ с внешней стороны пояса и постоянным сохранением условий для расплыва льда. Кромка льда исключительно подвижна. При сильных продолжительных ветрах одного направления она может отступить или продвинуться в течение одной декады на сотню километров. При этом в первом случае происходит уплотнение кромки и увеличение сплоченности в самом массиве, а во втором - образование разрывов и общее разрежение льда.

Как и в Северном полушарии, сплоченность южнополярного льда изменяется в течение года от максимума (7,7 балла) в августе до минимума (6,0 балла) в феврале. Амплитуда ее сезонных изменений всего лишь на 0,2 балла превышает таковую для арктического льда. Внутригодовой ход сплоченности имеет следующий вид:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
6,1	6,0	6,0	6,9	7,2	7,6	7,7	7,7	7,6	7,5	6,8	6,0	7,2

Несмотря на очень сильное сокращение площади от зимы к лету, сплоченность льда изменяется сравнительно немного. Сохранившийся к концу летнего таяния лед не рассеян на огромном океаническом пространстве, а встречается в виде компактных скоплений. Наиболее крупные из них образуют ледяные массивы. В южнополярных водах выделяют три таких массива: Атлантический, Тихоокеанский и Балленский. Первый локализуется в море Уэдделла, второй - в морях Беллинсгаузена и Амундсена, а третий - в море Сомова. По данным А.А.Романова (1984), площадь этих массивов в конце антарктического лета соответственно составляет 0,93; 0,86 и 0,19 млн км^2. Наиболее устойчив среди них ледяной массив моря Уэдделла, где направленность береговой черты и характер дрейфа обеспечивают уплотнение льда в течение всего года. По общему мнению, ледовые условия в этом море и особенно в западной его части - самые тяжелые во всем Южном океане.

Возрастной состав. В антарктических водах встречаются льды тех же возрастных стадий, что и в Арктике. Южнополярные льды, несомненно, более молодые, чем арктические. Так, 3/4 площади антарктических ледовитых вод заняты сезонными льдами (в Арктике они занимают лишь половину).

Если вычесть площадь чистой воды среди льдов или, иначе говоря, привести сплоченность последних к 10 баллам, то площадь сезонных льдов - молодых, однолетних тонких и однолетних толстых - в момент их максимального развития составит 13 млн км^2. Это значение установлено по данным за 1973-1976 гг. и, естественно, несколько отличается от среднего многолетнего. О количестве чистой воды среди льдов можно судить пока лишь на основе четырехлетних данных, естественно, не вполне отражающих среднюю многолетнюю картину.

Площадь, занятая двухлетними и многолетними льдами, в эти годы составила 4 млн км^2, а их концентрация - 6 баллов. Таким образом, площадь сплошных льдов равна 2,4 млн км^2. К сожалению, сказать уверенно, какую часть этой площади занимают многолетние льды, в настоящее время не представляется возможным. Некоторые исследователи оценивают эту площадь в 0,02 млн км^2, резонно полагая, что основная масса многолетних льдов сосредоточена в припае. Большие пространства этого припая были обнаружены, например, в заливе Амундсена, Эдуарда VIII, Зубова, у Берегов Банзарэ и Сабрина. Осенью 1957 и 1958 гг. его ширина достигала здесь местами 100 км (Марков и др., 1968).

Итак, оценка возрастного состава морских антарктических льдов позволяет говорить, что примерно на 84% они состоят из льдов молодых и однолетних и на 16% - из двухлетних и многолетних, причем количество последних оценивается лишь десятыми долями процента. На отдельных участках антарктического побережья эти льды формируют многолетний припай.

Льды наиболее ранних стадий развития располагаются вблизи берегов, а наиболее поздних - на внешней кромке ледяного поля. За исключением некоторых районов, где меридиональная составляющая играет большое значение в дрейфе, смена возрастных стадий происходит достаточно последовательно от однолетних толстых на границе с континентом до ниласа и блинчатых льдов на кромке.

Горизонтальные размеры и толщина. Широтная зональность характерна не только для возраста, но и толщины льда, что вследствие связи этих характеристик вполне естественно. В конце ноября - начале декабря, когда вертикальное развитие припая заканчивается, его толщина достигает 150-200 см. В отдельных районах наблюдаются значительные отклонения от этих значений в ту и в другую стороны вследствие различий в условиях нарастания припая и его возраста. Например, толщина многолетнего припая местами достигает 4-5 м и даже более. От кромки припая в северном направлении толщина плавучих льдов уменьшается до минимальных значений на границе с чистой водой. Время достижения льдом своих максимальных в году толщин с уменьшением географической широты смещается на все более раннее время, вплоть до сентября.

С последовательной сменой льдов по толщине связаны изменения условий плавания судов, следующих к берегам Антарктиды и пересекающих ледяной пояс. Особенно показательно в этом отношении плавание ледокола "Владивосток" во второй половине 1985 г. Оно проходило вблизи меридиана 150° з.д. от кромки дрейфующих льдов, располагающейся около 63° ю.ш., до 75-й параллели, где находился "Михаил Сомов". По мере движения судна на юг лед постепенно утолщался. По личному сообщению участника экспедиции В.И.Смирнова, толщина льда от кромки до 67-й параллели не превышала 70, южнее ее примерно до 72° ю.ш. - 100, на 73° ю.ш. - 120, на 74° ю.ш. - 150, а вблизи 75° ю.ш. - 180 см. Толщина старых льдов, в окружении которых находился "Михаил Сомов", была больше 230 см. В этой же последовательности увеличивалась и торосистость льдов: на 67° ю.ш. она соответствовала 1-2, на 67-72° ю.ш. - 2, на 73 и 74° ю.ш. - 2-3 и на 75° ю.ш. - 3 баллам. Хотя эти данные правильно отражают общее нарастание толщины

и торосистости льда в южном направлении, конкретные их значения носят в значительной мере индивидуальный характер и не могут быть распространены на весь антарктический пояс.

Толщина морских льдов для всего пояса известна весьма ориентировочно. Обычно ее принимают равной 1,5 м, хотя в течение года она претерпевает заметные изменения, что видно из следующих ориентировочных данных, м:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IX	XII	Год
0,92	0,92	0,60	0,55	0,58	0,65	0,77	0,97	1,08	1,26	1,26	1,34	0,91

Толщина антарктических льдов примерно в 2,5 раза меньше, чем арктических. Причин такого сильного различия несколько. Во-первых, температура воздуха в районах обычного образования льда в Антарктике в целом менее благоприятна для его нарастания, чем в Арктике. Во-вторых, такой важный регулятор нарастания льда, как толщина снежного покрова на нем, в южной полярной области в 2-3 раза больше, чем в Северной. В-третьих вертикальные градиенты солености на границе поверхностных антарктических и глубинных циркумполярных вод существенно меньше, чем на границе поверхностных арктических и глубинных атлантических вод. Результатом служат более интенсивные вертикальные потоки тепла к нижней поверхности льда из глубин океана в антарктических водах. В-четвертых, антарктические льды более молоды, чем арктические.

Горизонтальные размеры льдин в антарктических водах в целом меньше, чем в арктических. Пониженные толщины, меньшая сплоченность, высокая повторяемость сильных штормовых ветров, наконец, ветровые волны большой высоты, глубоко вторгающиеся в ледяной массив, - все это благоприятствует дроблению льда. Поэтому вся прикромочная зона на глубину в 100 и более км заполнена мелкобитым льдом с диаметром, редко превышающим 20 м. Из-за постоянного трения друг о друга льдины приобретают округлую форму и по своим внешним признакам напоминают блинчатые льды. К югу от этой зоны вместе с увеличением сплоченности и толщины растут и горизонтальные размеры льдин. На смену крупнобитым льдам приходят обломки полей, затем большие ледяные поля, достигающие в поперечнике 2 км. Зимой в глубине массива формируются сморози. Поверхность ледяного покрова приобретает блоковую структуру, подобную той, какая характерна зимой для арктических льдов. Гигантские ледяные поля - сморози встречаются, по-видимому, лишь в районах распространения старых льдов со сравнительно спокойной динамикой - в морях Беллинсгаузена и Амундсена, т.е. в секторе Южного океана между 70 и 140° з.д.

Масса льда. При расчете массы южнополярных льдов использованы данные об их среднем многолетнем объеме, полученные А.А.Лебедевым. Плотность льда принималась равной 920 кг/м^3. Средние значения массы льда на середину каждого месяца таковы, 10^{18} г:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
3,22	2,02	2,58	3,04	4,60	7,36	10,12	13,34	15,46	17,20	13,89	8,37	8,43

Дрейф. Горизонтальные перемещения плавучих льдов вокруг Антарктиды вызываются ветром и поверхностными морскими течениями, причем именно ветер играет определяющую роль. Средняя годовая величина ветрового коэффициента, по данным В.Х.Буйницкого (1973), составила здесь около 0,03, что в 1,5 раза больше, чем в Северном Ледовитом океане, а угол отклонения дрейфа льдов влево от направления ветра равен -30°. По данным А.А.Романова (1984), значения ветрового коэффициента и угла отклонения соответственно составили 0,027 и -30°.

В связи с этим генеральные особенности дрейфа льдов в южнополярных водах обусловлены в основном характером атмосферной циркуляции. Наиболее существенная ее черта, как известно, - устойчивый западно-восточный перенос воздушных масс к северу от 65-60° ю.ш. и перенос противоположного направления вдоль антарктического побережья. В соответствии с этим в северной части ледяного пояса дрейф льдов происходит в восточном направлении, а в южной, на границе с континентом - в западном. Разделом этих двух прямо противоположных потоков льда служит зона антарктической дивергенции, которая, конечно, не может быть непреодолимым препятствием для обмена льдами между ними. На-

против, во многих районах к северу от антарктического побережья происходит довольно интенсивный дрейф льдов с юга на север через линию дивергенции. Чаще всего это случается по западной периферии климатических циклонов. Среди них наиболее важными в формировании сильных и устойчивых меридиональных выносов льда служат барические депрессии в морях Уэдделла и Росса. Усилению этих выносов благоприятствуют не только атмосферные факторы, но также характер береговой черты и циркуляции поверхностных вод. В итоге морские льды, образовавшиеся осенью вблизи Антарктиды, нередко заканчивают свое существование в системе восточного дрейфа.

Об интенсивности дрейфа льда в северном направлении в западной части круговорота Уэдделла можно судить по материалам экспедиционных судов "Дейчланд" и "Эндьюренс", оказавшихся здесь в вынужденном дрейфе. Дрейф первого из этих судов происходил с 8 марта по 26 ноября 1912 г. в генеральном направлении на север со средней скоростью 4,4 км/сут. Дрейф "Эндьюренс" происходил тремя годами позже, с 10 января 1915 г. до 9 апреля 1916 г. примерно в этом же генеральном направлении со скоростью 3,9 км/сут. При выходе из моря Уэдделла основная масса льда поворачивает на северо-восток, а затем на восток.

Приведенные данные о скорости движения льдов в генеральном направлении в одном из южнополярных морей свидетельствуют о их более высоких значениях, чем в Арктике (1,8 км/сут). В западном дрейфе льды переносятся вдоль антарктического континента со скоростью 6, а в восточном дрейфе, на внешней кромке ледяного пояса - 6,9 км/сутки.

Сильные различия в скоростях дрейфа южнополярных льдов и льдов арктических обусловлены рядом причин, прежде всего большей интенсивностью циркуляции атмосферы над Южным океаном и более высокими значениями ветрового коэффициента. Можно говорить также о большей устойчивости дрейфа по направлению в Южном океане.

Временна́я изменчивость. Исследование изменчивости ледовитости и других элементов ледового режима Южного океана лишь начинается. Так, принимаемый до недавнего времени сезонный минимум площади льдов в 2,5 млн км^2, согласно спутниковым наблюдениям 1973-1982 гг., оказался вдвое больше - 5 млн км^2 (Chiu, 1983).

Наиболее продолжительная серия наблюдений за льдами в Южном океане относится к Южно-Оркнейским островам, расположенным вблизи 60° ю.ш. и 45° з.д. Данные о ежегодном количестве дней со льдом в здешних водах позволяют судить об изменении ледовых условий на северной границе круговорота Уэдделла. Как видно из рис.11.6б, продолжительность ледового сезона в водах Южно-Оркнейских островов за период 1903-1965 гг. изменялась примерно от 50 до 280 дней в году. Это свидетельствует об очень сильных изменениях в состоянии льдов не только в этом районе Антарктики. Наиболее суровым десятилетием за весь исследуемый период были 1920-1929 гг. Однако, принимая во внимание, что в разных секторах Антарктики ледовые условия изменяются асинхронно, распространять этот вывод на весь Южный океан не следует.

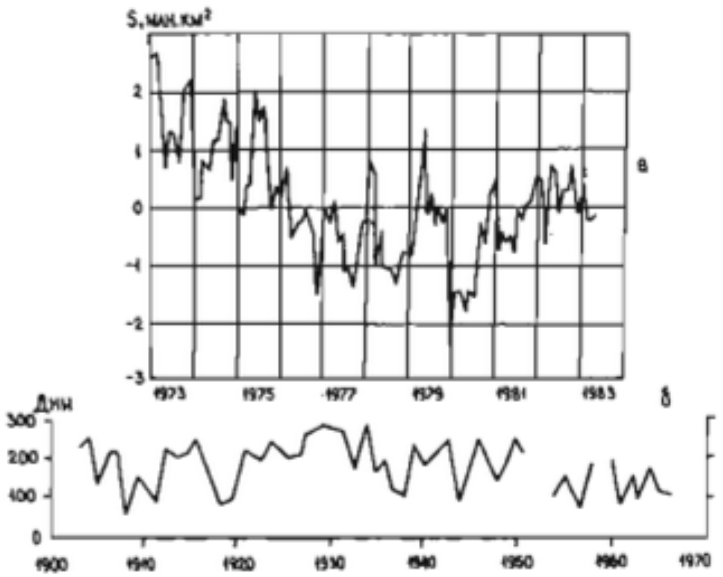


Рис.11.6. Нормированная площадь морских льдов в Южном океане S (а) и продолжительность ледового сезона в районе Южно-Оркнейских островов (б)

Анализ спутниковых данных по распространению морских льдов в 1973-1982 гг.,предпринятый в работе (Chiu, 1983), показывает, что с 1973 по 1980 г. общая ледовитость вокруг Антарктиды уменьшилась на 2,5 млн км^2 (рис.11.6а). При этом площадь льда в тихоокеанском секторе сократилась на 1,5 млн км^2, а в индийском - на 1 млн км^2, а в атлантическом секторе, уменьшившись в 1973-1977 гг., затем увеличилась к 1981 г.

Во второй половине 1980 г. началось увеличение общей ледовитости Южного океана,к середине 1981 г. она превысила среднюю десятилетнюю ледовитость, оставаясь в последующем примерно на этом уровне.

Глава 12. ЗАПАСЫ СНЕГА И ЛЬДА

Запасы снега и льда на земном шаре разделяются на сезонные и многолетние. К первым относится влага, накопленная в сезонном снежном покрове на суше и морских льдах, а также сезонные морские льды, а ко вторым - многолетние морские льды, подземное и наземное оледенение суши, т.е. льды многолетнемерзлых пород и ледников. Промежуточное положение занимают наледи: небольшую их часть можно отнести к многолетним образованиям, но в основном это сезонное явление.

12.1. Исходная информация и способы расчета

Основой создания серии карт запасов снега и льда в настоящем Атласе были картографические материалы на ледниковые области, в том числе карты Атласа из других разделов, каталоги ледников, а также другие отечественные и зарубежные публикации. Степень полноты указанных материалов для разных регионов неодинакова. Наиболее детальные данные о площади и толщине ледников имеются для территорий, где проведена каталогизация ледников: области горного и покровного оледенения бывшего СССР, Альпы, горы Скандинавского полуострова, Антарктида, Арктика.

В 40-е и 50-е годы выполнены детальные подсчеты площадей современного оледенения для некоторых территорий бывшего СССР, в том числе П.А.Ивановым (1958, 1959 а,б)для Кавказа и Камчатки, А.П.Васьковским (1955) для Северо-Востока СССР М.В.Троновым (1949) для Алтая, Р.Д.Забировым (1955, 1958) для Тянь-Шаня и Памира. Площади оледенения вычислялись по аэрофотосъемочным материалам и крупномасштабным картам, но из-за несовершенства картографических материалов возникали ошибки, которые приходилось исправлять при последующих расчетах.

Главные трудности при подсчетах запасов льда в ледниках связаны с малым количеством непосредственных определений их толщины, что вызывает необходимость обобщений и экстраполяции. Для перевода полученного суммарного объема льда в количество аккумулированной воды был принят коэффициент 0,86 - такова средняя плотность льда в ледниках.

В зависимости от природных условий, морфологии ледников и количества исходной информации применялись разные способы расчета их толщины. Формула Н.В.Ерасова (1968) связывает объем льда $V \cdot 10^6$ м^3 с площадью ледника P, км^2: $V = 27 \cdot P^{1,5}$, но, как показала проверка, в одних случаях объемы льда отдельного ледника получаются завышенными, а в других заниженными. Эту формулу использовали для вычисления объемов ледникового льда Памиро-Алая, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Кавказа, Камчатки, Альп,Скандинавского п-ва, Исландии, Кордильеры Бланка в Южной Америке.

Позднее формула Н.В.Ерасова была усовершенствована А.Б.Журавлевым (1980) с учетом температурного состояния льда, что позволило использовать ее для расчетов объема как горного, так и покровного оледенения. Значения коэффициентов в зависимости $V = aP^b$ связаны с состоянием ледников. Для теплых горных ледников $a = 15,171 \pm 1,159$; $b = 1,577 \pm 0,083$, а формула принимает вид: $V = 0,015171\ P^{1,577}$. Для холодных горных ледников $a = 52,602 \pm 1,156$; $b = 1,158 \pm 0,059$; $V = 0,52602\ P^{1,158}$. По этим формулам рассчитывались объемы льда ледников Шпицбергена и некоторых ледников Камчатки.

Для малоизученных районов, когда известны лишь общая площадь и число ледников, примерно оценить объем льда можно по формуле, предложенной САНИИ (Лихачева и др.,

1975): $V = 0{,}05\ T^2/N$. Она применима для любых районов горного оледенения, если учитываются все ледники, чаще всего по бассейнам рек, площадью более 0,1 км^2. С ее помощью определены объемы льда в некоторых районах Гиндукуша, Каракорума, Австрийских и Итальянских Альп, гор Скандинавского п-ва, Исландии, тропической Африки, а на территории бывшего СССР - в некоторых бассейнах Памиро-Алая, Тянь-Шаня, Кавказа и Камчатки.

Ресурсная оценка ежегодного стока с ледников получена для всех материков, за исключением Южной Америки и Антарктиды, а также островов Новой Зеландии и Новой Гвинеи, по картам режима ледников в предположении, что в пределах требуемой точности ледниковый сток равен средней величине ежегодной аккумуляции.

Сезонные снегозапасы подсчитывались по формуле

$$\bar{W} = \frac{\sum_{i=1}^{n} W_i F_i}{F},$$

где $\bar{W}$ - средняя величина сезонных снегозапасов, км^3, W_i - средняя величина снегозапасов в зоне i, мм, F_i - площадь зоны, км^2, F - площадь подрайона, км^2, n - количество зон в подрайоне. Объем снегозапасов во всей области W равен произведению $\bar{W} \cdot F$.

Снегозапасы рассчитывались в рамках гляциологического районирования. Для каждой единицы районирования приведены следующие показатели: общий объем льда ледников, объемы годового стока с них и сезонных снегозапасов на дату их максимума, площадь ледников, средняя их толщина, время оборота массы льда, степень оледенения. Фоновой раскраской показана удельная величина сезонных снегозапасов, штриховкой - удельная по отношению ко всей площади подрайона величина годового стока с ледников.

Дополнительными материалами для характеристики сезонных снегозапасов послужили карты твердых осадков настоящего Атласа, карты Географического атласа (1980), карта годовых сумм осадков Арктики, составленная Н.Н.Брязгиным (1976), и карта питания Антарктического ледникового покрова В.М.Котлякова с соавторами (Котляков и др., 1974).

Сведения о ресурсах современного оледенения в Атласе не исчерпываются картами запасов снега и льда. Запасы наледных льдов приводятся на нескольких картах наледей, для составления которых использовались кадастры и опубликованные данные (Алексеев, 1974; Каталог наледей..., 1980, 1981, 1982; Симаков, Шильниковская, 1958). Количественная оценка подземных льдов в многолетнемерзлых породах сделана по картам их льдистости и литературным источникам.

Итак, обеспеченность исходным материалом для подсчетов запасов льда в разных регионах мира неодинакова. Достаточно достоверной информацией мы располагаем по оледенению Европы. Площадь и количество ледников подсчитаны по каталогам ледников, причем в расчеты кроме них включены многочисленные ледяные и фирновые пятна, также представляющие собой естественные хранилища воды; площадь некоторых из них превышает размеры мелких ледников. Величина объемов льда ледников Французских и Швейцарских Альп взята из соответствующих каталогов ледников, а для Австрийских и Итальянских Альп, Пиренеев, Скандинавии, Исландии запасы льда определялись по эмпирическим формулам.

Области горного оледенения зарубежной Азии относятся к числу наиболее труднодоступных, и еще недавно распространение азиатских ледников оставалось предметом догадок. Однако с появлением космических материалов положение начало меняться. Правда, данные о толщине ледников зарубежной Азии еще отсутствуют, и поэтому мы вынуждены пользоваться ориентировочными оценками, полученными путем экстраполяции результатов соответствующих измерений, выполненных в ограниченном числе пунктов, главным образом в бывшем СССР, на обширные территории зарубежной Азии, оледенение которых имеет сходную морфологию.

Так, для областей Монгольского Алтая и Эльбруса, где нет точных данных, площадь оледенения заимствована из работ С.В.Калесника (1963) и М.Г.Гросвальда (1964), а объемы льда и годового стока с ледников считались по средней их толщине и удельной величине годового стока, которые принимались равными аналогичным величинам соседних с ни-

ми Алтая и Большого Кавказа. На часть территории Гиндукуша и Каракорума, Тибетского нагорья и Гималаев имеются более полные сведения. По материалам дешифрирования аэрофото- и космических съемок, а также китайских карт масштаба 1:1 000 000 удалось подсчитать площадь оледенения и количество ледников в этих районах. Примерная оценка объема льда получена по упомянутой уже формуле, предложенной сотрудниками САНИИ для малоизученных областей оледенения.

В тропической Африке ледники, существующие на вершинах Килиманджаро, Кении, Рувензори, сейчас быстро уменьшаются в размерах. По сравнению с началом века, когда эти вершины были полностью покрыты льдом, ныне сохраняются лишь небольшие остатки ледников. Суммарная площадь их незначительна и объем льда ничтожен. По новейшим подсчетам, он не превышает 0,17 км^3 (Schlerler, 1983). Кроме этого в Восточном полушарии ледники имеются на Новой Гвинее и Новой Зеландии. По результатам исследований австралийских ученых, общая площадь снега и льда экваториальных ледников Новой Гвинеи составила на 1973 г. 6,9 км^2 (Müller, Schlerler, 1979 а,б). В Новозеландских Альпах обнаружено 527 ледников площадью 810 км^2, определен объем льда в них (Macheret, Zhuravlev, 1982).

Значительная часть горной территории Южной Америки имеет развитое оледенение, разнообразное как по условиям питания ледников, так и по их морфологическим типам. С сезонным снежным покровом и оледенением связаны катастрофические явления - лавины и гляциальные сели, представляющие серьезную опасность для некоторых районов материка. Это стало одной из причин развития здесь гляциологических исследований. Проведена выборочная каталогизация ледников северной Патагонии, где на площади 20,5 тыс.км^2 выявлено более 2000 ледников. Южное Патагонское ледниковое плато - самый большой массив оледенения Южной Америки - слабо освещен в литературе. Скудные сведения имеются о ледниках Огненной Земли. Запасы льда в Патагонской области, где развито горно-покровное оледенение, оценивались по аналогии со сходными формами более изученного оледенения Шпицбергена. С учетом более глубоких вмещающих долин, полученные значения увеличены на 20%.

Приведенные запасы льдов для Южной Америки следует считать приближенными. Имевшиеся данные позволили использовать формулу Ерасова для подсчета объема 120 ледников на район Кордильеры Бланка общей площадью 118,2 км^2 при средней их толщине 22 м. Запасы льда на другие южноамериканские области с горным оледенением были получены как произведение площади оледенения на толщину льда. На карте запасов льдов Южной Америки ледниковый сток не удалось выделить из суммарного снегового и ледникового.

Запасы льдов Северной Америки подсчитаны с использованием крупномасштабных топографических карт США и Канады. По ним определялись площади оледенения, а с помощью экспертной оценки - толщина ледников. Принималось, что при площади ледника до 10 км^2 средняя его толщина равна 50-90 м, от 10 до 30 км^2 - 100 м, от 40 до 90 км^2 - 200 м, от 100 до 390 км^2 - 300-400 м, более 400 км^2 - 500 м. Наиболее достоверные сведения имеются для хр.Брукса на территории Аляски, где полностью завершен каталог ледников: здесь выявлен 1001 ледник, а общая их площадь равна 723 км^2. Для остальной части Аляски площадь оледенения оценена лишь ориентировочно.

Объем ледников Антарктиды рассчитан на основе материалов настоящего Атласа: карт толщины снежно-фирновой толщи, морфологии и толщины ледникового покрова, а также гляциологического районирования. Кроме того использовались литературные источники (Котляков, 1968; Буйницкий, 1973; Зотиков и др., 1974). На антарктических картах приводятся также объемы морских льдов, которые вычислены по средним значениям площадей распределения дрейфующих льдов в атлантическом, индийском и тихоокеанском секторах Южного океана. Площадь льдов определена за 1964-1981 гг. по месячным картам сплоченности льдов, составленным на основе спутниковых наблюдений. Приводятся также объемы айсбергов, значения которых получены по данным радиолокационных наблюдений за их количеством в Южном океане (Буйницкий, 1973).

Сведения об арктических льдах почерпнуты из разных источников. Данные по Земле Франца-Иосифа, о.Виктория, Новой и Северной Земле, о.Ушакова, о-вам Де-Лонга, о.Врангеля получены из монографии А.Н.Кренке (1982). По архипелагу Шпицберген использованы результаты радиолокационных измерений толщины льда с вертолета и наземные радиолокационные измерения (Котляков и др., 1980; Мачерет, Журавлев, 1980; Чижов, 1973; Ekman, 1971; Liestøl, 1974; Macheret, Zhuravlev, 1982), а также топографические карты Норвежского полярного института. Сведения о запасах льда Гренландии и Канадского Арктического архипелага получены О.П.Чижовым (1973) на основе систематизации данных иностранных источников. Для подсчета объема морских льдов служили материалы расчета баланса массы льда Центрального Арктического бассейна и окраинных морей, а запасов снега на свободной от ледников суше - данные ААНИИ.

12.2. Закономерности распределения снега и льда

12.2.1. Сезонные снегозапасы

Северное полушарие. Сезонный снежный покров в максимум своего распространения в среднем многолетнем исчислении занимает 73 млн км^2 - около 30% площади Северного полушария (Котляков и др., 1987). В западной его половине снег встречается на экваторе - в южноамериканских Андах, в восточной - примерно на 25° с.ш. в горах Юго-Восточной Азии. Снежный покров на равнинах Америки и Евразии распространен севернее 30° с.ш., а на морских льдах ограничен их ареалом: до 46° с.ш. на западе Атлантики (2 млн км^2) и до 43° с.ш. на западе Тихого океана (2,5 млн км^2).

Согласно гляциологическому районированию, территория Северного полушария, покрытая льдами, разделяется на два основных пояса: постоянных нивально-гляциальных явлений (пояс А - 38 млн км^2, состоящий из трех субширотных зон АI, АII и АIII), и временных нивально-гляциальных явлений (пояс Б - 35 млн км^2, состоящий из двух субширотных зон БI и БII).

Морская акватория пояса Б охватывает всего 2 млн км^2 (зона БI) и имеется только в Атлантике. В пояс А входят северные области Берингова и Охотского морей Тихого океана (2,5 млн км^2, зона АIII), большая часть Северного Ледовитого океана (12 млн км^2, зоны АI, АII и АIII) и западная часть Атлантики (0,5 млн км^2, зона АII), узкая полоса вдоль восточного побережья Гренландии, итого 15 млн км^2.

Сезонный снежный покров суши Северного полушария занимает 56 млн км^2, или 77% территории поясов А и Б. В Евразии он охватывает 37 млн км^2 - 75% территории материка, в Северной Америке 19 млн км^2, или 85% ее площади.

Дальнейшее дробление упомянутых территорий по принципу преобладания твердых осадков атлантического, тихоокеанского или индоокеанского происхождения позволяет разделить каждую гляциологическую зону субмеридиональными границами на 2-5 провинций. В табл.12.1 приведены размеры 19 гляциологических провинций Северного полушария, составляющих пояса А и Б, соотношение в каждой из них площадей и объемов (в водном эквиваленте) сезонных снегозапасов на суше и морских льдах. При этом считается, что весь снежный покров морских льдов - сезонный.

Сезонные снегозапасы Южной Америки охарактеризованы ниже вместе с частью материка, находящейся в Северном полушарии. Там же помещены характеристики сезонных снегозапасов одной из областей Северной Африки (область гор Атласа) и одной из областей Северной Америки (Мексиканской). Все эти территории входят в пояс Д.

Таким образом, в пяти зонах двух поясов Северного полушария имеется 19 провинций, разделенных на 92 области. Площади гляциологических поясов почти равновелики: 38 и 35 млн км^2, размеры зон различаются более, чем втрое: от 7 до 23 млн км^2. Различия в площади провинций еще значительнее: от 1,2 до 12 млн км^2, но преобладают провинции размером 1,2-6,2 млн км^2.

Все эти территории в зимнее время заняты сезонным снежным покровом. Его толщина на морских льдах увеличивается от пояса А к поясу Б, но отличия невелики: 13,6 см в зоне АI, 18,8 см в зоне АII, 18,4 см в зоне АIII, 18,6 см в зоне БI, в зоне БII морских льдов нет.

Таблица 12.1

Максимальные сезонные снегозапасы в гляциологических провинциях Северного полушария

№ пп	Индекс провинции, зоны, пояса	Название провинции	Количество областей	Вся территория			В том числе на морских льдах			В том числе на суше		
				объем, тыс.км^3	площадь, млн км^2	толщина, см	объем, тыс.км^3	площадь, млн км^2	толщина см	объем, тыс.км^3	площадь, млн км^2	толщина, см
1	AIа	Центральноарктическая	4	0,68	5,0	13,6	0,68	5,0	13,6	-	-	-
2	AIг	Гренландская	2	0,61	2,2	27,7	-	-	-	0,61	2,2	27,7
	AI		6	1,29	7,2	17,9	0,68	5,0	13,6	0,61	2,2	27,7
3	AIIб	Атлантико-Арктикоевразийская	2	0,50	2,3	21,7	0,42	2,1	20,0	0,08	0,2	40,0
4	AIIв	Тихоокеанско-Арктико-евразийская	1	0,18	1,2	15,0	0,18	1,2	15,0	-	-	-
5	AIIг	Атлантико-Североамериканская	3	0,60	2,4	25,0	0,40	1,6	25,0	0,20	0,8	25,0
6	AIIд	Тихоокеанско-Североамериканская	2	0,14	1,4	10,0	0,09	0,9	10,0	0,05	0,5	10,0
	AII		8	1,42	7,3	19,5	1,05	5,8	18,8	0,33	1,5	22,0
7	AIIIб	Атлантико-Североевразийская	9	1,21	8,9	13,6	0,01	0,1	13,6	1,20	8,8	13,6
8	AIIIв	Тихоокеанско-Североевразийская	7	1,10	6,2	17,7	0,48	2,7	17,7	0,62	3,5	17,7
9	AIIIг	Атлантико-Канадская	4	0,98	4,2	23,3	0,30	1,5	20,0	0,68	2,7	25,2
10	AIIIд	Тихоокеанско-Канадская	5	1,27	4,2	30,2	-	-	-	1,27	4,2	30,2
	AIII		25	4,56	23,5	19,4	0,79	4,3	18,4	3,77	19,2	19,6
	A		39	5,98	38,0	15,7	2,56	15,1	17,0	4,71	22,9	20,6
11	БIб	Атлантико-Евразийская	20	1,55	11,9	13,0	0,22	1,1	20,0	1,33	10,8	12,3
12	БIв	Тихоокеанско-Центрально-азиатская	3	0,18	2,0	9,0	-	-	-	0,18	2,0	9,0
13	БIе	Индоокеанско-Азиатская	3	0,20	1,6	12,5	-	-	-	0,20	1,6	12,5
14	БIг	Атлантико-Среднеамериканская	3	0,53	3,1	17,1	0,17	1,0	17,1	0,36	2,1	17,1
15	БIд	Тихоокеанско-Среднеамериканская	3	0,43	2,6	16,2	-	-	-	0,43	2,6	16,2
	БI		32	2,89	21,2	13,6	0,39	2,1	18,6	2,50	19,1	13,1
16	БIIб	Атлантико-Европейско-Азиатская	15	0,43	8,1	5,3	-	-	-	0,43	8,1	5,3
17	БIIв	Тихоокеанско-Азиатская	2	0,06	1,7	3,5	-	-	-	0,06	1,7	3,5
18	БIIг	Атлантико-Американская	2	0,04	2,5	1,6	-	-	-	0,04	1,5	1,6
19	БIIд	Тихоокеанско-Американская	2	0,10	1,5	6,6	-	-	-	0,10	1,5	6,6
	БII		21	0,63	13,8	4,6	-	-	-	0,63	13,8	4,6
	Б		53	3,52	35,0	10,0	0,39	2,1	18,6	3,13	32,9	9,5
	А + Б		92	10,80	73,0	13,0	2,95	17,1	17,5	7,84	55,8	14,1

В целом площадь распространения морских льдов и снега на них составляет 24% (17,2 млн км^2) площади снежно-ледникового ареала Северного полушария, объем снегозапасов - 27% (3,0 тыс.км^3), т.е. снежный покров на морских льдах в среднем немного толще, чем на суше. По данным табл.12.1, толщина снежного покрова на морских льдах в среднем равна 17,5 см (в водном эквиваленте), а на суше - 14 см.

Прослеживается закономерное уменьшение толщины снежного покрова с севера на юг, от зоны к зоне, особенно последовательное, если рассматривать данные по полушарию в целом (табл.12.2). Таким образом, пояс А суши, там, где снежный покров залегает на многолетнемерзлых породах, оказывается значительно снегообильнее, чем Б.

Таблица 12.2

Объем и толщина снежного покрова (в водном эквиваленте) на материках Северного полушария

Зона, пояс	Северная Америка		Евразия		Оба материка в целом	
	объем, тыс.км^3	толщина снежного покрова, см	объем, тыс.км^3	толщина снежного покрова, см	объем, тыс.км^3	толщина снежного покрова, см
AI	0,61	28	-	-	0,61	28
AII	0,25	20	0,08	40	0,33	22
AIII	1,95	28	1,82	15	3,77	20
А	2,81	27	1,90	15	4,71	21
БI	0,79	17	1,71	12	2,50	13
БII	0,14	4	0,49	5	0,63	5
Б	0,93	11	2,20	9	3,13	10
А + Б	3,74	20	4,10	11	7,84	14

Если же рассматривать снежно-ледовый ареал в целом - на суше и на море, толщина снежного покрова (см.табл.12.1) увеличивается от зоны AI к AII, где она оказывается максимальной для Северного полушария и равной 19,5 см. Зона AIII почти не уступает ей - 19,4 см. Огромная площадь этой зоны - 32% суммарной площади поясов А и Б - выделяет ее по объему снегозапасов - 4,56 тыс.км^3, или 42% объема последних в Северном полушарии. Следом за ней идет зона БI - 29% площади и 27% объема снежного покрова, далее AII - 10% площади и 13% объема, AI - 10% площади и 12% объема. Меньше всего объем снегозапасов в довольно обширной зоне БII - 6%.

В Северной Америке сезонный снежный покров примерно вдвое толще, чем в Евразии. Если учесть, что площадь, занимаемая снежным покровом Евразии, вдвое превышает таковую в Северной Америке, становится ясно, что объем сезонных снегозапасов на обоих материках одинаков - около 4 тыс.км^3.

Сопоставление толщины снежного покрова в каждой паре гляциологических провинций одной зоны одного материка, питаемых влагой Тихого и Атлантического океанов, систематических различий не показывает. Влияние тихоокеанской и атлантической влаги сказывается не в различиях отложенного слоя твердых осадков, а в неодинаковой площади соответствующих гляциологических провинций. Если с этой точки зрения проанализировать данные табл.12.1, станет ясно, что атлантические провинции на обоих материках лидируют: в Северной Америке на их долю приходится 60% площади и 51% объема снежного покрова, а в Евразии 70% и 72%, соответственно.

Близость значений толщины снежного покрова тихоокеанского и атлантического происхождения особенно заметна при сопоставлении данных по группам соответствующих провинций без разделения по материкам, особенно, если рассматривать каждую из групп в целом - и сушу, и море: толщина снежного покрова составляет 20 см и для тихоокеанской, и для атлантической группы. Средняя толщина снежного покрова в единственной в Северном полушарии индоокеанской провинции, расположенной в зоне БI Евразии - 12,6 см, совпадает со средней толщиной для всей зоны БI.

Итак, на материках в пределах пояса А и Б лидируют группы атлантических провинций, на которые приходится в целом по двум материкам 68% площади и 62% объема снежного покрова материков. На тихоокеанские провинции приходится 29% площади и 35% объема, а на единственную индоокеанскую - 3% площади и 3% объема. Несколько большая толщина снежного покрова тихоокеанского происхождения на материках перекрывается резким превышением площади атлантических провинций во всех зонах, поэтому объемы сезонных снегозапасов распределены таким образом: 4,9 тыс.км^3 в атлантических провинциях, 2,7 тыс.км^3 в тихоокеанских и 0,2 тыс.км^3 в индоокеанской.

На морских льдах по объемам (73%) и по площади (65%) снегозапасов также преобладает группа атлантических провинций. Некоторое превышение доли объема над долей площади свидетельствует о несколько большей толщине снежного покрова на морских льдах Атлантики по сравнению с Тихим океаном. Поскольку эти толщины на льдах обоих океанов на одной широте близки, можно предположить, что общее превышение связано с большим распространением в Атлантике льдов в более "снежных" средних широтах.

Таким образом, вклад Атлантики в общий объем (10,8 тыс.км^3) сезонных снегозапасов Северного полушария составляет 63,5% (6,85 тыс.км^3), Тихого океана - 34,6%, (3,7 тыс.км^3) и Индийского - 1,9% (0,2 тыс.км^3).

Южное полушарие. В соответствии с гляциологическим районированием два пояса - В и Г - расположены полностью в Южном полушарии, между 45° ю.ш. и полюсом. Обширную территорию между поясами Б и Г, где отмечаются временные нивально-гляциальные явления и Северного, и Южного полушарий, занимает пояс Д - пояс нивально-гляциальных явлений в экваториальном, тропическом и южном умеренном поясах. Его сезонные снегозапасы сосредоточены в основном в Южном полушарии.

Он представляет собой прерывистый снежно-ледовый ареал на суше (оледенение моря отсутствует), охватывающий все материки, кроме Евразии и Антарктиды. Сезонные льды представлены снежным поясом гор. Крайние точки ареала - горы Атласа на севере (37° с.ш.) и Огненной Земли на юге (58° ю.ш.)

Основные снегозапасы заключены в протягивающемся меридионально от 55° ю.ш. до 10° с.ш. сравнительно узкой полосой снежном покрове высокогорий Анд. Его объем 0,4 тыс.км^3 (в водном эквиваленте), площадь 1,4 млн км^2, примерно, 8% территории материка (Котляков и др., 1989). Кроме южно-американского небольшие ареалы снежного покрова пояса Д имеются в Северной Америке (Мексиканская область Атлантико-Центральноамериканской провинции), Африке (области гор Атласа, Центральной и Южной Африки), Австралии (Австралийско-Тасманийская область Тихоокеанско-Океанической провинции), Новой Зеландии и Новой Гвинее.

Их суммарная площадь не превышает половину южноамериканского ареала,объем снегозапасов - не более 0,04 тыс.км^3. В поясе Д на снежный покров приходится менее 1% суши. К югу от него, от 35 до 65° ю.ш. расположен целиком океанический пояс Г - пояс временных нивально-гляциальных явлений Южного полушария, включающий одну зону айсбергов. Снежный покров здесь занимает менее 10 тыс.км^2 на гористых островах Атлантики и Индийского океана, объем снегозапасов - единицы кубического километра.

Основные сезонные снегозапасы Южного полушария (10 тыс.км^3) сосредоточены в приполярном поясе В (55-90° ю.ш.), который подразделяется на две зоны: ВI, охватывающую антарктический ледниковый покров, и ВII - зону морских льдов Антарктики,сезонных и многолетних льдов, расположенных на ее территории островов.

Снегозапасы зоны ВI составляют 2,3 тыс.км^3 при средней толщине снежного покрова 16,5 см (в водном эквиваленте) (Котляков и др., 1974), причем слой сезонных снегозапасов растет от полюса к границе зоны. Это увеличение продолжается и на морских льдах зоны ВII. В целом на морские льды Южного полушария (зона ВII), занимающие 19,3 км^2 (Романов, 1985), приходится около 60% площади пояса В и 77% (7,7 тыс.км^3) объема его снегозапасов.

Влагоразделы трех питающих океанов (рис.12.1) в Антарктиде не совпадают с соответствующими ледоразделами, по которым проведены границы провинций гляциологиче-

ского районирования этого материка. Поэтому в пределах зоны BI площади влияния каждого океана подсчитаны в соответствии с границами влагоразделов.В зоне BII подсчеты проведены в пределах границ провинций гляциологического районирования (табл.12.3).

Анализ данных таблицы показывает близость размеров площади снежного покрова тихоокеанского и индоокеанского происхождения на материке (в зоне BI). Площадь атлантического снежного покрова несколько меньше. В морской зоне BII близки по размеру площади снежного покрова,сформированного влагой Атлантики и Тихого океана, несколько меньше размеры индоокеанского снежного покрова. Это связано с уменьшением в Индийском океане ширины зоны из-за более высоких температур воздуха: изотерма $0^{o}C$ на карте (Географический атлас, 1980) и граница распространения льдов(Романов, 1985) в индоокеанском секторе расположены ближе к антарктическому берегу, чем в двух других секторах.

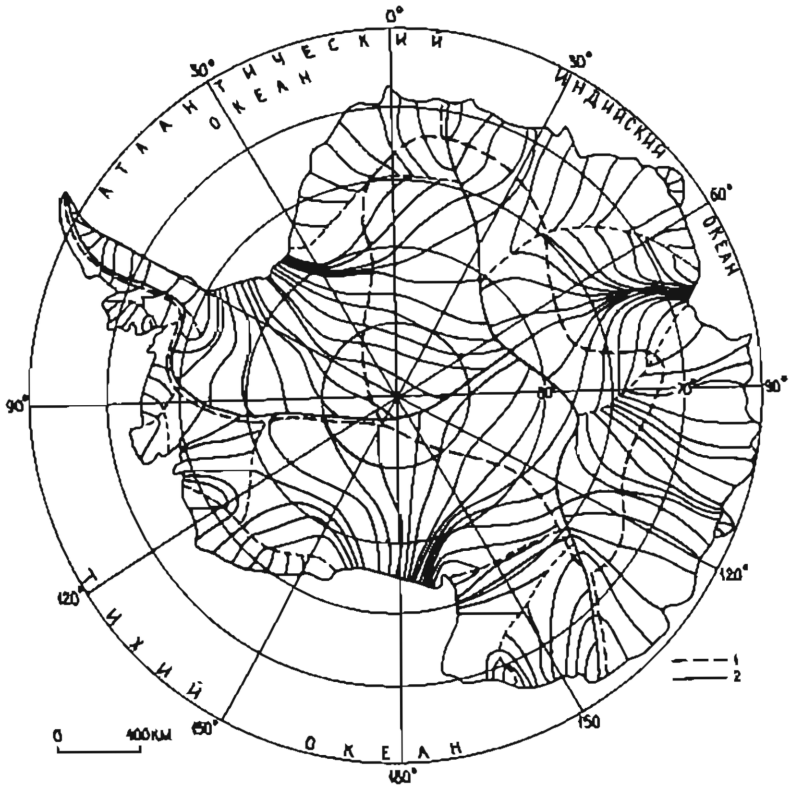


Рис.12.1. Положение ледоразделов (1) и влагоразделов (2) трех океанов в Антарктиде

Таблица 12.3

Максимальные снегозапасы пояса постоянных нивально-гляциальных явлений Южного полушария

Области питания	Вся территория			В том числе моря(зона BII)			В том числе суши(зона BI)		
	объем, тыс.км^3	площадь, млн км^2	толщина, м	объем, тыс.км^3	площадь, млн км^2	толщина, м	объем, тыс.км^3	площадь, млн км^2	толщина м
Атлантического океана	3,78	11,5	0,3	3,08	7,7	0,4	0,70	3,79	0,18
Тихого океана	3,86	12,3	0,3	2,84	7,1	0,4	1,02	5,25	0,19
Индийского океана	2,38	9,5	0,3	1,80	4,5	0,4	0,58	4,96	0,12
Сумма	10,02	33,3	0,3	7,72	19,3	0,4	2,30	14,00	0,16

В целом по поясу В максимальная (12,3 млн км^2) площадь приходится на область тихоокеанского влияния, 11,5 млн км^2 - атлантического, 9,5 млн км^2 - индоокеанского. В той же последовательности располагаются и объемы снегозапасов: соответственно 3,86; 3,78 и 2,38 тыс.км^3. Как и в Северном полушарии, различия в толщине снежного покрова разного происхождения невелики.

Таким образом, площадь распространения сезонного снежного покрова в Южном полушарии примерно вдвое меньше, чем в Северном - соответственно 35 и 73 млн км^2.Поскольку соответствующие площади распространения морских льдов и снежного покрова на них близки - 19 и 17 млн км^2, существенно различными оказываются площади снеж-

ного покрова на суше - 16 и 56 млн км^2, т.е. наличие суши в высоких и особенно в средних широтах заметно расширяет снежно-ледовый ареал Земли.

Объемы снежного покрова Южного и Северного полушарий близки: 10,4 и 10,8 тыс.км^3, т.е. они не зависят от сочетания размеров суши и моря. Объемы снегозапасов, сформированные влагой разных океанов - 10,66 тыс.км^3 Атлантическим, 7,96 тыс.км^3 Тихим, 2,58 тыс.км^3 Индийским, коррелируют с величиной соответствующих заснеженных площадей - соответственно 61,2; 35,5 и 11,1 млн км^2, толщина ежегодного слоя снега равна 0,2 м для каждого океана.

12.2.2. Наледи

Наледи - преимущественно сезонное явление. Максимальные запасы наледного льда формируются в конце зимы, а к концу лета они стаивают почти полностью. Только часть крупных и гигантских наледей подземных вод на Северо-Востоке России и отдельные наледи в горах Тянь-Шаня, Памира и в Забайкалье можно отнести к многолетним образованиям. Однако даже в суровых климатических условиях Северо-Востока России площадь перелетовывающих остатков наледей редко превышает 5-10%, а объем редко более 5% от максимальных значений в конце зимы.

Для накопления многолетнего наледного льда благоприятные условия складываются редко. Как правило, перелетовывающий остаток льда меняет свое положение от года к году, в отдельные годы он вовсе не сохраняется, каждый год подвергается размыву и разрушению водными потоками, меняющими свое направление в течение всего периода таяния. Поэтому оценить объем многолетнего наледного льда даже в условиях Северо-Востока России сколько-нибудь достоверно нельзя. Во всяком случае этот объем вряд ли больше 1-2% от максимального.

Как показывают данные табл.12.4, объем наледей речных и подземных вод составляет около 94 км^3 в зоне развития многолетнемерзлых пород. Если учесть площадь и объем небольших наледей грунтовых и речных вод в зоне глубокого зимнего промерзания, эту цифру можно увеличить до 100 км^3.

Площадь развития наледей подземных и речных вод в пределах Северной Америки и зарубежной Азии составляет около 60% соответствующей территории бывшего СССР. Весьма приблизительно можно оценить на этом основании объем наледей Северного полушария без территории бывшего СССР в 60 км^3, а всего полушария и, по-видимому, всего мира - около 160 км^3. В Южном полушарии наледи - редкое явление, включая и Антарктиду.

Таблица 12.4

Запасы наледного льда на территории бывшего СССР

	Области	Объем наледей речных вод, км^3	Объем наледей подземных вод, км^3
1	Кольская	0,17	0,01
2	Восточно-Европейская	0,44	0,04
3	Уральская	1,58	0,54
4	Западно-Сибирская	2,66	0,37
5	Среднеазиатская	3,60	5,35
6	Восточно-Сибирская	11,00	10,60
7	Саяно-Алтайская	3,42	3,24
8	Байкало-Джугджурская	5,21	6,45
9	Северо-Восточная Азиатская	11,00	24,00
10	Амуро-Уссурийская	2,75	2,04
	Вся территория	41,2	52,6

По В.Р.Алексееву (1974), объем наледей поверхностных вод (речных и талых снеговых) на территории бывшего СССР равен 240 км^3. Учитывая, что объем наледей речных вод составляет около 40 км^3, на наледи талых снеговых вод приходится 200 км^3 (Гляциологический словарь, 1984). Значение наледей талых снеговых вод в качестве ресурса оценить очень трудно, во всяком случае какое-либо практическое использование их запасов вряд ли возможно. Кроме того, весь запас льда наледей талых снеговых вод представляет собой часть снегозапасов. То же можно сказать и об учете запасов наледей речных вод, которые значительной своей частью непосредственно входят в состав речного льда, их ресурсная оценка должна быть совместной.

12.2.3. Запасы подземных льдов в многолетнемерзлых породах

Многолетнемерзлые горные породы (ММП) широко распространены на Земле и занимают около 34 млн км^2. Большая их часть находится в Северном полушарии - приблизительно 21 млн км^2, причем на долю бывшего СССР приходится около 11 млн км^2.ММП занимают примерно треть территории Северной Америки, значительные площади Монголии и северной части Китая (Баранов, 1959). Поскольку лед в них наряду с отрицательной температурой - определяющий компонент мерзлой породы, мы вправе считать, что подземные льды в том или ином виде и количестве распространены по всей области ММП.История развития толщ ММП - это и история развития подземных льдов в них. Основная особенность и вместе с тем трудность при количественном учете подземных льдов - их рассредоточенность в минеральной породе.

Наличие и пространственное расположение льда в породе обусловливает ее особое строение. По роли в криогенном строении пород подземные льды делятся на текстурообразующие и залежеобразующие. Для определения запасов подземных льдов в ММП важно учитывать наиболее общую закономерность их распространения в мерзлых породах, установленную П.А.Шумским (1959): чем в более рассеянном состоянии содержится лед данного типа в земной коре, тем больше общее его количество, и наоборот, чем больше он сосредоточен в виде крупных сплошных массивов, тем количество его меньше.Отсюда следует, что по общему количеству подземного льда, в зависимости от его типа и в порядке возрастания он может быть расположен в следующем ряду: лед-цемент, сегрегационный и инъекционный (поскольку их подчас трудно разделить), повторножильный, разные типы погребенных первично-поверхностных, среди которых на первом месте - ледниковый.

Лед-цемент присутствует в любой мерзлой породе. В верхних горизонтах мощных толщ ММП он обычно сочетается с другими типами подземного льда, в глубоких горизонтах - это единственный тип. Для образования сегрегационного льда требуются уже определенные условия: тонкодисперсный состав, достаточная влажность, скорость промерзания пород, не превышающая критическую и т.п. (Втюрина, Втюрин, 1970). Еще больше ограничений выявляется при исследовании условий льдообразования всех других типов подземного льда. Соответственно общее количество подземного льда в ММП по П.А.Шумскому (1959) 500 000 км^3 - это главным образом лед-цемент.

Однако не все типы подземного льда участвуют в круговороте воды на Земле и служат своеобразными запасами пресных вод, законсервированными в ММП. Часть из них при протаивании мерзлых пород остается в породе в виде связанной воды. Это прежде всего лед-цемент и частично сегрегационный. В связи с этим возникает вопрос, учет каких типов подземного льда представляет наибольшую практическую ценность как источник пополнения пресных вод на Земле. Выяснилось, что в категорию свободной гравитационной воды, поступающей в круговорот при протаивании ММП, можно отнести все залежеобразующие льды, а также сегрегационные и инъекционные текстурообразующие, за исключением некоторой их части (очень мелкие шлиры), которая тоже остается в породе в виде связанной воды. По этому признаку все подземные льды разделяются на эвидентные и латентные (Втюрин, 1975).

Таким образом, наибольшую практическую ценность при количественной оценке подземных льдов представляет группа эвидентных льдов. Была предпринята попытка подсчитать запасы таких льдов на территории бывшего СССР и в пределах литокриосферы Земли в целом (Втюрин, 1973; 1975). Для этого была разработана соответствующая методика подсчета. Поскольку распространение ММП на территории области не сплошное, из учета исключались талики и территории, занятые ледниками, озерами, водохранилищами и т.п. Общая площадь ММП с эвидентными льдами в пределах бывшего СССР оказалась равной 7 млн км^2, а Земли в целом - около 21 млн км^2. Несмотря на сравнительно ограниченное количество фактических измерений эвидентной льдистости пород, используя эталонные участки и экстраполируя, мы составили схематические карты льдистости по-

род в масштабе 1:10 000 000 по отдельным регионам и 1:20 000 000 для бывшего СССР в целом. С учетом слабой изученности ММП объемная льдистость пород оценивалась всего в трех градациях: менее 20%, 20-40% и более 40%.

Общий объем эвидентных льдов на территории бывшего СССР оценивается в среднем в 19000 км^3 (±20%), что составляет около 55% общих запасов таких льдов в литокриосфере Земли. Как по объемной льдистости, так и по запасам эвидентных льдов четко выделяются районы, где эти показатели высокие: север Западной и Средней Сибири, Центральная и Северная Якутия, низменности Северо-Востока России (табл.12.5).

Таблица 12.5

Количество эвидентных подземных льдов на территории бывшего СССР по Б.И.Втюрину (1975)

Регионы	Площадь, км^2		Мощность толщи ММП, принятая для расчета, м	Общий объем ММП в указанных пределах, км^3	Количество эвидентного льда, км^3	
	общая, занимаемая ММП	ММП с эвидентными льдами			общее	в том числе повторножильного
Европейская часть с Уралом	467790	190204	2-10	1375	369	1,2
Западная Сибирь	970000	538000	10-20	7300	3112	51,6
Средняя Сибирь	4000000	2342000	10	23255	5466	334,0
Северо-Восток	2899900	2536524	10-20	116585	7909	567,0
Забайкалье и Приморье	2230000	1035500	10	12555	1826	2,7
Горы юга бывшего СССР	545200	316787	50*	15840	475	0,5
Территория бывшего СССР в целом	1112890	6959015	-	176910	19157	957

* *Для скальных пород на всей территории бывшего СССР с ММП принята мощность 50 м и эвидентная льдистость 3%.*

Исходя из принципов, положенных в основу подсчета общих запасов эвидентных льдов и экстраполируя данные, полученные для бывшего СССР, на всю площадь ММП с такими льдами, мы подсчитали примерные их запасы на Земле. Они составляют около 35000 км^3 (Втюрин, 1973, 1975).

Доля залежеобразующих льдов в общем количестве эвидентных в разных районах неодинакова. В среднем она, по-видимому, составляет более 30%. Точный расчет пока невозможен из-за неразработанности методов подсчета и нерешенных вопросов генезиса некоторых видов залежей, например пластовых. Исключение составляют повторножильные льды. Контрационная теория их образования позволяет более или менее уверенно решить проблему макрольдистости ММП за счет повторножильного льда. Знание закономерностей их распространения дает возможность подсчитать примерные запасы этого вида льда на территории бывшего СССР и его долю в общем количестве эвидентных льдов. Методика расчета объемной и площадной макрольдистости за счет повторножильного льда, соответствующие карты на территорию бывшего СССР были разработаны Б.И.Втюриным (1969, 1975).

В Евразии довольно четко выделяются четыре района с повышенной макрольдистостью за счет повторножильного льда и наибольшими их запасами: Яно-Колымский, Лено-Вилюйский, северный Средне-Сибирский и северный Западно-Сибирский. Запасы повторножильных льдов в целом по территории бывшего СССР составляют ориентировочно 900-1000 км^3, т.е. примерно 20% общих запасов эвидентных льдов.

В принципе поддаются количественной оценке сегрегационный и инъекционный льды, образующие ядра бугров пучения, поскольку последние хорошо выражены в рельефе, и дешифрирование материалов аэрофотосъемки могло бы дать для этого интересный материал. Однако исходные данные для расчетов есть пока лишь по Центральной Якутии. Так, по данным П.А.Соловьева (1959), здесь насчитывается около 9300 аласов - термокарстовых западин. Примерно в 20% из них имеются бугры пучения - булгунняхи. Мощ-

ность ледяных ядер в них в среднем 5 м, диаметр 30 м. Отсюда запасы этого вида льда составляют около 6,5 млн $м^3$.

Очень трудно пока определить долю и количество глубоко залегающих пластовых залежей подземного льда - они не выражены на поверхности, а закономерности их образования еще не выяснены до конца. Наиболее определенно установлена приуроченность основной массы этих залежей к осадкам бореальной трансгрессии. Если допустить, что макрольдистость их за счет пластовых залежей составляет всего 1%, т.е. во много раз меньше, чем за счет повторножильного льда, то и в этом случае общие запасы этого льда составят не менее 240 $км^3$ лишь в слое мощностью 10 м. Но известно, что они прослеживаются до глубин нескольких десятков метров, имеют мощность до 40 м и распространены на больших площадях на равнинных участках севера Западной и Средней Сибири, прибрежных равнинах Чукотки, Аляски и Канады. Попытки хотя бы приблизительно оценить долю их в объемной макрольдистости ММП предпринимались для Западной Сибири (Дубиков, 1966) и Чукотки (Втюрин, 1964; Гасанов, 1969). Исследователи пришли к выводу, что на некоторых участках она не уступает макрольдистости за счет повторножильного льда, а для Средней Сибири, района Норильска, местами даже выше (Бобов, 1969).

Запасы погребенных первичноповерхностных льдов практически невозможно подсчитать из-за случайности процесса погребения и невыраженности погребенного льда в рельефе. Исключение составляет погребенный ледниковый лед вблизи концов современных ледников в горных районах. Для Внутреннего Тянь-Шаня, например, Л.Г.Бондаревым было подсчитано общее количество погребенного ледникового льда - 120-130 $км^3$ (Горбунов, 1967). Однако принципы расчета, принятые для Тянь-Шаня, неприменимы к другим ледниковым районам, даже к соседнему Памиро-Алаю. Но и этот пример показывает, что количество первичноповерхностного погребенного льда невелико. Очевидно, вся эта группа подземных льдов в целом не влияет на общую количественную оценку эвидентных льдов на Земле.

Таким образом, если принять общее количество всех видов подземного льда равным 0,5 млн $км^3$ (наши подсчеты, с учетом новейших данных по распространению и мощности ММП, подтверждают эту оценку, данную П.А.Шумским в 1959 г), то эвидентные льды составляют около 7%. Однако это льды, сосредоточенные в самом верхнем горизонте ММП, к которому приурочена практически вся хозяйственная деятельность человека, а потому они представляют большой практический интерес.

12.2.4. Запасы снега и льда в ледниках

Современные ледники занимают 16,2 млн $км^2$ суши земного шара (Шумский, Кренке, 1964). Из них 13,9 млн $км^2$ приходится на Антарктический, 1,8 млн $км^2$ на Гренландский ледниковые щиты и 0,5 млн $км^2$ на все остальное оледенение высоких, средних и низких широт. Существуют ледники за счет ежегодной аккумуляции на их поверхности твердых атмосферных осадков. Если принять условие стационарности современного оледенения, аккумуляция равна абляции и равна ледниковому стоку.

Таким образом, мы имеем возможность оценить объем ежегодной аккумуляции снега на ледниках, подсчитанный как объемы их ежегодной абляции, включая откол айсбергов, и представляющий собой часть объемов ежегодных сезонных снегозапасов соответствующих территорий. Материалы по айсбергам взяты из статьи Р.К.Клиге (1985), объем ежегодной аккумуляции в Антарктиде - по данным В.М.Котлякова и др. (1974).

Как показано в табл.12.6, 3,5 тыс.$км^3$ из общего объема ежегодных снегозапасов земного шара, равного 21 тыс.$км^3$, питают современное наземное оледенение. Средняя толщина снежного покрова на ледниках (22 см) лишь немногим превышает среднюю мировую (20 см) и несколько больше средней толщины снежного покрова материков - 15 см. Средняя толщина слоя ежегодной аккумуляции снега в Антарктиде (16,5 см) больше средней по всем материкам.

Приведем, следуя гляциологическому районированию, по поясам, зонам и провинциям данные о площадях наземных ледников, средней их толщине и объему льда в водном эквиваленте, а также некоторые морфологические характеристики рассматриваемого оле-

денения. Точность данных о запасах льда очень разная. Объем отдельных ледников в случае простого по форме ложа может быть определен с высокой точностью, а при сложном рельефе - она невелика. Общий объем ряда ледников по вычислениям для каждого из них в отдельности обычно не сходится с результатами расчетов, основанных на одновременном определении их объема.

Таблица 12.6

Ежегодная аккумуляция снега на ледниках (в водном эквиваленте)

Зоны	Ледниковые районы	Объем аккумуляции, км^3
AI	Гренландия	600
AII	Евразийская Арктика и Канадский архипелаг	193
AIII	Алтай, Саяны, Хибины, Урал, Быррангa, Путорана, Кодар, Орулган, хр.Черского, Сунтар-Хаята, Корякский хр., Камчатка, Аляска, Береговой хр., Скалистые горы	203
БI	Исландия, Скандинавия, Кавказ, Памиро-Алай, Тянь-Шань, Куньлунь-Нань-Шань, Гиндукуш, Гималаи, Тибет, Каракорум	133
БII	Альпы	5
ВI	Антарктида	2300
ВII	Антарктические острова	8
ГI	Зона айсбергов	-
ДI	Новая Гвинея, Новая Зеландия	2
ДII	Южноамериканские Анды	87
	Итого	3531

Естественно, что объем небольшой группы ледников можно определить в абсолютной мере более точно, чем объем обширных покровов крупных островов или даже всего материка Антарктиды. Если в первом случае правомерно и возможно представлять данные с точностью до сотых долей км^3, то во втором - сотни и даже тысячи км^3 могут войти в погрешности расчета. Поэтому в зависимости от размеров ледников разных районов в табл.12.7 приводятся данные с округлением от сотых долей км^3 до 100 км^3, и лишь в итоговых цифрах принято однозначное округление.

Поскольку для некоторых ледниковых районов отсутствуют сведения о площади, а тем более об объеме ледников, оказалось невозможным поместить в табл.12.7 данные об оледенении в горах Торнгат (Атлантико-Канадская провинция AIIг), где насчитывается около 60 ледников, самый длинный из которых достигает 1,5 км. Не попали в нее данные об оледенении хр.Пекульней на Северо-Востоке бывшего СССР (AIIIв), где обнаружено несколько ледников общей площадью около 2 км^2. Вероятно, ледники встречаются и в китайской части хр.Саур (провинция БIб), в Понтийских горах, в Тавре и в пределах Армянского нагорья в горах около о.Ван (все БIIб).

По приведенным в настоящем Атласе данным, сейчас в Антарктиде сосредоточено свыше 90,7% всего ледникового льда на Земле. В связи с этим разница в подсчетах количества льда Антарктиды многих современных авторов (табл.12.8) превышает объем всего оледенения Европы, Азии, Америки, островов Северного и Южного полушарий вместе взятых, включая даже Гренландию.

При последовательном рассмотрении условий, благоприятных для существования современного оледенения, по широтным зонам от полюсов к экватору видна непосредственная его связь с положением и изменением высот снеговой линии, за которой оно следует в некотором вертикальном диапазоне. Известно, что снеговая линия закономерно повышается к экватору, причем отмечается известная разница ее высот в двух полушариях, обусловленная отличиями в количестве суши и моря, рельефа суши и климатическими условиями. Если в Северном полушарии на широте 70° районы оледенения обычно располагаются на несколько сотен метров выше уровня моря, то в Южном на этой же широте оно может существовать на уровне моря. Еще разительнее различия в средних широтах, где оледенение в Северном полушарии может существовать на 1,5 км выше, чем в Южном. Непосредственно в зоне экватора в Южном полушарии оледенение располагается на несколько сот метров выше, чем в Северном.

Таким образом, в полярных районах оледенение существует на уровне моря, в субполярных оно может быть развито на низких горах и невысоких плато, а далее к экватору обычно приурочено к средневысоким плато, а затем к высоким и далее к очень высоким горам.

Таблица 12.7

Запасы льда ледников

Гляциологическая провинция	Географические регионы	Площадь многолетних льдов, км^2	Запасы многолетних льдов, км^3 воды	Средняя толщина многолетних льдов, м	Высотный диапазон оледенения, м	Морфологическая характеристика
AIг	Гренландия	1802600	2365000	1460	0-3231	ледниковый покров, в восточной краевой части приобретающий черты горно-покровного оледенения, с примыкающими к нему меньшими покровными комплексами
AIIб	Шпицберген и о.Белый	34889	6790	216	0-1431	покровные островные комплексы, горно-покровное и горное оледенение
AIIб	Земля Франца-Иосифа	13746	2100	180	0-620	покровные островные ледниковые комплексы; отдельные горные ледники
AIIб	Новая Земля	23645	8100	380	0-1312	комбинация покровного, горно-покровного и горного типов оледенения
AIIб	о.Ушакова	325	48	165	0-294	ледниковый купол
AIIб	Северная Земля	18325	4700	290	0-965	крупные покровные комплексы и отдельные ледниковые купола, горно-покровные комплексы
AIIб	о-ва Де-Лонга	81	11	150	0-426	ледниковые купола и изолированные присклоновые ледники
AIIв	о.Врангеля	3,5	0,01	3	120-1070	долинные, висячие, присклоновые ледники
AIIг	о-ва Восточной Канады	147041	50085	370	0-2743	покровные и горно-покровные ледниковые комплексы, сливающиеся или существующие раздельно
AIId	о.Мелвил	140	1,8	14	300-750	горное оледенение
AIIIб	Хибины	0,1	0,01	7	890-1100	каровые и присклоновые ледники
AIIIб	Урал	28,7	0,44	17	400-1400	карово-долинные, каровые и присклоновые ледники
AIIIб	Быррранга	30,5	0,93	34	500-1000	горно-покровное и горное оледенение (переметные, долинные, каровые ледники)
AIIIб	Путорана	2,5	0,03	12	700-900	каровые и присклоновые ледники
AIIIб	Кузнецкий Алатау	6,8	0,06	10	1200-1600	каровые, висячие и присклоновые ледники
AIIIб	Алтай в бывшем СССР	906,5	39,3	48	1920-4506	сложно-долинные, долинные и каровые ледники
AIIIб	Монгольский Алтай	500	25,6	57	2400-4570	разные типы долинных, каровые, висячие, присклоновые ледники
AIIIб	Саяны	30,3	0,52	19	2000-2500	долинные, каровые, висячие, присклоновые ледники
AIIIб	Орулган	18,4	0,35	21	600-2100	долинные, карово-долинные, карово-висячие, висячие ледники
AIIIб	Кодар	18,8	0,39	23	1850-2600	долинные, карово-долинные, каровые ледники
AIIIв	хр.Черского	156,2	5,20	37	1500-2800	разные типы долинных и каровые ледники
AIIIв	Сунтар-Хаята	201,6	7,6	42	1990-2650	сложно-долинные, долинные, карово-долинные, каровые ледники
AIIIв	Корякское нагорье	259,7	8,2	35	350-2200	сложно-долинные, долинные, карово-долинные, каровые ледники
AIIIв	Камчатка	874,1	38,9	49	650-4500	долинные, каровые, висячие, специфические типы ледников вулканических конусов
AIIId	хр.Макензи	300	10,8	40	? -2160	долинные и каровые ледники
AIIId	запад Канады	27361	5206	211	0-6050	ледниковые комплексы плато (ледниковые поля), долинные, каровые, висячие ледники
AIIId	хр.Брукса	430	15,5	40	1250-2816	долинные и каровые ледники
AIIId	побережье Аляски	63313	11396	200	0-6046	горно-покровное оледенение: ледниковые комплексы долин и предгорные ледники; горное оледенение: дендритовые, сложно-долинные, долинные и каровые ледники
БIб	Большой Кавказ	1424,2	74,9	58	1710-5642	два ледниковых комплекса конических вершин, сложно-долинные, долинные, каровые и висячие ледники
БIб	Малый Кавказ	3,8	0,02	6	3250-3900	каровые, висячие и присклоновые ледники
БIб	Арарат	10	0,2	22	3040-5156	ледниковый комплекс конической вершины
БIб	Эльбурс	100	4,8	53	? -5604	долинные и каровые ледники

Гляциологическая провинция	Географические регионы	Площадь многолетних льдов, км^2	Запасы многолетних льдов, км^3 воды	Средняя толщина многолетних льдов, м	Высотный диапазон оледенения, м	Морфометрическая характеристика
Б1б	Саур	16,6	0,4	25	2950-3700	ледники плоских вершин, долинные, каровые, карово-висячие
Б1б	Тянь-Шань (в границах бывшего СССР)	8312,7	495,5	66	2760-7439	ледники плоских вершин, сложно-долинные, долинные, каровые, висячие
Б1б	Китайский Тянь-Шань	9543	586,7	68	2800- ?	сложно-долинные, долинные, каровые ледники
Б1б	Памиро-Алай (в границах бывшего СССР)	9821,2	618,9	68	2320-7300	дендритовые, сложно-долинные, долинные, каровые ледники
Б1б	зарубежный Памиро-Алай	2342	86,4	68	?	сложно-долинные, долинные и каровые ледники
Б1б	Гиндукуш	5909	583,5	99	? -7690	сложно-долинные, долинные и каровые ледники
Б1б	Куньлунь	11639	1570	150	? -7500	сложно-долинные, долинные, склоновые ледники
Б1б	Нань-Шань	1972,5	85,2	48	? -6346	сложно-долинные, долинные и каровые ледники
Б1б	о.Ян-Майен	117	7,5	70	0-2277	оледенение вулканического конуса
Б1б	Исландия	11746	3615	340	100-1830	горно-покровное оледенение
Б1б	Скандинавия	2785	272	108	100-2481	ледники плато, долинные, каровые и висячие ледники
Б1д	запад США	1140	57,2	56	1800-4391	ледники вулканических конусов, долинные, каровые
Б1е	Каракорум	15407	2857,4	206	2900-8611	дендритовые, сложно-долинные, долинные, каровые, висячие ледники
Б1е	Гималаи	26516	3698,6	155	2500-8848	дендритовые, сложно-долинные, долинные ледники
Б1е	Тибет	8635	786,6	100	? -6000	ледники плато и плоских вершин, долинные, каровые
Б11б	Пиренеи	34	0,43	14	? -3400	каровые и висячие ледники
Б11б	Альпы	2834	122	48	1100-4810	сложно-долинные, долинные, каровые и висячие ледники
Б11б	Апеннины	0,1	0,01	10	? -2914	
Д1м	Кения, Рувензори, Килиманджаро	22	0,4	20	4500-6010	оледенение вулканических конусов
Д1н	Новая Гвинея	14,5	0,3	23	4000-5030	карово-долинные, каровые ледники
Д1н	Новая Зеландия	817,2	50	62	300-3764	сложно-долинные, долинные, каровые ледники
Д11о	Мексика, Анды севернее 5° с.ш.	33,5	0,7	23	4640-5700	оледенение вулканических конусов, долинные, каровые ледники
Д11п	Анды севернее 30° ю.ш.	4569	100,6	24	4500-6310	оледенение вулканических конусов, долинные, каровые ледники
Д11р	Южные Анды и Патагония	26870	12589	545	0-6960	горно-покровные комплексы плато, сложно-долинные, долинные и каровые ледники
Г1з	атлантические о-ва	2873	414	160	0-1372	покровные и горно-покровные ледниковые комплексы
Г1и	индоокеанские о-ва	929	110	110	0-2745	горно-покровные комплексы плато, оледенение вулканических конусов
Г1к	тихоокеанские о-ва	-	-	-	-	-
В11з	о-ва в Атлантической Антарктике	14174	3056	200	0-2821	островные покровные ледниковые комплексы, горно-покровное оледенение
В11и	о-ва в Индоокеанской Антарктике	655	129	170	0-327	ледниковые купола
В11к	о-ва в Тихоокеанской Антарктике	6935	2046	230	0-2317	островные покровные ледниковые комплексы, сетчатое оледенение
В1ж,з	атлантический бассейн Антарктиды	4158000	6023300	1500	0-5140	часть ледникового покрова
В1ж,и	Индоокеанский бассейн Антарктиды	4846000	9406800	1940	0-4000	часть ледникового покрова
В1ж,к	Тихоокеанский бассейн Антарктиды	4939000	7861300	1595	0-5140	часть ледникового покрова
	Сумма	16253434	25779011			

Велико различие запасов льдов по материкам вместе с принадлежащими к ним островами. Основные многолетние запасы льдов сосредоточены в Антарктике, по данным настоящего Атласа, они составляют в водном эквиваленте 23 296 630 км^3. В Северной Америке вместе с Гренландией эти запасы оценены в 2 431 773 км^3. Неожиданно много льда в Европе - 21 082 км^3 и относительно мало в Азии - 16 260 км^3, что заставляет предположить важность близости источников питания - океанов для формирования крупных объемов многолетнего льда. В Андах Южной Америки сосредоточено 12 690 км^3 льда, в Африке - менее 0,4 км^3. На крупнейших островах Океании умеренного и тропического пояса выявлено более 50 км^3 многолетнего льда, на отдельных островах в зоне айсбергов в Атлантическом и Индийском океанах - более 500 км^3.

Таблица 12.8

Объем льда Антарктиды*

Источники	Годы	Объем льда в 10^6 км^3
Р.Флинт	1957	24,0
Г.Д.Дюфек	1957	38,3
В.Х.Буйницкий	1960	25,4
А.Бауэр	1961	29,5
Е.С.Тиль	1962	24,3
И.А.Суетова	1966	24,0
Атлас Кембриджского университета	1983	30,1

**По данным И.А.Суетовой (1968) и Атласа Кембриджского университета (Antarctica..., 1983).*

Если рассмотреть различия в объемах льда по источникам питания - океанам, придется сравнивать отдельно полярные и внеполярные области. Для первых, включающих Антарктиду и Гренландию, на льды, питаемые влагой Атлантики, приходится 8 млн км^3, влагой Индийского океана - 9 млн км^3, Тихого - 8 млн км^3. Во внеполярных областях соответствующие цифры составляют 80, 7 и 30 тыс.км^3. Таким образом, учитывая кроме того точность определения объема льда Антарктиды, нельзя сделать однозначный вывод о решительном преобладании влаги какого-то одного океана над двумя другими в формировании мировых запасов многолетнего льда.

Таким образом, анализ распределения многолетних запасов льда по поясам, зонам и провинциям, определенным гляциологическим районированием, выявляет только одну бесспорную и четкую закономерность - широтную: запасы последовательно уменьшаются от 1,8 млн км^2 (2,4 млн км^3) в зоне AI до 850 км^2 (50 км^3) в приэкваториальной зоне DI и вновь увеличиваются в южном направлении до 14 млн км^2 (23,3 млн км^3) в Антарктиде.

В целом на земном шаре объем многолетнего наземного льда на материках и островах достигает 25,8 млн км^3. Примерно 0,01% этого объема ежегодно обновляется: 3,5 тыс.км^3 составляет ежегодная аккумуляция-абляция, включая откол айсбергов, 20 тыс.км^3 составляют сезонные снегозапасы, менее 0,5 тыс.км^3 - наледи, 0,5 млн км^3 приходится на подземный лед многолетнемерзлых пород.

12.3. Рекомендации по использованию карт

Проблема оценки запасов природных льдов имеет особо важное научное и практическое значение в связи с глобальной ролью снежно-ледовых образований. Огромные массы материковых и морских льдов в полярных областях Земли определяют широтную зональность природных процессов, играют ведущую роль в планетарной циркуляции атмосферы и формировании климата. Природные льды служат одним из главных источников пресной воды и существенно влияют на колебания уровня Мирового океана, исключительно велика и экологическая роль снега и льда (Котляков, 1980).

До настоящего времени существовали лишь общие представления о запасах природных льдов на Земле. В ходе работ над Атласом они были значительно уточнены и пополнены достоверными данными о всех видах снежно-ледовых ресурсов, сосредоточенных в нивально-гляциальных системах планеты.

Представленная в Атласе серия карт запасов природных льдов обладает высокой информативностью и в зависимости от масштаба конкретной карты может быть использована при решении многоцелевых задач, связанных с хозяйственным освоением той или иной территории.

С помощью карт можно получить количественные характеристики таких элементов, как площадь распространения, объем льда и снегозапасов в водном эквиваленте, толщина лед-

ников, время оборота ледникового льда, степень оледенения района, абсолютные и удельные величины стока с ледников и сезонных снегозапасов,объем подземного льда (для изученных районов), площадь многолетней мерзлоты, наледей и границы их распространения, границы распространения морских льдов, места выноса и объем айсбергов, величины талого стока по океаническим бассейнам.

Детальность приведенных данных определяется масштабом карт. Наиболее дробной таксонометрической единицей служит подрайон, объединяющий в своих границах территорию одного или нескольких речных бассейнов.

Известно, что глобальные изменения температуры вызывали в прошлом колебания ледников. Однако данные инструментальных наблюдений, пригодные для таких планетарных обобщений, образуют относительно короткие ряды. Восполнить этот пробел на сотни лет позволяет метод реконструкции палеотемператур, основанный на изотопно-кислородном анализе ледникового льда. Амплитуда циклических колебаний температуры,полученная этим методом, составляет в Северном полушарии на широте 75-80^0 около 1,7^{0}С, что позволяет прогнозировать естественный ход изменения глобальных температур в будущем (Котляков и др., 1985). Серия ресурсных карт Атласа дает возможность использовать в этих моделях уточненные количественные характеристики объемов природных льдов, а также скорости обмена их массы.

Исключительное значение имеют природные льды как водные ресурсы планеты. Суммарный объем пресных вод, сосредоточенный во всех ледниках, составляет по нашим данным 25,8 км^3, что в 697 раз превышает годовой сток рек Земли. Приведенная в Атласе серия ресурсных карт дает достаточно полное представление как о потенциальных, так и ежегодно возобновляемых видах снежно-ледовых ресурсов во всех регионах мира. Особую ценность имеют сведения о годовом стоке в горных областях, где талые воды служат важным источником орошения предгорных равнин.

Многоцелевое использование пресных ледниковых вод связано с расчетами и прогнозами их стока, разработка которых активно ведется специалистами многих стран.Ценность талых ледниковых вод определяется их высоким качеством, отсутствием теплового загрязнения и очень слабой минерализацией - от двух до 15 мг/л (Котляков, 1975).

Существенное значение для водохозяйственных расчетов имеют данные об абсолютных и удельных величинах снегозапасов. Эти характеристики отражены на всех картах данной серии и могут быть использованы для нужд сельского хозяйства,фоновой оценки лавинной опасности, в рекреационных и других целях.

Снежный покров и особенно ледники служат уникальными индикаторами фонового и локального загрязнения природной среды, так как длительное время сохраняют продукты загрязнения, в числе которых такие опасные вещества, как сернистый газ,окись углерода, ртуть, свинец, кадмий и др. С этой точки зрения важное значение для мониторинга загрязнения имеют данные о времени оборота массы льда и выборе объекта для отбора проб-керна льда, исследование химического и изотопного состава которых позволяет получить временную изменчивость состава атмосферы и выявить характер их загрязнения.

Все большую реальность приобретают проекты использования айсбергов для водоснабжения засушливых областей Земли. Только с Антарктического и Гренландского ледниковых покровов в Мировой океан ежегодно поступает 2500-3000 км^3 воды, что составляет 8% стока всех рек земного шара. В основном это айсберги, которые после отрыва от ледников сохраняются на плаву в среднем 6 лет. Их общий объем в Мировом океане составляет около 19 тыс.км^3 или половину годового стока рек Земли (Котляков, 1986). Расчеты показывают, что уже в настоящее время реальна доставка за шесть месяцев крупных айсбергов, объемом 40 км^3, из Антарктиды к берегам пустынь Южной Америки или Австралии (Кренке, 1975). Карты содержат сведения о местах зарождения, объемах и путях перемещения айсбергов.

В силу естественной изменчивости снежно-ледовых образований их современные оценки надо рассматривать как исходные. Для решения долговременных народохозяйственных задач необходима специальная служба слежения за состоянием и естественными изменениями параметров снежно-ледовых объектов.

Глава 13. ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Во вводную и региональную части Атласа включены материалы по последнему (позднеплейстоценовому) оледенению. В разделе, посвященном древнему оледенению, представлены лишь мелкомасштабные карты, дающие обобщенное представление о типах и размерах ледниковых комплексов крупных горных областей, отдельных материков и земного шара в целом.

Последнее плейстоценовое оледенение, для которого составлена данная группа карт, достигало своего максимума в интервале от 17 до 21 тыс.лет назад. При реконструкции ледниковых покровов и горно-покровных комплексов этого времени мы исходили из концепции одновременной кульминации всех крупных ледников мира, поскольку именно она наилучшим образом согласуется с фактическими данными по хронологии ледниковых событий плейстоцена, с современными представлениями о характере плейстоценовых климатов, а также о роли Мирового океана как глобального синхронизатора изменений больших ледниковых покровов. В соответствии с новейшими стратиграфическими схемами, базирующимися на изотопно-кислородных и микропалеонтологических исследованиях глубоководных осадков океана (Имбри, Имбри, 1988; Кеннетт, 1987; Chappell, Shackleton, 1986; Berggren a.o., 1985), палеоклиматическом анализе керна из глубоких скважин, пробуренных на ледниковых щитах (Котляков, Гордиенко, 1982; Dansgaard a.o., 1982; Lorius a.o.,1985, 1988), и междисциплинарном изучении ряда наземных разрезов (Четвертичная система, 1984; Quaternary glaciations..., 1986), мы принимаем длительность позднего плейстоцена равной 120 тыс.лет (от 132 до 10 тыс.лет назад) и включаем в него короткое и теплое микулинское межледниковье, два холодных интервала (ранне- и поздневалдайский) и разделявший их прохладный средневалдайский межстадиал. Хронология границ перечисленных этапов (горизонтов) и наиболее современная система их межрегиональных корреляций в масштабах Северного полушария представлены в табл.13.1.

Из таблицы следует, что последняя ледниковая эпоха началась сразу после завершения микулинского межледниковья, т.е. около 115 тыс.лет назад, и продолжалась до голоцена, или около 100 тыс.лет. Данные изотопных и палеонтологических исследований свидетельствуют о том, что во время средневалдайского межстадиала оледенение не исчезало, а лишь несколько сокращалось. Таким образом, общая длительность этого оледенения была в десять раз больше и микулинского, и современного (голоценового) межледниковий. Судя по морским геологическим данным, такое соотношение продолжительности ледниковых и межледниковых эпох, равное 10:1, характерно, как минимум, для всего периода последних 700-800 тыс.лет. Площади и объемы ледников достигали своего максимума в конце эпохи, около 20 тыс.лет назад, так что весь ледниковый цикл был асимметричным: время роста оледенения было длинным, а его распад коротким. Такими же,насколько это известно, были и остальные эпохи плейстоценовых оледенений.

Выбор хронологического среза 17-21 тыс.лет назад продиктован несколькими соображениями. Во-первых, это ледниковый максимум, наиболее близкий к современности, поэтому наши карты наиболее ясно демонстрируют предельное состояние оледенения, непосредственно предшествующее нашему времени. Во-вторых, из всех ледниковых максимумов плейстоцена лишь последний достаточно обеспечен геологическими, геохронологическими и палеоклиматическими данными, поэтому только эти карты можно считать удовлетворительно обоснованными. В-третьих, есть основания считать, что они репрезентативны и для других ледниковых эпох последних 700-800 тыс.лет.

При использовании карт древнего оледенения следует принимать во внимание ограничения, связанные с мелким масштабом изображения элементов гляциосферы. Надо, в частности, иметь в виду, что измерения по этим картам могут дать только приблизительные значения площадей и объемов древних ледников. В то же время они служат хорошим материалом для получения обобщенных характеристик степени оледенения разных регионов и материков, изменений этих характеристик в зависимости от соотношения суши и океана, для общих представлений о палеоклимате эпохи последнего оледенения, в частности об интенсивности снежной аккумуляции на высотах границы питания ледников.

Таблица 13.1

Корреляция основных этапов (горизонтов) позднего плейстоцена территории бывшего СССР и других крупнейших древнеледниковых областей Северного полушария (по Quaternary glaciations..., 1986)

		Возраст, годы	Изотопные стадии			Европейская часть СССР	Западная Сибирь	Западная Европа	Северная Америка
четвертичный период (система)	поздний (верхний) плейстоцен	10 000	1		13	голоцен	голоцен	голоцен (фландрий)	голоцен
		20 000	2			поздневалдайский	сартанский	поздний вюрм (поздневислинский)	поздний висконсин
		30 000							
		40 000	3		35	средневалдайский	каргинский	средний вюрм (средневислинский)	средний висконсин
		50 000							
		60 000							
		70 000	4		65				ранний висконсин
		80 000	5	a	79				
		90 000				ранневалдайский	зырянский	ранний вюрм (ранневислинский)	"эовисконсин"
		100 000		b					
		110 000		c					
		120 000		d					
		130 000		e	122				
					132	микулинский	казанцевский	эем (рисс-вюрм)	сангамон

13.1. Использованная информация, методика составления карт

Основное содержание карты древнего оледенения Северного и Южного полушарий - объединенные ледниковые покровы, которые состоят из ледниковых щитов наземного и "морского" типа, горно-покровных комплексов и шельфовых ледников. Эта карта показывает соотношение ледниковых покровов с фронтальными зонами Мирового океана и главными полями морских льдов. На ней можно видеть географические следствия гляциоэвстатического снижения уровня океана, а также перестройки гидрографической сети материков, связанные с ледниковым подпруживанием рек. Другая карта вводного раздела - "Мир без ледников" - наглядно представляет те потери площади суши, количественные и качественные, которые последуют в случае полного стаивания ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии.

Содержание карт древнего оледенения горных областей составляют реконструированные ледниковые покровы и горно-покровные комплексы, а также поля их границ питания, которые представлены изолиниями равных высот. Кроме того, на этих картах показаны плювиальные и ледниково-подпрудные озера, а также некоторые дополнительные элементы - эандровые поля, гляциодислокации, гигантские знаки ряби и др. Внутри контуров ледниковых комплексов видны главные нунатаки; особо выделены динамически активные элементы ледниковых покровов - крупнейшие ледяные потоки и выводные ледники.

Основным методом составления карт вводной части был сбор, критический анализ и обобщение информации, содержащейся в опубликованных сводных работах: на палеогеографических, геоморфологических и прочих картах, в общих и региональных монографиях. Лишь при заполнении имеющихся пробелов авторы прибегали к анализу рельефа по крупномасштабным картам и материалам аэрофото- и космической съемки, а также использовали данные, полученные в результате собственных исследований ледниковых отложений суши и морского дна.

Изолинии равных высот границы питания интерполировались между контрольными точками, значения которых получали главным образом в районах распространения мелких - каровых, карово-долинных, небольших долинных - ледников. При этом конкретные высоты определяли по отметкам днищ каров или как разности между высотами вершин и концов ледников, а затем осреднялись по группам из 4-6 значений. Интерполяция изолиний проводилась с учетом

известных закономерностей влияния рельефа гор на распространение воздушных масс и высоту границы питания.

При использовании литературных источников возникли трудности, связанные с противоречивостью точек зрения разных авторов. Своей главной задачей мы считали обеспечение внутренней логичности каждой карты и всего комплекта карт раздела, их соответствия современным концепциям палеогляциологии и палеоклиматологии. Чтобы быть последовательными и избежать эклектичности, пришлось отказаться от ряда широко известных, но нелогичных конструкций и, наоборот, поместить на карты некоторые элементы, в частности Южно-Беринтийский ледниковый покров и шельфовые ледники Охотского и Японского морей, которые еще не получили достаточно широкого признания. Альтернативные реконструкции, число которых могло бы быть огромным, в Атласе практически не даются. В виде исключения в нем отражены лишь особые точки зрения на древнее оледенение Антарктиды.

Ледники на палеогляциологических картах изображены в общем так же, как и элементы современного оледенения. С помощью цветного фона показаны площади льдов разного морфолого-динамического типа и генезиса, а разноцветными линиями - главные гляциологические границы, изогипсы поверхности ледниковых щитов, высоты границ питания; цветная отмывка служит для выделения динамически активных элементов внутри ледниковых покровов и крупных горно-покровных комплексов.

Площади были измерены главным образом по сравнительно крупномасштабным рабочим картам, что делалось дважды - с помощью палетки и на ЭВМ по специально составленной программе. При расчете объемов ледниковых покровов использованы взятые с карт данные о толщине льда, в которые вводились поправки на влияние гляциоизостазии по методике Т.Хьюза (Hughes, 1981).

13.2. Объединенные ледниковые покровы Северного полушария

Последнее оледенение Земли в первую очередь было представлено двумя полярными ледниковыми покровами Северного полушария, принадлежавшими к антарктическому типу, и Антарктическим ледниковым покровом.

Согласно новым представлениям, нашедшим отражение на карте вводной части, в максимум последнего оледенения в северной полярной области формировались объединенные Североатлантический (Панарктический) и Северотихоокеанский ледниковые покровы, а их главнейшими структурными элементами были Евразийский, Северо-американский и Южноберингийский покровы.

13.2.1. Евразийский ледниковый покров

Исследования побережий и дна окраинных морей Северной Евразии, проведенные экспедициями разных стран в последнее десятилетие, подтвердили правильность вывода о покровном оледенении Евразийской Арктики в позднем плейстоцене, сделанного автором и рядом других исследователей в 60-70-х годах. Более того, они показали, что масштабы этого оледенения были еще бóльшими, чем это предполагалось ранее.

Зарубежная Европа. Геологические данные самых последних лет, обобщенные в ряде обзорных работ, подтверждают, что Балтийское море, шельфы Северного и Норвежского морей, дно Ирландского моря и широкие шельфы у западных берегов Шотландии и Ирландии в эпоху последнего глобального похолодания, как и во время ряда предшествующих, испытывали покровное оледенение. Набор этих данных чрезвычайно богат. Он включает детальную информацию о распространении экзарационных форм и краевых ледниковых комплексов суши, гляциоизостатических движений побережий, ледниковой истории Гебридских, Шетландских, Лофотенских и других островов, а также о геоморфологии дна прибрежных акваторий.

На площади Британских островов и окружающих шельфов распространялись льды Британского ледникового покрова, центры растекания которого находились на Северо-Шотландском нагорье, Южно-Шотландской возвышенности и в горах Ирландии. Юго-западный

сектор этого покрова занимал все дно Ирландского моря и пролив Св.Георга, выдвигаясь далеко южнее его створа, что установлено по геоморфологии шельфа и берегов, в частности по составу эрратики, положению подводных моренных гряд, ориентировке друмлинов и ледниковых шрамов. В наиболее новой и полной работе А.Маккейба (McCabe, 1987) на основе геоморфологических и стратиграфических данных доказывается, что к последнему (мидландскому) оледенению Ирландии следует относить следы, которые раньше считались более древними.

Исчерпывающе полный обзор данных, доказывающих сплошное оледенение Шотландии и соседних шельфов в позднедевенсийское (вюрмское) время, приведен в работе Д.Сазерленда (Sutherland, 1984). Его дополняет статья Х.Девиса и др.(Davies a.o., 1984),в которой материалы сейсмостратиграфических работ и бурения использованы для внесения ясности в четвертичную стратиграфию и ледниковую историю Гебридского шельфа, бывших предметом длительных споров. Выяснено, что в эпоху последнего оледенения динамически активный, но сравнительно тонкий лед Британского щита достигал здесь западного края шельфа. При этом, однако, на островах Внешние Гебриды существовал локальный ледниковый купол, сохранявший динамическую самостоятельность.

Положение восточного края Британского ледникового покрова и масштабы последнего оледенения Северного моря в последние годы стали предметом больших разногласий. Еще недавно считалось почти общепризнанным, что вся северная половина этого моря вплоть до края Норвежского шельфа была покрыта "британским" и "скандинавским" льдом, которые на широком фронте смыкались. Эта точка зрения обосновывалась данными по рельефу дна Северного моря и разносу эрратики, она изложена в ряде сводных работ (Andersen, 1981, Boulton a.o., 1977) и была принята нами (Гросвальд, 1983). Теперь, однако, Дж.Боултон с соавторами (Boulton a.o., 1985) и Д.Сазерленд (Sutherland, 1984) отдают предпочтение "минимальной" модели, согласно которой вся западная половина Североморского шельфа, включая Оркнейские о-ва, оставалась свободной от оледенения, а на Шетландских о-вах существовал лишь локальный ледниковый щит. Эта модель получила подтверждение в результате морских геологических исследований Х.Сейрупа (Sejrup a.o., 1984).

Новейшие данные по последнему оледенению Скандинавского полуострова недавно суммированы в сводной работе Я.Лундквиста (Lundqvist, 1986). В ней подчеркивается, что новые материалы целиком подтверждают концепцию единого выпуклого Скандинавского щита с центром, располагавшимся над северной частью Ботнического залива, и северо-западным краем, совпадавшим с подводной моренной грядой Эгга-1. Последняя протягивается вдоль внешнего края Норвежского шельфа, совпадая с 400-метровой изобатой, т.е. по существу выдвигается на континентальный склон.

Получила подтверждение гипотеза Б.Андерсена, по которой северное продолжение морены Эгга-1 переходит на Баренцев шельф и, приобретая меридиональную ориентировку,тянется вдоль его западного края в сторону о.Медвежий и Шпицбергена. Устранены сомнения в поздневислинском возрасте этой морены: Т.Воррен и др. (Vorren a.o., 1983), А.Расмуссен (Rasmussen, 1984) приводят результаты датирования и корреляций, согласно которым она образована в максимальную стадию последней ледниковой эпохи. На о-вах Вестеролен, в том числе на о.Аннёйя, и в других районах Северной Норвегии известно до пяти этапов продвижения Скандинавского ледникового щита на шельф, причем установлено что возраст самых древних из них от 36 до 19 тыс.лет.назад (л.н.), а более молодые, возрастом 15-16 тыс.л.н. выдвинуты в среднем на 50 км в сторону моря. В общем практически все современные работы, рассматривающие историю и географию последнего оледенения Западной Европы, признают сплошное оледенение Норвежского шельфа и более не возвращаются к еще недавно дискуссионному вопросу о "ледниковых рефугиумах" Лофотенских о-вов и гор южной Норвегии (см.,например обзор (Ruddiman, Duplessg, 1985).

Особенно глубокий сдвиг произошел в отношении к концепции оледенения западной половины Баренцева шельфа. Если еще недавно она считалась остро дискуссионной, а су-

ществование вюрмского ледникового щита в Баренцевом море - сомнительным, то теперь эта концепция встала в ряд широко признанных научных теорий. Ее успех связан главным образом с выполнением двух крупных проектов - шведской комплексной полярной экспедиции "Юмер-80" и программы норвежских геологических исследований Баренцева моря.

В программу экспедиции на шведском ледоколе "Юмер" входили, помимо океанографии, климатологии и биологии Гренландского и Баренцева морей, вопросы гляциологии и ледниковой истории Шпицбергена и окружающего шельфа. Исследования охватили проблемы состава и распространения ледниковых и ледниково-морских осадков морского дна, гляциальную геоморфологию и вертикальные движения островной суши, причем особое внимание было уделено слабоизученным районам Шпицбергена - Земле Короля Карла, о.Большому, Северо-Восточной Земле (Expeditionen Ymer..., 1987, Johnsson, 1983, Salvigsen, 1981). Была уточнена и дополнена карта изобаз послеледникового поднятия района Шпицбергена (Salvigsen, 1984, Landvik a.o., 1987),в частности определены скорости и размах поднятия Земли Короля Карла. В ее восточной части обнаружена 100-метровая терраса с древесиной-плавником, возраст которого - 9850 ± 80 л.н. и 9790 ± 120 л.н. - оказался голоценовым (Salvigsen, 1981, Blake, 1986).

Правда, в последнее время наблюдения, проведенные в центральной и западной частях Шпицбергена Я.Мангерудом, О.Сальвигсеном и др. (Landvik,a.o., 1988, Mangerud a.o., 1987), дали основания для выдвижения новой модели оледенения архипелага, которая предполагает некоторое сокращение размеров его позднеплейстоценовых ледников. По этой модели ледниковый покров Баренцева шельфа распространялся не на весь Шпицберген, а лишь на его восточную часть, тогда как на западе в последний ледниковый максимум, вероятно, существовали лишь локальные купола; вдоль западного и северного побережий сохранялись нунатаки и другие участки свободной ото льда суши. По данным названных авторов, один из ледниковых куполов, независимых от Баренцева покрова,покрывал гористую сушу между Ван-Мейен-фьордом и Исфьордом, причем только первый из них был занят выводным ледником, оканчивающимся бухтой отела в Бельсунне, второй же вероятно, оставался в своей западной части безледным.

Все это, однако, никак не подрывает концепцию покровного оледенения Баренцева шельфа, так как находит логичное объяснение в концентрации стока льда по большим подводным желобам-трогам, в частности, по желобу Южного мыса, сопровождающей их углублению от оледенения к оледенению. Естественно, что сток "баренцевоморского" льда через Шпицберген при таком углублении ослабевал, что и вело к появлению на архипелаге элементов локального оледенения. Вскоре, однако, под давлением новых фактов,норвежские исследователи решительно возвратились к концепции сплошного оледенения Шпицбергена и окружающего шельфа (см., например Mangerud a.o., 1992).

Новые данные об оледенении Баренцева моря, подтверждающие его реальность, получены при исследовании морского дна. Силами Норвежского полярного института и других учреждений здесь проведена геологическая съемка в масштабе 1:500 000, которая включала эхолотирование, сейсмостратиграфическое профилирование, изучение донных грунтов и их картирование. На первом этапе съемки были составлены карты для северного и центрального участков западной половины Баренцева шельфа. При этом выяснилось,что на всей исследованной площади, включая днища подводных желобов-трогов, под покровом голоценовых илов и позднеледниковых ледниково-морских осадков залегают переуплотненные щебнистые суглинки и глины, которые представляют собой нормальную основную морену (Elverhøi, Solheim, 1983a, 1983б; Kristoffersen a.o., 1984; Solheim, Krisroffersen, 1984). А.Эльверхой (Elverhoi, 1984) нашел в ней много общего с толщей ледниковых отложений, выстилающих дно моря Уэдделла в Антарктике. А палинологический анализ щебнистых суглинков дна Баренцева моря показал, что плейстоценовая пыльца в них отсутствует, зато полностью доминирует переработанный детрит мезозойских растений, выпаханных из древних пород коренного ложа (Throndsen, Bjaerke, 1983).На банках и на краях шельфа изучены и закартированы моренные гряды, имеющие высоты до

100 м; они оказались аналогичными таким же формам Норвежского шельфа. Конечные моренны предположительно поздневислинского возраста выявлены также в устьевых частях желобов Медвежинского и Южного мыса.

На втором этапе работ, когда геолого-геоморфологические и сейсмические исследования распространились на юго-западную часть Баренцева моря, норвежские морские геологи смогли нанести на карту сплошную моренную гряду этой части шельфа, которая, по их заключению, была образована совместным напором скандинавских и баренцево-морских ледниковых лопастей, объединявшихся здесь в единую ледниковую массу (Vorren, Kristofferson, 1986).

Из советских исследователей информацией, позволяющей судить об оледенении западной части Баренцева моря, владеет лишь Г.Г.Матишов (1984), однако с его палеогеографическими реконструкциями мы согласиться не можем: они показывают здесь не сплошной ледниковый покров, а систему отдельных щитов, которые надвигались на шельф с окружающей суши и оставляли свободными от ледников значительные пространства морского дна, включая крупнейшие желоба. Разбор и критика этих представлений, как и минималистских выводов некоторых других авторов - А.А.Величко, А.С.Ионина, Ю.А.Павлидиса и их соавторов - содержится в наших работах, опубликованных в 1988 г. (Гросвальд, 1988а; Гросвальд, Глазовский, 1988).

Российская Арктика. При всей важности геологических исследований западной половины Баренцева шельфа, все же главным, решающим доказательством его сплошного оледенения в позднем плейстоцене стали результаты картирования краевых ледниковых комплексов - конечно-моренных поясов - и следов ледниково-подпрудных озер на севере Русской равнины. Как было показано автором (Гросвальд, 1983), уже к середине 70-х годов стало ясно, что краевые ледниковые образования севера Русской равнины вытянуты в двух генеральных направлениях - северо-восточном и субширотном, из которых только одно, северо-восточное, могло быть связано с давно известным скандинавским ледниковым центром. Что же касается субширотных морен, имеющих к тому же лопастные выступы, обращенные на юг, то они могли быть только следами ледникового покрова, надвигавшегося с севера, со стороны Баренцева моря. Согласно картам, составленным А.С.Лавровым, эти морены выстраиваются в несколько поясов, протягивающихся от бассейна Мезени, где они смыкаются с конечными моренами последнего Скандинавского ледникового щита, до западного Предуралья. Валдайский возраст указанных поясов установлен по факту их налегания на аллювиальные и озерные отложения с органическими остатками, имеющими по радиоуглеродным данным возраст 25-40 тыс.лет. А самые молодые морены низовьев Печоры сформировались даже в голоцене, около 9 тыс.лет назад.

Одновременно с картированием этих морен на Русской равнине стали известны следы обширных озерных систем: в долинах Печоры, Мезени, Вычегды и Верхней Волги обнаружены остатки озерных толщ и береговых линий, а на многих водоразделах - также заполненные молодыми осадками спиллвеи. Возраст указанных следов определен как позднеплейстоценовый, валдайский. Очевидно, что образование таких озерных систем может быть объяснено только ледниковым подпруживанием северных рек.

Таким образом, южная граница последнего оледенения Баренцева шельфа протягивалась без перерывов от бассейна Мезени до Предуралья. Этого факта было достаточно, чтобы сделать два вывода: во-первых, что рассматриваемое оледенение было сплошным, покровным и, во-вторых, что его противоположный край совпадал с северной границей шельфа. Последнее с неизбежностью следует из основ динамики "морских" ледниковых щитов, т.е. щитов, налегающих на глубоко погруженные шельфы. Теоретические исследования Й.Вертмана, Р.Томаса, Т.Хьюза (Hughes, 1987а, Weertman, 1974) и некоторых других гляциологов доказали, что "морские" ледниковые щиты, налегающие на плоское или вогнутое ложе, могут иметь только одну стабильную форму, которая соответствует положению их линии налегания на внешних краях континентальных шельфов. В противоположном случае они должны непрерывно расти или сокращаться.

Движение льда с моря на сушу было возможно лишь в случае, если всю площадь континентального шельфа занимал массивный выпуклый ледниковый щит, внешний край которого был стабилизирован вблизи верхней границы материкового склона. В противном случае ледники шельфа были бы нестационарны и недолговечны, а их лед надвигался бы только в сторону моря.

В конце 70-х годов аналогичные субширотные пояса конечных морен валдайского,или, по сибирской терминологии, зырянского возраста были нанесены на карту Западной Сибири и Таймырской низменности. Имевшиеся в то время данные позволили сделать вывод, что граница максимальной стадии последнего оледенения там проходит от Салехарда через южную часть Тазовского п-ова на правобережье Турухана, а затем далее на северо-восток через Таймыр по левобережью Хеты и Хатанги. Этой границе соответствует пояс краевых образований, который включает Салехардские увалы южного берега Обской губы, Хадуттейские гряды Тазовского п-ова, фестончатые гряды низовьев Таза, на Таймыре - Джангодо-Сынтабульскую и Северококорскую гряды (Антропоген Таймыра, 1982; Архипов и др., 1980; Гросвальд, 1983; Исаева, Кинд, 1986). Стало очевидным, что центр растекания льда, с которым связаны эти краевые образования, находился не на Полярном Урале и не на Таймыре, а на Карском шельфе, в связи с чем весь ледниковый щит, распространявшийся на северные части Западной и Средней Сибири, получил название Карского.

С Карским ледниковым щитом были связаны крупнейшие в Евразии ледниково-подпрудные озера - Мансийское, Енисейское и некоторые другие. Их максимальные уровни приближались к 120-125 м, что следует из наблюдений И.А.Волкова за высотами озерных береговых линий в долинах Тобола, Иртыша, Ишима и на склонах Пур-Аганской ложбины,пересекающей Сибирские Увалы, а также из высотных отметок кровли древней озерной пачки района Новосибирска (115 м, обнажение Красный Яр), которая подстилается горизонтом погребенных почв и пней с надежно установленным возрастом, близким к 28 тыс.лет назад (Архипов и др., 1982). Реконструированный уровень Мансийского озера - около 125 м - соответствовал высоте Арало-Иртышского водораздела, лежащего внутри сквозной Тургайской долины, так что последняя служила спиллвеем, по которому талые воды Карского щита сбрасывались в Арало-Каспийский бассейн. Судя по ряду радиоуглеродных датировок, последний такой сброс имел место между 24 и 13 тыс.лет назад, т.е. соответствовал последней ледниковой эпохе.

Установление границ последнего ледникового покрова Северной Евразии позволило реконструировать его рельеф и объем на основе принципа актуализма и некоторых результатов численного моделирования. В итоге удалось показать, что в эпоху последнего глобального похолодания место современных Баренцева и Карского морей, а также их прибрежных равнин было занято системой из двух больших ледниковых щитов "морского" типа - Баренцева и Карского, которые объединялись с ранее известными щитами Северной Европы и Сибири - Британским, Скандинавским и Путоранским - в единый Евразийский ледниковый покров.

По представлениям, сложившимся к 1977 г., Евразийский ледниковый покров протягивался без перерывов от Ирландии до восточной оконечности п-ова Таймыр, его площадь в описанных выше границах составляла 8,37 млн км^2, из которых половина, а именно 4,15 млн км^2, приходилась на современные шельфы. Объем льда этого покрова,по нашим подсчетам, достигал 14 млн км^3 (Гросвальд, 1983).

Реконструкция 1977 г. получила довольно широкую известность, вошла в ряд советских и зарубежных монографий и сводок, в Атлас Арктики (1985), Гляциологический словарь (1984), в итоговые карты Проекта КЛИМАП, неоднократно использовалась при численном моделировании палеоклимата и других компонент палеосреды (CLIMAP, 1981;Flohn, 1987; Kutzbach, Wright, 1985; Liedtke, 1987; Manabe, Broccoli, 1985 и др.). Однако к настоящему времени она успела устареть.

Во-первых, новые данные, полученные Х.А.Арслановым, А.С.Лавровым и др. (Арсланов и др., 1987), заставляют пересмотреть положение границы последнего оледенения на

на крайнем северо-востоке Русской равнины. Они показывают, что в пределах Печорской низменности эта граница лежит южнее, чем считалось раньше: она протягивается из верховьев Печоры к устью ее левого притока Лем-Ю и далее в низовья Ижмы и Цильмы, имея, таким образом, не широтное, а северо-западное простирание. С данной границей А.С.Лавров увязал террасу Печорского ледниково-подпрудного озера, имевшего уровень 150 м.При таком уровне обеспечивался сток талых вод через Мылвинский и Кельтминский спиллвеи в Каму и далее, через Волгу в Хвалынский пресноводный бассейн.

Во-вторых, геолого-съемочные работы в Западной Сибири изменили представления о положении границы максимального продвижения последнего Карского ледникового щита и в ее пределах. По новым данным, она проходила по северному подножью Сибирских Увалов,т.е. на 350 км южнее. Ключевую роль в обосновании вывода сыграли исследования А.С.Лаврова (Арсланов и др., 1983) и наблюдения С.В.Гончарова (1986). Первый показал, что морены и ледниково-озерные осадки всей северной половины Западной Сибири подстилаются отложениями с "каргинскими" датировками, и большинство известных в ней зон грядового рельефа маркируют не рубежи максимального продвижения разновозрастных ледниковых щитов, а лишь разные положения ледникового края на отдельных этапах деградации последнего оледенения. Гончаров же провел наблюдения в бассейне Среднего Енисея, в особенности в долине его левого притока р.Елогуй, где обнаружены следы локального ледниково-подпрудного озера. Изучение следов этого озера, путей сброса воды, сопряженных с ним морен и флювиогляциальных песков, а главное - датирование подстилающих отложений позволили доказать, что возраст Елогуйского озера, которое "запиралось" одной из лопастей Карского щита, доходившей почти до 62° с.ш., близок к 20 тыс.лет.

В-третьих, новые исследования севера Средней Сибири показали, что юго-восточный сектор последнего Карского щита продвигался не до Сынтабульской и Северококорской гряд Таймырской низменности, а в среднем на 600 км дальше на юго-восток. К этому выводу привели наблюдения за путями разноса ледниковой эрратики и простиранием моренных гряд и друмлинов в бассейне нижнего течения Котуя на Котуйском плато, выполненные И.Н.Дятловой (1986), а главное - результаты картирования ледниковых форм рельефа, проведенного С.М.Андреевой и Л.Л.Исаевой (1988). И.Н.Дятлова установила,что валуны ряда руководящих пород котуйского бассейна были перенесены льдом на 40-80 км к юго-востоку от их коренных выходов, т.е. вверх по течению рек района, и участвуют в строении молодых моренных гряд, обращенных фронтом на юго-восток. Эти факты свидетельствуют о том, что лед, переносивший валуны, двигался не с соседней Путораны,а со стороны Карского моря, причем, чтобы достигнуть Котуйского плато, он должен был не только перевалить через горы Бырранга и Таймырскую низменность, но и преодолеть 500-метровый порог, отделяющий эту низменность от плато.

Такой же вывод следует и из геоморфологической карты Оленек-Хатангского междуречья, опубликованной С.М.Андреевой и Л.Л. Исаевой. На ней можно видеть конечно-моренные гряды, площади холмистой морены, друмлины, озы, ложбины стока талых вод, котловины леднико-подпрудных озер, направления переноса ледниковой эрратики, а также несколько генераций краевых ледниковых комплексов, объединяющих эти формы. Самая существенная особенность краевых ледниковых образований междуречья состоит в их общем северо-восточном простирании и наличии лопастных выступов, ориентированных на юго-восток.

Таким образом, движение льда на севере Средней Сибири было направлено с северо-запада на юго-восток. Судя по карте С.М.Андреевой и Л.Л.Исаевой, растекание льда,достигавшего бассейнов Котуя и Оленека, шло не только с Карского шельфа, но и из западной половины моря Лаптевых: только в случае мощного оледенения названного моря могли возникнуть лопасти, выдвигавшиеся вверх по долинам Попигая и Анабара,а "карский" лед, перевалив через горы Бырранга, оттеснялся на юго-восток, в долину Котуя. О сравнительно недавнем оледенении Лаптевского шельфа говорят также широтные маргинальные каналы, обнаруженные нами на обоих склонах Кряжа Прончищева.

Наиболее существенная информация о краевых образованиях последнего Карского щита, как старая, так и приведенная выше новая, суммирована на рис.13.1;она достаточно ясно говорит о положении ледораздела этого щита и направлениях его движения.Очевидно, внешние, наиболее "продвинутые" краевые образования (из показанных на рисунке) соответствуют максимуму валдайского оледенения и имеют возраст около 18-20 тыс.лет.

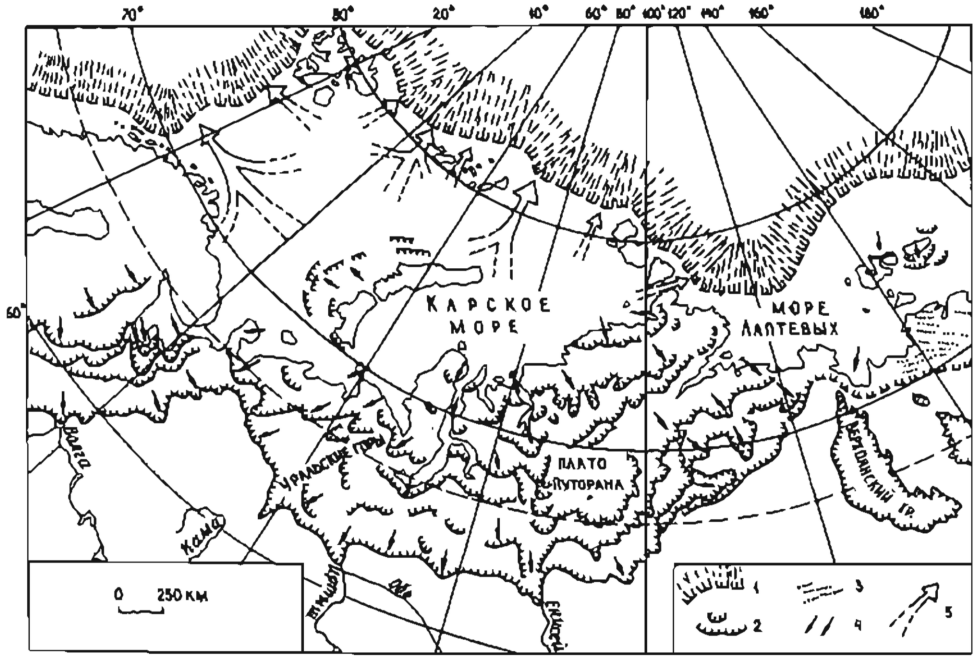


Рис.13.1. Главнейшие краевые образования и индикаторы движения последнего Евразийского ледникового покрова (Гросвальд, 1988а): 1 - материковый склон, 2 - краевые образования, 3 - гряды, разделяющие аласные долины на поверхности едомы, 4 - индикаторы движения льда, 5 - желоба-троги на шельфе

Наконец, в-четвертых, выполненный нами анализ материалов по геоморфологии Новосибирских о-вов и района Тикси (Гросвальд, 1988б; Гросвальд, Спектор, 1993) привел к заключению, что последний Евразийский ледниковый покров не оканчивался и на Лаптевском шельфе, а протягивался еще минимум на 2,5-3 тыс.км к востоку.

В пользу сплошного оледенения шельфа Восточной Сибири прежде всего говорит реконструкция высот границы питания ее позднеэырянских ледников (Гросвальд и др.,1987), судя по которой 18-20 тыс.лет назад эта граница уже на широте мыса Св.Нос снижалась до уровня моря, т.е. оледенение морей, лежащих к северу от пролива Дмитрия Лаптева, было неизбежным. О том же свидетельствуют данные спутниковой гравиметрии: они показывают, что к арктическому шельфу Восточной Сибири приурочен ареал отрицательных аномалий силы притяжения, центр которого, где их значения достигают -60 мГал, совпадает с Новосибирскими о-вами, а южная окраина захватывает обширную площадь Яно-Колымской низменности (Тараканов и др., 1987). К тому же, из футштоковых наблюдений за уровнями Восточно-Сибирского моря и данных по высотам и возрасту морских террас области следует, что северная подводная окраина Якутии испытывает послеледниковое поднятие со скоростью до 5 мм/год; судя по упомянутым аномалиям, природа этого поднятия гляциоизостатическая.

Особый интерес представляют системы дугообразных валов, ставшие известными на шельфе, окружающем Новосибирские о-ва (рис.13.2). Согласно данным, приведенным в работе С.Л.Никифорова (1984), обобщившего материалы гидрографических съемок, эти валы образуют две выпуклые к югу системы, из которых одна охватывает с юга и юго-востока группу о-вов Анжу - Новую Сибирь и др., а вторая, известная много хуже, расположена

южнее о.Жохова. Отдельные валы имеют длину до 100-120 км, высоты до 15-20 м, ширину до нескольких километров.

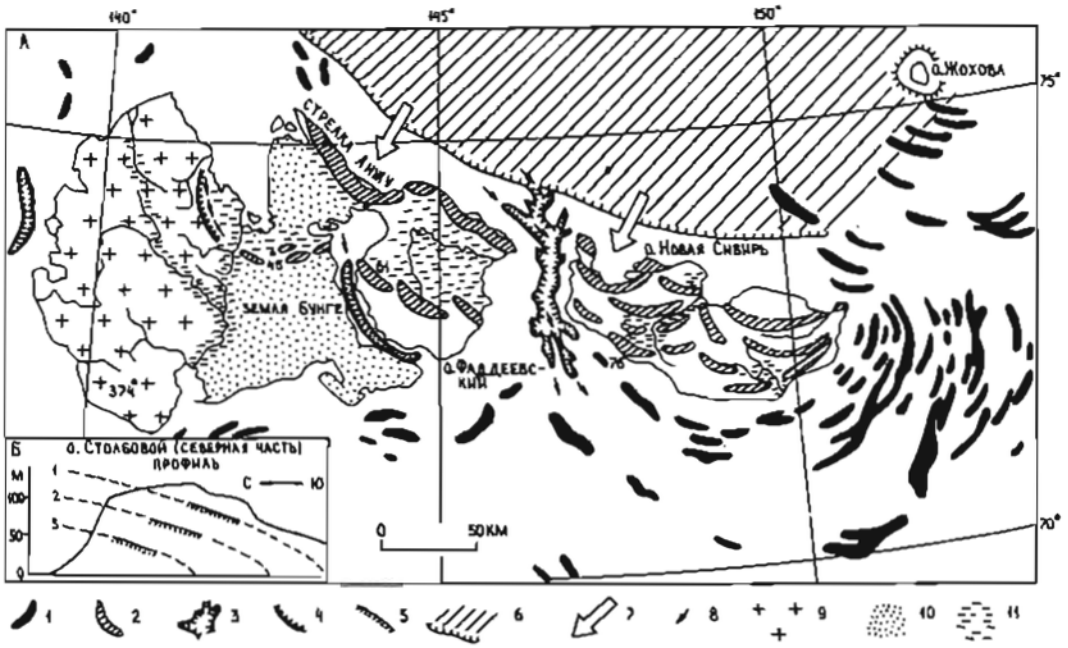


Рис.13.2. Ледниковые формы рельефа района Новосибирских островов (Гросвальд, 1988б): А - гляциогеоморфологическая схема островов и окружающего шельфа, Б - положение "ярусных" долин на о.Столбовой: 1 - подводные гряды, 2 - дислокационные гряды на суше, 3 - туннельные долины, 4 - эрозионный уступ, 5 - "ярусные" долины, 6 - экразационная депрессия на шельфе, 7 - направление движения льда, 8 - направления течения талой воды, 9 - коренные (скальные) породы, 10 - песчаные поверхности зандров, 11 - заболоченные участки

Сейчас ясно, что эти валы - не изолированные формы, а один из элементов целого геоморфологического комплекса района, так что судить об их происхождении можно лишь на базе анализа его природы в целом. В этот комплекс кроме подводных валов входят асимметричные дуговидные гряды ряда островов; субмеридиональные слепые долины, выявленные на дне некоторых проливов и заливов; поверхности песчаной аккумуляции Земли Бунге; плоская подводная депрессия, лежащая к северу от о-вов Анжу, а также висячие (ярусные) долины мыса Скалистого северной оконечности о.Столбового.

Асимметричные дуговидные гряды характерны для Новой Сибири, Фаддеевского, Земли Бунге, Большого Ляховского, т.е. для островов, сложенных податливыми ("мягкими") породами - глинами, супесями, лигнитами мелового, эоценового и более молодого возраста. Их наиболее яркий пример - Деревянные горы о.Новая Сибирь и Стрелка Анжу островов Фаддеевский и Земля Бунге. По геологическим данным, эти гряды - суть выраженные в рельефе дислокации осадочного чехла: пологие надвиги и подчиненные им узкие, линейные, очень напряженные складки, косые и лежачие (Вольнов и др., 1970). А при дешифрировании снимков, полученных с ИСЗ серии "Космос", В.Г.Захаров (Институт географии РАН) выяснил, что действительное число дуговидных линеаментов, соответствующих грядам, значительно больше, чем было известно по данным наземной съемки. Стало ясно, что эти гряды объединяются в гирлянды или системы типа рыбьей чешуи, причем выпуклые стороны всех без исключения дуг обращены на юг, а их "рога" - на север. Южную экспозицию имеют крутые склоны гряд, на юг обращены все надвиговые чешуи, в том же направлении опрокинуты складки. Форме гряд подчинен рисунок речной сети; эта форма во многом определяет и очертания самих островов.

Очевидно, что структурные гряды Новосибирских о-вов связаны с горизонтальным напором, ориентированным с севера на юг, и с дрейфом пластин поверхностных отложений,

направленным в ту же сторону. Согласно одному из законов геотектоники, фронтальные части любых пластин земной коры, испытавших латеральное смещение, имеют в плане фестончатый рисунок, а сами эти пластины всегда смещаются в сторону выпуклых частей дуг.

Напор с севера действовал очень недавно, на что указывает геологический возраст самых молодых пород, нарушенных надвигами и складками: в поверхностные дислокации района Новосибирских о-вов вовлечена вся плейстоценовая толща, включая ее верхний отдел (Ким, 1986). И хотя все геологи убеждены, что рассматриваемые гряды - суть прямое проявление глубинной тектоники, возраст дислокаций этому решительно противоречит: геодинамическая обстановка плейстоцена арктической части Восточной Сибири несовместима с образованием тектонических структур, связанных с давлением с севера. В то же время все черты морфологии,строения и размещения структурных гряд района оказываются поразительно близки тем же характеристикам ледниково-дислокационных, или гляциотектонических сооружений, которые широко известны во всех областях покровных оледенений (Левков, 1980; Bluemle, Clayton, 1984; Oldale, O'Hara, 1984).

Большого внимания заслуживают также подводные слепые долины, которые обнаружены на дне ряда проливов, в частности Благовещенского. Судя по геоморфологическим данным, эти формы - североякутские аналоги туннельных долин внеледниковых областей,которые, как известно, закономерно ассоциируются с поясами конечных морен и гляциодислокациями.

Русловые водно-ледниковые формы другого типа удалось обнаружить при просмотре аэроснимков о.Столбовой. Это три яруса висячих долин-ущелий, которые врезаны в крутой западный склон мыса Скалистого и имеют вид типичных ярусных долин, или краевых каналов стока талых ледниковых вод. Ориентировка каналов показывает, что ими маркированы три последовательных положения краевой части ледникового щита, отступающего к северу.

Низменные песчаные равнины Земли Бунге есть все основания считать аккумулятивными водно-ледниковыми образованиями, которые были основательно переработаны морем, отступившим с их площади очень давно. Судя по рис.13.2, южная песчаная равнина примыкает здесь к фронту разрушенной структурной гряды Евсекю-Булгуннях, а северная - к фронту Стрелки Анжу. В геоморфологическом комплексе района этим равнинам принадлежит место, которое обычно занимают флювиогляциальные, или зандровые конусы.

Таким образом, большинство островов района - гляциотектонические сооружения,созданные ледниковым щитом, лед которого двигался с севера.В этой связи существование плоскодонной впадины, описанной С.Л.Никифоровым на шельфе севернее о-вов Анжу, следует объяснить экзарацией, или, точнее, ледниковым отрывом и передвижкой на юг поверхностных пластин осадочного чехла шельфа - пластин, которые и служили для строительства указанных сооружений. Механизмы образования и перемещения таких пластин, или гигантских отторженцев, рассмотрены в (Bluemle, Clayton, 1984). Как сейчас ясно, ключевую роль в их образовании играли касательные напряжения на контакте льда с ложем и повышенное пóровое давление воды в подмерзлотном горизонте осадочных пород, слагающим это ложе.

Необходимо особо подчеркнуть сопряженность плоскодонной впадины и рассматриваемых гляциотектонических построек: как показал Э.А.Левков (1980), тесная связь нарушений и ложбин - характерная особенность площадей, подвергавшихся оледенениям, а строение тех или других свидетельствует о том, что материал, служивший для сооружения деформаций, был извлечен из соседних углублений.

Итак, очевидно, что подводные валы Восточносибирского шельфа - один из элементов единого геоморфологического комплекса, который в целом имеет ледниковое происхождение, и в частности входит в единую пространственную систему, охватывающую как подводные, так и надводные гряды. Поэтому можно думать, что подводные гряды района, как и их надводные аналоги, связаны с ледниковым напором и представляют собой "вздернутые" по надвигам лобовые края гляциотектонических пластин.

Таким образом, на Новосибирских о-вах и окружающем шельфе мы видим целый комплекс следов ледникового покрова, центр которого располагался севернее или северо-восточнее архипелага. В нем, правда, отсутствуют подводные желоба-троги, характерные для рельефа большинства гляциальных шельфов, а на твердых породах, слагающих острова Котельный и Врангеля, никто не видел ложбин выпахивания и бараньих лбов с ледниковыми шрамами. Но ведь такие формы отсутствуют и на десятках других островов, которые были покрыты ледниками, в том числе на о.Большой (Свальдбард)(Jonsson,1983). Очевидно, Восточносибирский ледниковый щит был холодным и сравнительно тонким, приморожденным к ложу, не испытывал донного скольжения и, следовательно, не производил абразию. К тому же движение льда на север, в глубоководный Амеразийский бассейн было заторможено мощной плавучей плитой шельфового ледника (Гросвальд, 1983).

До какого же рубежа продвигался южный край Восточносибирского щита? Об этом можно судить по косвенным данным - следам недавнего подпруживания рек Бассейна Восточно-Сибирского моря, дислокациям молодых осадков северных приморских равнин и другим. На недавнее подпруживание северных рек области указывают толщи озерных отложений - глин, мелкозернистых песков и супесей, имеющих бассейновые текстуры и значительные - до 50, а иногда и до 200 м - мощности. Они заполняют нижние участки долин Лены с притоками Яны, Индигирки, Колымы и, вероятно, распространяются на арктический шельф, погребают террасовые комплексы названных долин, образованные в первой половине плейстоцена.

Важную информацию о положении края Восточносибирского ледникового щита несут также дислокации молодых - от меловых до плейстоценовых - отложений северного склона кряжа Прончищева, дельты Лены, района Тикси и низменности в низовьях Индигирки. Правда, эти дислокации до сих пор считаются проявлениями глубинной тектоники, однако их чисто поверхностный характер, плейстоценовый возраст и ясно выраженная связь с давлением с севера и северо-востока свидетельствует об экзогенной, гляциальной природе. В районе Тикси ярчайшие гляциодислокации, связанные с ледниковым напором с северо-востока, возникли в эпоху последнего оледенения, о чем говорит тот факт, что седиментация в озерах, "спаренных" с гляциотектоническими чешуями, началась там не ранее, чем 8,5 тыс.лет назад (Гросвальд, Спектор, 1993). Столь же важны данные о маргинальных каналах района нижней Яны и Индигирки, которые имеют характер аласных долин, или ложбин протаивания, отделенных друг от друга валообразными останцами едомы, т.е. сильно льдистых отложений осадочно-криогенного комплекса. Эти останцы имеют высоты 10-30 м и образуют десятки субширотных параллельных гряд.

Едомная толща насыщена льдом - главным образом льдом-цементом и сингенетическими ледяными жилами, ее мощности часто измеряются многими десятками метров, а поверхность поднимается до 100 м над ур.моря, хотя в некоторых местах, в частности на правобережье Колымы, ее уровень превосходит 250 м. По-видимому, эта толща сформирована на месте обширных пойменных разливов талой воды, где свободный сток на север был затруднен (Попов, 1983). Последнее обстоятельство мы связываем с наличием ледниковой подпруды на шельфе. В основании едомы найдены многочисленные органические материалы, по которым получены конечные радиоуглеродные датировки (Каплина, Ложкин, 1982, Томирдиаро, 1980). Они свидетельствуют о валдайском (позднезырянском) возрасте последнего Восточносибирского ледникового щита.

Наконец, крайним восточным элементом Евразийского ледникового покрова был Чукотский ледниковый купол, который целиком покрывал одноименный полуостров и распространялся на Чукотский и Берингов шельфы, занимая площадь не менее 400 тыс.км^2 (Гросвальд, 1988а; Гросвальд, Глазовский, 1988). В пользу этого вывода говорит фьордовое побережье восточной и южной частей Чукотки, занос чукотской эрратики на о.Св.Лаврентия и ледниковый рельеф на примыкающих к полуострову участках шельфа. О том же свидетельствуют моренный покров и погребенные ледниковые льды на Ванкаремской низменности, обнаруженные при бурении в 1987 г. С.А.Лаухиным (устное сообщение). На

наличие крупного ледникового центра на шельфе Чукотского моря и перетекание его льда через полуостров в южном и юго-восточном направлениях указывают многочисленные долины ледникового прорыва в горных хребтах, уже упомянутые фьорды, а также ясные следы отклонения стока якутских рек через Чаунскую губу в бассейн р.Анадырь. О позднеледниковой ситуации на Чукотском шельфе можно судить по ряду широтных ложбин, представляющих собой затопленные прадолины, возникшие у южного края Восточносибирского щита после его отделения от Чукотского купола. Частичное представление об этих прадолинах дает работа И.Г.Вейнбергса (1986).

Оледенение и пластовые залежи подземного льда. Исследования последних лет показали, что на севере Сибири широко распространены подземные льды пластового типа, которые представляют собой реликты древнего ледникового покрова. Сделан вывод, что такие реликты должны сохраняться повсюду, где покровное оледенение "накладывалось" на многолетнемерзлые грунты, которые остаются мерзлыми и поныне (Каплянская, Тарноградский, 1976; Карпов, 1986). География находок пластовых льдов быстро расширяется; помимо Новосибирских о-вов она теперь включает весь север Западной Сибири, Таймыр, бассейн Котуя и прибрежные низменности морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского. Остаточный ледниковый генезис таких залежей подтвержден комплексом геоморфологических, структурных и изотопных данных. Сейчас можно утверждать: находки подземных льдов пластового типа миркируют величайшее в мире поле, где под тонким чехлом скованных мерзлотой торфяников и суглинков сохраняются нерастаявшие остатки плейстоценового ледникового покрова. Судя по результатам бурения, отдельные тела таких льдов имеют площади в десятки квадратных километров и значительную толщину - до 40-60 м. По самым приблизительным оценкам, суммарный объем остаточного ледникового льда Северной Евразии близок к 10 тыс.км^3, что примерно в сто раз больше общего объема подземного льда всех других типов - сегрегационного, инъекционного, повторножильного, льда-цемента.

Возникает вопрос: как же могли быть захоронены столь крупные массы ледникового льда? Мы полагаем, что один из возможных ответов на него как раз и дают наблюдения в районе Новосибирских о-вов: эти массы погребались гляциотектоническими пластинами мерзлых пород в ходе ледниковой переработки последних. Ведь очевидно, что в процессе своих горизонтальных перемещений эти пластины могли надвигаться не только друг на друга, но и на массы мертвого льда, находившегося перед ними. По-видимому, именно так - путем захоронения льда над надвинутыми с севера пластинами мерзлых отложений - возникли и эфемерные о-ва Семеновский и Васильевский, которые были затем "съедены" термоабразией моря Лаптевых.

Великие озера и перестройки систем стока. Неизбежным следствием появления сплошного ледникового покрова на северной окраине Евразии были крупные перестройки ее гидрографической сети, образование колоссальных озерных систем и их включение в Великие приледниковые системы стока, западную и восточную. В эпоху максимума последнего оледенения пресноводные бассейны и протоки западной системы простирались от Альп до Верхоянского хребта и собирали воду с площади, которая составляла около 21 млн км^2, т.е. втрое превосходила современный бассейн Амазонки. Приведем данные о площадях ее главных элементов (в тыс.км^2): Хвалынский бассейн - свыше 920, Аральский - 240, Мансийское озеро-море - около 1000, Лено-Вилюйское озеро - 520. А суммарная площадь всех ее озер, включая сравнительно мелкие, превышала 3 млн км^2. Весь сток системы поступал сначала в Новоэвксинский бассейн, т.е. во впадину современного Черного моря, а затем через Мраморное море, становившееся проточным озером, Эгейское. Так что сток Оби, Енисея и даже Лены поворачивал в Средиземное море.

Что касается восточной системы стока, то ее формирование было обусловлено подпруживающим воздействием Восточносибирского ледникового щита. Эта система протягивалась от Верхоянского хребта на восток до Чукотки и далее на юго-восток и юг до Охотского моря, в нее входили ледниково-подпрудные озера, возникавшие в долинах Яны,

Индигирки, Колымы, на месте Чаунской губы и ее низменных побережий, а также в долинах р.Анадырь и ее притоков Белой и Майна. Из всех притоков и спиллвеев, соединявших эти озера,особенно важную роль играла сквозная долина в верховьях рек Эльгыкаквын, принадлежащей бассейну Чаунской губы, и Юрумкувеем - притоком Белой. Ее высотное положение - около 300 м над ур.моря - определяло максимальный уровень, до которого могла подниматься вода (или нарастать едома) в озерах восточной системы.

Конечно, в таком виде системы стока сохранялись недолго. Площадь озерных бассейнов должна была быстро сократиться, что было связано с падением их уровней из-за эрозионного углубления спиллвеев, а затем эти бассейны стали сдвигаться на север, контуры и направления стока изменялись, что было вызвано отступанием южного края ледникового покрова. Но все это только подчеркивает главное: ледниковая эпоха была временем не только гигантских ледников, но также великих озер и грандиозных перераспределений поверхностного стока.

Наиболее новая реконструкция Великих систем стока, показанная на рис.13.3,подготовлена автором совместно с Л.Н.Глебовой. Из нее с полной очевидностью следует, что все крупные пресноводные водоемы, существовавшие на севере материка около 18-20 тыс.лет назад, были обусловлены оледенением, причем их связь с ледниковым покровом была либо прямой, через ледниковое подпруживание, либо косвенной, через резкое изменение водного баланса при поступлении талых ледниковых вод. С прямым влиянием оледенения были связаны озера северо-восточной Европы, Мансийское озеро-море, Енисейское и Лено-Вилюйское озера, подпрудные бассейны Яно-Колымской низменности, а с его косвенным воздействием - Новоэвксинский, Хвалынский и Аральский бассейны. Причиной возникновения этих озер было покровное оледенение арктического континентального шельфа. Поэтому их следы - еще одно независимое доказательство реальности этого оледенения. Достаточно, например, взглянуть на положение спиллвеев - каналов сброса приледниковых вод через водораздельные седловины: даже если бы мы не знали ничего, кроме их размещения, то и тогда могли бы уверенно утверждать, что низовья северных рек Евразии испытывали подпруживание.

Трехмерная реконструкция Евразийского покрова. На рис.13.3 представлена новая объемная схема последнего оледенения Северной Евразии. В ее основу положены прежде всего геологические данные о положении и возрасте границы ледниковых покровов и ориентировке индикаторов движения льда. Кроме того при восстановлении высот ледниковых щитов и формы их профилей использовались результаты численного моделирования Дж.Фастука и Т.Хьюза (США), учитывающего эффекты взаимодействия льда как с "жестким", каменным, так и с "мягким", деформируемым ложем.

Новая реконструкция Евразийского ледникового покрова существенно отлична от всех прежних, что легко видеть при сравнении ее со схемами, опубликованными 5-10 лет назад. По новой реконструкции восточный край ледникового покрова не оканчивался на Таймыре, а простирался дальше, перекрывая и Новосибирские о-ва, и о.Врангеля с банкой Геральда. Это значит, что к числу гляциальных шельфов Евразийской Арктики, помимо Баренцева и Карского, относятся также Лаптевский, Восточносибирский и Чукотский шельфы, в пределах которых,как теперь ясно, существовал особый - Восточносибирский - ледниковый щит, который по своей площади был примерно равен Гренландскому.

Карский ледниковый щит, занимавший весь центр арктической окраины Евразии, был существенно больше Скандинавского. Карский лед растекался во все стороны из центра, лежавшего над южной частью Карского моря: на севере он сползал в глубоководный Арктический бассейн, используя при этом желоба-троги "Св.Анны", Воронина и североземельские проливы; на востоке сливался с Восточносибирским щитом; на юго-востоке переваливал через горы Быррангa и выходил на Средне-Сибирское плоскогорье, ассимилировал Путоранский щит и достигал долины Оленека; на юге распространялся на Западную Сибирь до 63° с.ш., на юго-западе преодолевал Пай-Хой и о.Вайгач и выходил в бассейн Нижней и Средней Печоры; наконец, на западе двигался поперек барьера Новой Зем-

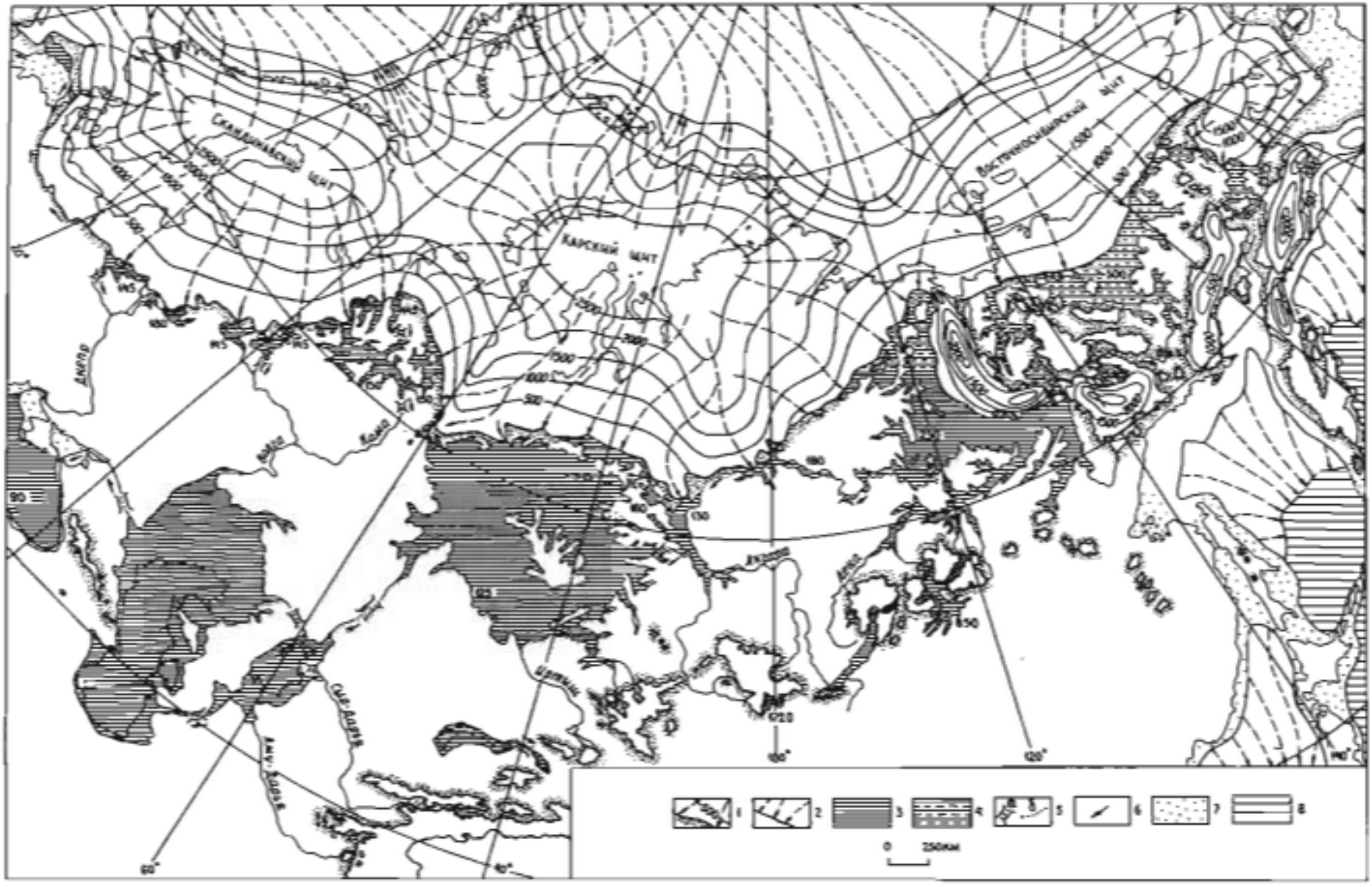


Рис.13.3. Оледенение Северной Евразии в последний ледниковый максимум, около 20 тыс.лет назад. Составили М.Г.Гросвальд, Л.Н.Глебова. 1 - ледниковые щиты и горно-покровные комплексы, 2 - шельфовые ледники, 3 - пресноводные бассейны, 4 - участки формирования едомы "едового комплекса", 5 - спиллвеи (а) и прадолины (б), 6 - направления течения малых ледниковых вод, 7 - площади осушившегося шельфа, 8 - свободный от ледников океан.

ли и, выпахав по пути гигантскую поперечную рытвину Восточно-Новоземельского желоба и более дюжины сквозных трогов, включая Маточкин Шар, выходил на Баренцев шельф и в его крупнейшие желоба-троги Медвежинский и Франц-Виктория.

Таким образом, Карский щит доминировал в Евразийской Арктике. Эта картина явно идет вразрез с расхожим представлением о крайней сухости плейстоценового климата Сибири и потому может показаться невероятной. Однако с гляциологической точки зрения она вполне объяснима, так как размеры ледникового покрова зависят не только от приходных статей его баланса массы, но и от расходных, а невысокая интенсивность питания Карского щита должна была с лихвой компенсироваться слабым таянием и затрудненностью стока его льда в океан. С геологической же точки зрения движение льда через Новую Землю, как и через Пай-Хой, со стороны Карского моря наилучшим образом объясняет ряд известных фактов, включающих данные о рельефе суши и дна, ориентировках шрамов и траекториях перемещения эрратики и даже о заносе морских раковин и древесины-плавника высоко на водоразделы Новой Земли и других гористых островов.

На новой карте мы не видим ставшего привычным Баренцева ледникового щита, соизмеримого со Скандинавским и Карским. По новой реконструкции, почти вся площадь Баренцева шельфа была занята гигантскими ледяными потоками, в которых объединялся лед Скандинавского и Карского щитов. Движением этих потоков и их эродирующим воздействием можно объяснить и географию подводных желобов-трогов, и положение крупнейших уступов, оказывающихся похожими на конфлюэнтные и диффлюэнтные ступени, и дислокации о.Колгуева, которые, возможно, генетически близки гляциотектоническим структурам Новой Сибири.

Итак, последний Евразийский ледниковый покров протягивался через всю Евразийскую Арктику, охватывая и ее северо-восточный угол. Он состоял из трех крупных ледниковых щитов - Скандинавского, Карского и Восточносибирского и нескольких куполов второго порядка, в том числе Чукотского; Путоранский щит ассимилировался Карским и оказывался самостоятельным лишь на регрессивных стадиях оледенения. Суммарная площадь всего покрова была близка к 12 млн км^2, а его объем, вероятно, достигал 20 млн км^3.

13.2.2. Северная Америка (без Кордильерского комплекса)

В эпоху последнего оледенения в Северной Америке формировался объединенный ледниковый покров гигантских размеров, в состав которого, помимо Кордильерского горно-покровного комплекса, входили Лаврентьевский, Гренландский и Иннуитский ледниковые щиты и несколько ледниковых куполов второго порядка - Ньюфаундлендский, Аппалачский и другие. Наземные границы этого покрова в умеренных широтах были установлены еще в 20-х годах, однако ряд принципиальных вопросов географии оледенения, в частности морфологии Лаврентьевского щита, степень оледенения подводных окраин материка, масштабы и тип оледенения Канадской Арктики, до сих пор остаются предметом дискуссий.

Согласно обобщающим работам Р.Флинта (Flint, 1971), а также проекта КЛИМАП (CLIMAP, 1981; Hughes, 1987a; The last..., 1981), все перечисленные щиты имели массивную выпуклую форму и распространялись не только на возвышенную сушу и приморские низменности, но и на большие площади континентальных и островных шельфов, покрывая их вплоть до краев материковых склонов. Это значит, что не менее половины Североамериканского ледникового покрова состояло из "морских" ледников и было потенциально неустойчиво (Hughes, 1987a,б). Эта реконструкция базировалась на весьма полной сводке данных о ледниковых формах рельефа и ледниковых отложениях на подводных окраинах и арктических островах Северной Америки, направлениях движения древнего льда, распределении последниковых вертикальных движений земной коры, в которых американские специалисты видят проявление изостатической реакции на ликвидацию ледниковой нагрузки (см.обзор в: Гросвальд, 1983).

В последние годы появились новые факты и обобщения, касающиеся Североамериканского ледникового покрова в целом и его отдельных районов, новые модели дегляциации ма-

терика. Ряд работ содержит подтверждения "флинтовской" концепции Лаврентьевского ледникового щита как единого купола с вершиной, располагавшейся над Гудзоновым заливом, его идеи сплошного оледенения Канадской Арктики, а также представления о быстром спуске льда "морских" частей ледникового покрова в океан при дегляциации - процессе, который приводил к климатическим и океанологическим последствиям, ощутимым в масштабах всего полушария.

Особое место в ряду этих работ занимают публикации Т.Хьюза и его соавторов (The last..., 1981; Hughes, 1985; Hughes, 1987a). Критический анализ геологических данных, а главное - численное моделирование древних ледниковых щитов, учитывающее такие их характеристики, как температурное состояние, строение ложа, интенсивность питания, изостатические движения земной коры, убеждают в том, что Лаврентьевский щит был действительно единым выпуклым куполом с вершиной, достигавшей 4 км, который на западе сливался с Кордильерским комплексом, а на востоке покрывал континентальный шельф и продолжался в виде оторочки из плавучих шельфовых ледников. По Т.Хьюзу, седловина над Гудзоновым заливом образовалась лишь в ходе дегляциации и спуска льда по Гудзонову проливу: появившись 14 тыс.л.н., она к 12 тыс.л.н. углубилась настолько, что произошло обособление трех куполов, лежавших над Киватинским и Лабрадорским плато и Бассейном Фокса; на западе в это же время возник безледный коридор, отделивший Лаврентьевский щит от Кордильерского комплекса.

Единый ледниковый щит, "центрированный" над Гудзоновым заливом, был получен и в результате ряда экспериментов по численному моделированию гляциоизостатических деформаций земной коры восточной Канады, как ранее публиковавшихся, так и относительно новых (Øldale, 1988; Peltier, 1988; Peltier, Andrews, 1983). Такой же результат получен Дж.Боултоном и др. (Boulton a.o., 1985), восстановившими морфологию последнего Лаврентьевского щита и ее изменения в ходе деградации оледенения по индикаторам движения льда. Эти авторы использовали всю доступную информацию, включая аэрокосмические материалы, для построения карты, на которой они показали положение радиальных линейных форм - ледниковых штрихов и борозд, озер-шрамов, друмлинов и флютинга, а также поперечных краевых образований - напорных и насыпных морен, гляциодислокаций, краевых озов и камов, и отразили данные по их возрасту. Из их карты следует, что в максимум оледенения над Гудзоновым заливом мог существовать только единый ледниковый купол, который на западе неизбежно сливался с Кордильерским горно-покровным комплексом. Судя по рисунку изохрон, интенсивный сток льда через Гудзонов пролив, который привел к образованию седловины, разделившей купол надвое, начался лишь около 11-12 тыс.л.н. Это сопровождалось серией катастрофических подвижек, направленных в обратную сторону, на юго-запад, и оставивших след в виде несогласий в простирании изохрон, которые охватывают интервал от 11 до 8 тыс.л.н. Между тем, известно, что именно юго-западный сектор Лаврентьевского щита налегал на "мягкое", т.е. легко деформируемое, ложе, нестабильность которого как раз и могла быть причиной ледниковых подвижек. Такая возможность выглядит вполне реальной в свете новых материалов по гляциодислокациям, тунельным долинам и следам мерзлоты в зоне прерий (Clayton a.o., 1985).

О существовании единого центра растекания льда над Гудзоновым заливом говорят также результаты прямых наблюдений за ориентировкой свежих ледниковых шрамов в центральном Квебеке (Bouchard, Martinson, 1985). Правда, особенности разноса эрратики от коренных выходов, расположенных к западу от Гудзонова залива, которые были отмечены У.Шилтсом (Shilts, 1986), находятся в видимом противоречии с концепцией единого ледникового центра над этим заливом. Однако Т.Хьюз (Hughes, 1988a) продемонстрировал, что это противоречие - кажущееся: движение льда от Киватинского плато на восток и северо-восток, выявленное У.Шилтсом по траекториям разноса ледниковых валунов, имело место не в максимальную стадию оледенения, а в период дегляциации, между 12 и 8,5 тыс.л.н.

Североамериканские геологи получили материалы, доказывающие, что восточная и северо-восточная периферии Лаврентьевского щита распространялись на континентальный

шельф вплоть до его внешнего края и, следовательно, подчинялись динамическим закономерностям, характерным для "морских" ледников. Исследование побережья Новой Англии, дна залива Мэн и банки Джорджес показали, что во всей этой области практически сплошное развитие имеют ледниковые формы рельефа и отложения поздневисконсинского возраста: конечно-моренные гряды, подповерхностные туннельные долины, толщи озерно-ледниковых осадков и гляциодислокации, причем поле этих образований доходит до внешнего края подводной окраины материка (Stone, Borns, 1986). Выяснено также, что моренные гряды этой области, вошедшие в литературу как "массачусетские краевые образования", представляют собой два пояса подводно-надводных "гирлянд" - выраженных в рельефе дуговидных дислокаций меловых и палеогеновых пород. Оказалось, что эти формы без перерывов протягиваются между о.Лонг-Айленд и мысом Код и связаны с ледниковым напором с севера (Oldale, O'Hara, 1984).

Сотрудники Бедфордского института морской геологии (Галифакс) собрали дополнительные данные, подтверждающие сплошное оледенение шельфа в районе подводного продолжения долины Св.Лаврентия и западной части Большой Ньюфаундлендской банки(Fader a.o., 1982). Севернее, на участке от Гудзонова пролива до мыса Дайер на Баффиновой Земле, установлен факт повторных вторжений материкового ледникового покрова на шельф острова. Д.Прэг и др. (Praeg a.o., 1986) подчеркивают, что толща несортированного диамиктона, выстилающая 100-метровым слоем Баффинов шельф, отложена ледником, который налегал на морское дно, и аналогичная по строению, но более мощная (до 300 м) толща,покрывающая дно у выхода из Гудзонова пролива, также связана с налегавшим на шельф ледником; в то же время в более глубоководных частях Девисова пролива накапливались лишь ледниково-морские илы, которые, однако, были сильно дислоцированы айсбергами.

Имеются также новые подтверждения ранее установленного факта, что северный край Лаврентьевского щита надвигался на пролив Парри, т.е. широкий морской проход,образованный проливами Ланкастер, Барроу, Мелвилл и Мак-Клур. Это значит, что его лед,среди прочего, покрывал п-ова Борден, Бродёр, Бутия и о-ва Сомерсет, Принца Уэльского, Стефанссона и Виктория. На северо-западной оконечности последнего - п-ова Принца Альберта - известны пластовые залежи подземного льда, которые, судя по их структуре и составу стабильных изотопов ($\delta^{18}O$ на 11‰ ниже, чем в современных поверхностных водах), представляют собой нерастаявшие остатки позднеплейстоценового ледникового покрова (Lorrain, Demeur, 1985). Значительные площадки свободной от ледников суши в это время сохранялись только на о.Банкс (Vincent, 1983).

Особый интерес представляет информация, бросающая дополнительный свет на дискуссионный вопрос о "морском" Иннуитском ледниковом щите, реконструированном В.Блейком на площади о-вов Королевы Елизаветы. Известно, что существование этого щита было сначала постулировано на основе деформаций голоценовых береговых линий, а затем подтверждено данными о следах движения льда через острова и проливы. Теоретический анализ колебаний относительного уровня моря в ходе дегляциации, выполненный для Канадской Арктики Дж.Кларком (Clark, 1980), привел к заключению, что при последнем глобальном похолодании весь архипелаг о-вов Королевы Елизаветы был погребен под сплошной ледниковой массой, имевшей форму единого купола. Этот вывод подтвердили результаты новых геологических и гляциологических работ - исследования гляциоизостатических поднятий берегов о-вов Элсмир, Корнуоллис и некоторых других (Bednarski, 1986, Hodgson, 1985, Washburn, Stuiver, 1985), наблюдения за ледниковым рельефом и стратиграфией четвертичных отложений ряда островов и проливов, ему не противоречат данные исследований керна из скважин, пробуренных на ледниках о-вов Элсмир и Девон (Hodgson a.o., 1984, Koerner a.o., 1987).

Однако изложенные представления продолжают подвергаться критике со стороны "минималистов", число которых и в Северной Америке не убывает. Как и в прошлые годы в дискуссии с Дж.Айвсом и Дж.Эндрюсом (Гросвальд, 1983) главной мишенью критики остается рассмотренная выше "флинтовская" концепция Лаврентьевского щита. Не согласны ми-

нималисты и с идеей Р.Флинта о сплошном оледенении Канадской Арктики, воплощенной в конкретных исследованиях В.Блейка, Р.Уолкотта, Д.Ходжсона, Дж.Хаттерсли-Смита, обосновавших концепцию Иннуитского ледникового щита. Теперь к старым оппонентам Р.Флинта и его последователей присоединились также Д.Грант, А.Дайк, В.Прест, В.Рамптон и другие геологи, причем наиболее полное представление об их взглядах дает серия палеогеографических карт, которые были опубликованы В.Престом и А.Дайком (Prest, 1983; Dyke, Prest, 1987).

Согласно этим картам, в максимум последнего оледенения на месте Лаврентьевского щита формировался ледниковый покров, в котором выделялись три крупных "сектора", или отдельных купола, возникавших в Лабрадорском, Киватинском и Баффиновом центрах роста. Эти секторы были отделены друг от друга ледниковыми седловинами, крупнейшая из которых располагалась над Гудзоновым заливом. От седловин начинались ледяные потоки, самый большой из них совпадал с Гудзоновым проливом, а еще один, рождавшийся при слиянии льда Лабрадорского сектора и Аппалачского ледникового комплекса (Rampton a.o., 1984), выходил в залив Св.Лаврентия, который представлен свободным от оледенения.Значительная часть шельфа на востоке материка показана свободной ото льда сушей,а в заливе Мэн, над подводной окраиной Лабрадора, в проливе Ланкастер и в двух проливах,ограничивающих о.Банкс, реконструированы плавучие шельфовые ледники. В широкой зоне прибрежных гор Баффиновой Земли, как и в горах Торнгат на Лабрадоре, показано лишь горное оледенение, а примыкающие к ним участки шельфа - неледниковыми. Наконец, оледенение о-вов Королевы Елизаветы на картах предстает как система разобщенных ледниковых шапок, приуроченных лишь к восточной половине архипелага - о-вам Элсмир,Аксель-Хейберг, Девон, Корнуоллис и Батерст и оставляющих безледными почти все проливы.Свободным ото льда, по этим авторам, оказывался и пролив Нэрса, отделяющий о.Элсмир от Гренландии. Генезис всех этих проливов большинство минималистов связывают с новейшими опусканиями тектонических блоков по разломам-сбросам (England, 1987).

Мы, однако, не видим оснований для отказа от палеогеографической концепции Р.Флинта. Совершенно очевидно, что минималистские схемы находятся в непримиримом противоречии со всем комплексом геологических данных, лишь незначительная часть которых приведена выше. Они идут вразрез с многочисленными фактами морских геологов (Л.Кинга, Б.Маклина, Дж.Фейдера, Р.Филлона и др.), свидетельствующими о сплошном оледенении шельфа на востоке и северо-востоке Северной Америки, с доказательствами большой толщины льда на побережьях, примыкающих к этому шельфу (Praegetal, 1986;Fader a.o.,1982; Stone, Borns, 1986; Øldale, 1988 и др.). Они никак не могут быть согласованы с ясными признаками послеледникового куполовидного поднятия о-вов Королевы Елизаветы, которое может быть только гляциоизостатическим,со следами движения льда в их проливах и присутствием погребенных останцов ледникового льда на западе архипелага (Гросвальд, 1983; Hodgson, 1985; Washburn a.o., 1985; Lorrain, Demenr, 1985 и др.).Интересно,что новые радиоуглеродные датировки морен и морских береговых линий на о-вах Банкс и Принца Уэльского, в том числе 120-метровой "границы моря" на востоке о.Банкс, недавно полученные А.Дайком (Dyke, 1987), с полной определенностью показывают,что последнее оледенение западной части Канадской Арктики было гораздо интенсивнее, чем это представлено на его собственных картах. А "многокупольная" структура этого оледенения, изображенная на тех же картах, противоречит направлению движения льда в центральном Квебеке (Bouchard, Martmen, 1985).

Наконец, утверждение минималистов об отсутствии поздневисконсинских ледников в проливе Нэрса решительно опровергает ориентировка ледниковых шрамов и борозд на высоком о.Ханс, указывающая на недавнее движение ледникового покрова с юга на север по проливу Кеннеди (Hudson, 1983), и такие же шрамы и борозды на свежих бараньих лбах о.Пим и мыса Хершель, свидетельствующие о движении льда в противоположном направлении по проливу Смита (Blake, 1977). Такое движение льда было возможно лишь в случае,ес-

ли центр его растекания находился в бассейне Кейна, т.е. в середине пролива Нэрса. Распространение поздневисконсинского ледникового покрова на пролив Нэрса доказывают также датские геоморфологические наблюдения в северо-западной Гренландии, на Земле Халла (Bennike a.o., 1987). Не потеряли значения и другие доводы, изложенные нами в прежних работах (Гросвальд, 1983; Гросвальд, Глазовский, 1983).

В свете всех этих данных и соображений, в настоящее время выглядят предпочтительными реконструкции Североамериканского ледникового покрова, которые были выполнены участниками Проекта КЛИМАП и несколько уточнены в более поздних работах Т.Хьюза(CLIMAP; 1981; Hughes, 1985, 1987a). Единственное исправление, которое автор счел возможным внести в карту КЛИМАПа, коснулось деталей формы последнего Лаврентьевского щита (Гросвальд, 1988a). Опираясь на результаты численного эксперимента Д.Фишера и др. (Fisher a.o., 1985), выявившего конкретное влияние деформаций "мягкого" ложа на форму профилей этого щита, было сделано допущение, что в максимальную стадию последнего оледенения над Гудзоновым заливом возникала ледниковая седловина с отметкой более 2500 м, а над Киватинским и Лабрадорским (Квебекским) районами располагались купола с высотами свыше 3000 м. Подчеркнем, такая морфология покрова связывалась не с особенностями аккумуляции снега или интенсивным стоком льда по Гудзонову проливу, а именно с неустойчивостью ложа в зоне прерий. Впрочем, фактических данных о взаимодействии Лаврентьевского щита с ложем пока нет, в частности остаются неизвестными значения предельных сопротивлений сдвигу у его подошвы, в связи с чем эта - "фишеровская" - реконструкция может рассматриваться лишь как гипотеза. С другой стороны, все реконструкции Т.Хьюза, изображающие здесь единый ледниковый купол высотой до 4000 м, должны быть признаны равноценной альтернативой такой схеме.

13.2.3. Арктический бассейн, Арктика в целом

Согласно балансовым соображениям, ледниковые щиты, целиком покрывавшие арктические континентальные шельфы Евразии и Северной Америки, не могли оканчиваться на их северных границах, а должны были продолжаться в глубоководную впадину Северного Ледовитого океана, переходя в плавучие шельфовые ледники. Вопрос о неизбежности такого - плавучего - оледенения Арктического и Норвежско-Гренландского бассейнов был впервые поставлен Дж.Мерсером (Mercer, 1969), затем более обстоятельно разработан Дж.Дентоном, Т.Хьюзом, М.Г.Гросвальдом (Hughes a.o., 1977). Недавно он был вновь рассмотрен и подтвержден численным моделированием (Lindstrøm, MacAyeal, 1986) на материале Норвежско-Гренландского бассейна. Сделав реалистические допущения о скоростях аккумуляции снега в Северной Атлантике и величинах теплопотоков из океана,Д.Линдстрем и Д.Макайел реконструировали здесь плавучий шельфовый ледник со средней толщиной около километра, который двигался со скоростью примерно 500 м/год и своим южным краем скользил по поверхности Атлантического порога.

В свете данных о палеотемпературах Арктического бассейна и о массах льда,поступавшего в него с окружающих шельфов, представляется неизбежным, что в Арктическом бассейне возникал свой шельфовый ледник, имевший еще более значительную толщину.По данным численного моделирования тех же гляциологов (Lindstrøm, MacAyeal,1989),в восточном "углу" бассейна, на меридианах Чукотки и Аляски, эта толщина превышала 1,5 км, а к западу, к району пролива Фрам она сокращалась до 1 км. При такой толщине шельфовый ледник должен был налегать на вершины ряда подводных возвышенностей - хребта Ломоносова и Чукотского плато, поднятий Менделеева и Альфа.

Последнее обстоятельство чрезвычайно важно. Участки такого налегания стабилизировали шельфовый ледник, усиливали ответное давление плавучего льда на концы впадавших в Арктический бассейн ледяных потоков, тормозили их движение и обеспечивали устойчивость обрамлявших бассейн "морских" ледниковых щитов. Кроме того, судя по наблюдениям в Антарктиде, на границах с участками пиннинга плавучие ледники испытывали интенсивное коробление и расколы, на них возникали своеобразные "ледопады", по-

добные зоне дробления, выявленной на шельфовом леднике Ронне между ледяными возвышенностями Корфа и Хенри (Robin a.o., 1983; Swithinbank a.o., 1986); сходные дислокации образуются и на участках, где в шельфовые ледники впадают ледяные потоки. Отсюда следует важный вывод: Арктический шельфовый ледник, покрывавший в позднем плейстоцене глубоководную часть Северного Ледовитого океана, не мог полностью изолировать водную массу последнего от атмосферы; в нем должны были существовать постоянные зоны дробления с полыньями, через которые шел теплообмен океана с атмосферой, в частности под лед проникала солнечная энергия, способствуя поддержанию жизни фитопланктона и привязанных к нему трофических цепочек морской фауны. Тем самым лишаются оснований возражения против вывода об Арктическом шельфовом леднике, выдвинутые гидробиологом К.Н.Несисом (1983): в районах подводных возвышенностей и у концов древних потоков могли существовать океанские рефугиумы, в которых отдельные виды-эндемики пережили ледниковый период.

Плавучее оледенение Арктического бассейна и усиление айсбергового разноса обломочного материала по его акватории при дегляциации позволяют объяснить и другой недавно установленный факт: плейстоценовая скорость седиментации в этом бассейне была на порядок выше, чем это недавно еще считалось (Sejrup a.o., 1984).

Итак, при максимальном развитии последнего оледенения Северный Ледовитый океан не только был обрамлен наземными и "морскими" ледниковыми щитами, но и покрыт мощным плавучим шельфовым ледником, распространявшимся также на Норвежско-Гренландское и Лабрадорское моря (Гросвальд, 1983; Hughes a.o., 1977; Fillon, 1984; Denton a.o., 1986 и др.). Таким образом, в высоких широтах Северного полушария формировалась целостная динамическая система - Панарктический ледниковый покров, объединявший наземные и "морские" щиты с плавучими шельфовыми ледниками. Представление о структуре и географии этого покрова, учитывающей недавно восстановленные Восточно-сибирский щит и Чукотский купол, можно составить по карте на с.48-49 I-го тома Атласа. Глядя на нее, легко понять, почему подобные образования мы предлагаем называть ледниковыми системами антарктического типа (Hughes a.o., 1985; Denton a.o., 1986; Гросвальд, 1988а).

Измерения, проведенные по нашим картам, показали, что площадь последнего Панарктического ледникового покрова составляла около 30 млн км^2, из которых около 8 млн приходилось на плавучие шельфовые ледники. Объем его льда был, вероятно, близок к 50 млн км^3, из которых не менее 10 млн км^3 сосредоточивалось в плавучих ледниках.

13.2.4. Северотихоокеанская область

На карте вводной части, как и на ранее публиковавшихся картах М.Г.Гросвальда (1983) и Т.Хьюза (Hughes, 1985), представлен и второй объединенный ледниковый покров, получивший название Северотихоокеанского. Он был приурочен к горным системам и континентальным шельфам, примыкающим к северной окраине Тихого океана, и включал в себя Кордильерский горно-покровный комплекс Северной Америки, такие же ледниковые комплексы Камчатки и Корякского нагорья, а также выделенный М.Г.Гросвальдом и Ю.И.Возовиком (1983) Южно-Беринговский ледниковый покров. Позже к нему было предложено относить также западную треть Лаврентьевского ледникового щита, получавшую питание за счет адвекции тихоокеанской влаги, и своеобразные шельфовые ледники, которые, судя по косвенным признакам, формировались в Охотском и Японском морях (Гросвальд, 1988а).

Кордильерский горно-покровный комплекс состоял из меридионального ледникового щита, заключенного между Кордильерами и Скалистыми горами, сетчатых ледниковых систем этих хребтов и больших ледников подножий, занимавших их периферию, включая континентальные шельфы юго-восточной Аляски и Британской Колумбии. Комплекс протягивался от о.Умнак (Алеутские о-ва) до бассейна р.Колумбия на 3760 км, занимая площадь около 2,4 млн км^2 (Flint, 1971). Возможно, что предгорный ледниковый шлейф этого комплекса не только достигал внешнего края континентального шельфа, но и перехо-

дил на плав, образуя оторочку из шельфовых ледников, подобных леднику Ларсена в Антарктиде (Hughes,a.o., 1977). Интенсивное оледенение шельфа, примыкающего к Алеутским о-вам, п-ову Аляска, району залива Кука и о.Кадьяк, а также к горам Британской Колумбии, нашло подтверждение в результатах новейших исследований; обширные ледниковые лопасти, доходившие до края шельфа, чередовались со свободными ото льда участками (Glaciation in Alaska, 1986).

Границы ледникового комплекса Камчатки и Корякского нагорья изображены в соответствии с картой из (Гросвальд и др., 1987), исправленной на основании дополнительной информации, предоставленной И.С.Мелекесцевым (письменное сообщение, 1988 г.). Эти границы проведены на основе публикаций О.А.Брайцевой, А.П.Васьковского, И.С.Мелекесцева, В.Н.Олюнина и других исследователей, а главное - по результатам полевых наблюдений и дешифрирования аэрофотоматериалов, выполненным В.Н.Орлянкиным.При этом широко использовалась информация не только о наземных формах ледниковой аккумуляции и эрозии, но и все доступные данные о распространении экзарационных форм (желобов-трогов и террасовидных ступеней) на подводных окраинах полуострова и нагорья. Как сейчас ясно, оба комплекса сливались в единую ледниковую гряду, которая 2000-километровой дугой охватывала Берингово море с северо-запада и на всем своем протяжении выдвигалась на континентальный шельф (Гросвальд, Глазовский, 1988). Площадь ледников этой гряды достигала 350-400 тыс.км^2; по представлениям М.Г.Гросвальда и Ю.И.Возовика, она составляла западное обрамление Южно-Беринги́йского ледникового покрова. Другими частями этого покрова были: ледяной хребет (цепочки слившихся ледниковых куполов), налегавший на южную краевую зону континентального шельфа южной Берингии и присоединявшийся к Кордильерскому комплексу в районе о.Уналашка; второй дуговидный ледяной хребет, погребавший под собой Алеутско-Командорскую островную дугу вместе с ее подводным цоколем; плавучий Берингов шельфовый ледник, заключенный между тремя названными ледяными хребтами и питавшийся их льдом. Последний имел одну крупную статью расхода: выброс айсбергов в северную часть Тихого океана через четыре прохода в Алеутско-Командорской гряде.

Реконструкция Южно-Беринги́йского ледникового покрова до сих пор базируется на косвенных данных и остается предварительной. Ее авторы опирались на сходство палеоокеанологических условий Норвежско-Гренландского и Берингова морей в эпохи плейстоценовых похолоданий, в частности на аналогию в изменениях географии Куросио и Гольфстрима на этих этапах их истории, когда океанологический полярный фронт на севере и Атлантического, и Тихого океанов испытывал резкие обострения и становился барьером, препятствовавшим проникновению субтропических водных масс к северу. Поэтому ветви "ледникового" Куросио точно так же переставали проникать в Берингово море, как ветви Гольфстрима - поступать за пределы Атлантического порога. В результате тепловой баланс Берингова моря, а вместе с ним также Охотского и Японского, становился резко отрицательным, что должно было приводить к зарождению и развитию покровного оледенения через так называемый "шельфово-ледниковый" механизм (Гросвальд, Возовик, 1983; The last..., 1981). Геологическими следами этого покрова, по всей вероятности, служат гигантские подводные каньоны с корытообразными профилями, врезанные в материковые склоны на севере и востоке глубоководных частей моря, уплощенные вершины подводных хребтов Ширшова и Боуэрс, а также мощные шлейфы ледниково-морских турбидитов, выстилающие здесь морское дно.

Таким образом, Южно-Беринги́йский покров представлял собой объединенную динамическую систему наземных, "морских" и плавучих ледников. Его площадь, вероятно,превышала 3 млн км^2, из которых не менее 1 млн км^2 приходилось на плавучий шельфовый ледник.

Как указывалось выше, адвекция теплой воды прекращалась и в Охотское, и в Японское моря, что находит подтверждение в морских геологических данных (Плетнев,1985). Соответственно, их тепловой баланс становился отрицательным, и они испытывали напра-

вленное выхолаживание. И хотя климатическая снеговая линия над обеими морскими акваториями располагалась выше 400-600 м (Гросвальд и др., 1987), на их поверхности неизбежно формировались шельфовые ледники. Однако последние могли получать питание только за счет намерзания льда снизу, а их абляция должна была состоять в поверхностном таянии. Иными словами,Охотский и Японский шельфовые ледники были плейстоценовыми аналогами современного шельфового ледника Мак-Мёрдо в Антарктиде.

Если Панарктический ледниковый покров получал снежное питание с влагонесущими ветрами, доставлявшими на его ледники водяной пар с акватории Северной Атлантики, то Северотихоокеанский покров питался влагой северотихоокеанского генезиса.С этим, собственно, и связано его название. В этой связи было бы вполне логично называть Панарктический покров Североатлантическим. Граница между зонами влияния Атлантического и Тихого океанов проходила через горы Сунтар-Хаята, Чукотский полуостров или юго-восточную часть Восточносибирского ледникового щита, хр.Брукса и далее на юг по меридиональной линии, делившей Лаврентьевский ледниковый щит в отношении 1:2. Последнее - условно, так как в пределах этого щита зоны атлантического и тихоокеанского питания перекрывали друг друга. Данное обстоятельство должно было существенно повышать удельную интенсивность атмосферного питания всего Северо-американского ледникового покрова, что, очевидно, и обеспечивало его особенно далекое продвижение к югу - почти до 38^{o} с.ш.

Судя по результатам картометрических работ, площадь льда Северотихоокеанского покрова была близка к 10,5 млн $км^2$, из которых на плавучие шельфовые ледники приходилось 2 млн $км^2$, а его объем достигал 10-11 млн $км^3$.

13.2.5. Полярные ледниковые системы Северного полушария

Итак, согласно представленной в Атласе реконструкции, суммарная площадь объединенных ледниковых покровов, или ледниковых систем антарктического типа, существовавших в позднем плейстоцене в северной полярной области Земли, превышала 40 млн $км^2$, а их общий объем, вероятно, достигал 55-60 млн $км^3$ (Гросвальд, Глазовский, 1988).

Приведенные здесь цифры заметно превосходят все прежние оценки. Однако они хорошо вписываются едва ли не во все современные расчеты глобального баланса массы воды, льда и изотопов кислорода, позволяют увязать географию древнего оледенения с распределением аномалий силы тяжести и изостатических движений коры на платформах, количественно оценить влияние перемещений масс льда и воды на форму геоида и параметры его ротации. Так, детальный анализ изменений уровня Мирового океана за последние 20 тыс.лет (Nakada, Lambeck, 1988) привел к заключению, что удовлетворительное объяснение их хронологии может быть получено лишь при допущении, что максимальный объем льда, накапливавшегося в Северном полушарии, существенно превышал тот,который предполагали прежние реконструкции, включая Проект КЛИМАП. И это несмотря на то, что последние учитывали и существование Баренцево-Карского щита, и покровное оледенение Канадской Арктики.

К такому же выводу приводит и сопоставление размаха ледниково-межледниковых изменений изотопного состава океанской воды, установленного на основе анализа раковин из глубоководных отложений, с объемами древних ледниковых покровов, которые восстанавливались геологами. Эти сопоставления дают существенную невязку, которая заставляет предполагать, что фактические объемы плейстоценового льда были, как минимум, на 10-15 млн $км^3$ больше реконструированных (Williams a.o., 1981, Chappell, Shackleton, 1986). Точно так же расчеты динамических влияний на Землю, оказываемых перераспределением поверхностных масс воды и льда при оледенениях и дегляциации, в частности на параметры ее вращения, связанные с вариациями тензора момента инерции, тоже свидетельствуют в пользу огромных объемов плейстоценового льда и присутствия ледникового покрова на арктическом шельфе Евразии (Peltier, 1988). Напомним, наконец, что распределение отрицательных аномалий силы притяжения на платформах, выявленных при гравиметрических съемках со спутников, также подтверждают покровное оле-

денение всего Евразийского шельфа, включая его североякутскую часть, и Канадской Арктики; кроме того, объемы древних ледников, приведенные М.Г.Гросвальдом (1988а), оказываются оптимальными для объяснения главных характеристик нормальной конфигурации Земли - ее сжатия и трехосности (Тараканов и др., 1987).

Таким образом, позднеплейстоценовое, как, очевидно, и более древние оледенения, распространялись в Северном полушарии на огромные площади, причем их увеличение было в большой степени обусловлено распространением ледников на полярные шельфы и сопредельные глубокие бассейны. Это значит, что ледниковые эпохи были временем резкого усиления механических и термических взаимодействий между оледенением и океаном. На дне полярных и субполярных областей Мирового океана периоды такого усиления оставили ясные следы в виде слоев "холодных" ледниково-морских осадков, датирование которых позволило существенно уточнить хронологию оледенений Северного полушария, в частности время их начала. Изотопно-кислородный, микропалеонтологический и палеомагнитный анализы разрезов глубоководных отложений Северной Атлантики (Loubore, Moss, 1986; Shackleton a.o., 1984) и северной части Тихого океана (Rea, Schrader, 1985) показали, что айсберговый разнос терригенного материала начался здесь около 2,5 млн лет назад, т.е. вблизи границы палеомагнитных эпох Гаусса и Матуямы, и приобрел большую интенсивность 2,4 млн лет назад.

13.3. Антарктический ледниковый покров

Исследования по международным проектам, выполненные в Южном полушарии за последние 10-15 лет, позволили заметно уточнить и детализировать ледниковую историю Антарктики и Южного океана, выдвинуть новые интересные гипотезы. Появилась дополнительная информация по дрейфу южных континентов, стратиграфии и фациям глубоководных осадков Южного океана, изотопам кислорода в раковинах из них, палеомагнетизму, ледниковым отложениям и формам рельефа антарктической суши и шельфа.

Очередной комплекс ценных результатов доставили рейсы 113 и 114 бурового судна "Джойдес Резолюшн", проведенные в море Уэдделла и Южной Атлантике (Barker a.o.,1987, Ciesielski a.o., 1987, Kerr, 1987). Анализ полученного керна проясняет историю возникновения и роста Антарктического ледникового покрова, хотя в целом он подтверждает основные положения, сформулированные еще в начале 80-х годов (Кеннетт, 1987;Mercer, 1983): по-видимому, можно считать достаточно надежно установленным, что оледенение Антарктиды началось лишь в самом конце эоцена, около 38 млн лет назад, и было подготовлено длительным периодом похолодания. Изучение грунтовых колонок с океанского дна и палеомагнитные исследования суши приводят к заключению, что причиной похолодания стали изменения в океанской и атмосферной циркуляции, вызванные дрейфом литосферных плит. Один из наиболее ранних импульсов к снижению температур был связан с отделением Антарктиды от Австралии (50-55 млн лет назад), а следующий - с углублением пролива к югу от Тасмании (38 млн лет назад). Именно в это время придонные температуры океана снизились на 4-5^{o}, началась термохалинная циркуляция, похожая на современную, и в глубоководных осадках появились признаки "рафтинга" - песок с дропстонами, принесенными плавучим льдом. Это указывает на появление сезонных морских льдов и айсбергов, а следовательно - как минимум горно-покровного оледенения на Антарктическом материке.

Около 25 млн лет назад, с образованием глубоководного прохода между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом, началось формирование Антарктического циркумполярного течения, которое уже 14-15 млн лет назад приобрело свой современный вид. Оно блокировало теплообмен между Антарктикой и низкими широтами, в результате чего придонная температура снизилась до 2^{o}C, айсберговый разнос песков и более крупных обломков резко усилился, что было связано с образованием в Восточной Антарктиде ледникового щита, похожего на современный. Основные этапы формирования этого течения - Большого Южного Кольца - и их связи с геодинамикой Южного полушария были реконстру-

ированы в Институте океанологии АН СССР Д.Г.Сеидовым (1986) путем численного моделирования на ЭВМ.

Оледенение Западной Антарктиды, представлявшей собой архипелаг с общей площадью, близкой к Филиппинам, началось на несколько миллионов лет позже, чем Восточной. Западноантарктический ледниковый щит в его современном виде существует не менее 4,8 млн лет, и хотя температуры окружающего океана в этот период колебались с размахом в несколько градусов, он, видимо, не исчезал. Исключение составляет последний "суперинтергляциал", имевший место около 125 тыс.лет назад, когда, по данным Дж.Мерсера, Дж.Дентона и др., этот щит распадался на систему разобщенных шапок (The last.., 1981).

Последний этап заметного похолодания Южного полушария отстоял от современности на 2,8 млн лет. С этим временем связано падение массы диатомовых водорослей в поверхностном слое Южного океана, что было следствием дальнейшего роста ледовитости антарктических морей (Kerr, 1987). Возможно, в этом проявилось влияние глобального похолодания, усиленного началом оледенения Северного полушария (Кеннетт, 1987;Mercer, 1983; Late Cainozoic..., 1984).

В последние годы изложенные выводы получили независимое подтверждение в геологических данных по антарктической суше (Denton a.o., 1983, 1984). В частности, детальные исследования в Сухих долинах (оазисе Мак-Мёрдо) позволили доказать, что возникновение гигантского ледникового щита Антарктиды действительно относится к середине миоцена. Уже в то время этот щит приобретал столь большую толщу, что он мог неоднократно (минимум в двух продолжительных "эпизодах") преодолевать барьер Трансантарктических гор. Для этого в районе Сухих долин его высота должна была превосходить 3 км, о чем можно судить по горе Фезер (2985 м), целиком покрывавшейся льдом. Исходя из результатов датирования морен и ледниково-морских отложений в Сухой долине Райта, Дж.Дентон и его соавторы заключили, что последний эпизод перетекания льда через горы района Мак-Мёрдо имел место между 15 и 9 млн лет назад, а первый - возможно раньше, чем 15 млн лет назад. Названные авторы реконструировали миоценовый ледниковый щит, который оказался больше плейстоценового. На карте из (Denton a.o., 1984) можно видеть, что этот щит имел форму единого, нерасчлененного купола, уплощенная поверхность которого на большой площади поднималась выше 4 км, а края совпадали с внешней границей континентального шельфа, причем не только в пределах Восточной, но и в Западной Антарктиде. Таким образом, материалы Дж.Дентона позволяют предполагать, что начало оледенения обеих частей южного материка должно быть отнесено значительно дальше в глубь геологического времени, чем это делают морские геологи.В то же время полученные ими факты, на основе которых формирование Восточноантарктического ледникового щита отнесено к 13-14 млн лет назад, нельзя сбрасывать со счетов: это и драматическое обогащение океанской воды тяжелым изотопом кислорода ^{18}O, и интенсификация накопления айсбергового материала в Южном океане, и резкие изменения в составе морской диатомовой флоры (Кеннетт, 1987; Mercer, 1983; Hambos, Burkle, 1985). Кроме того, судя по следам высокой геологической активности неогенового оледенения, в середине миоцена оно еще оставалось умеренным, или "теплым", а "теплый" лед, как сейчас считают, не мог распространяться на континентальный шельф.Таким образом, нам представляется наиболее вероятным, что оледенение антарктических шельфов и Западной Антарктиды началось лишь в плиоцене, около 5 млн лет назад, когда температуры окружающих морей стали достаточно низкими.

Наиболее полные данные по плейстоценовой истории Антарктического ледникового покрова имеются для района моря Росса. Судя по новейшей сводке Дж.Андерсона и др. (Anderson a.o., 1984), шельф этого моря еще в недавнем прошлом целиком покрывал ледниковый щит, который производил интенсивную экзарацию ложа. Об этом свидетельствуют глубокие желоба-троги и региональная поверхность несогласия, образованная в результате ледникового срезания слоя мощностью в несколько сот метров. С деградацией

последнего (позднеплейстоценового) оледенения моря Росса здесь связывают формирование слоя морены и ледниково-морских осадков, который лежит выше несогласия и имеет толщину не более 20 м. Отмечается отсутствие отложений талых вод, откуда следует, что деградация "морского" ледникового покрова здесь имела характер всплывания и распада на айсберги.

Вся остальная площадь антарктического шельфа также испытала плейстоценовые, включая позднеплейстоценовое, покровные оледенения. Количество данных, подтверждающих этот вывод, продолжает расти. К ранее известным материалам А.В.Живаго, Л.Фрейкса, Р.Филлона, П.Каррара, А.Эльверхоя и других, обобщенным в (Гросвальд, 1983; Johnson a.o., 1982), добавилось несколько новых важных работ. В частности, Е.Домак (Domack, 1985) показал, что шельф Восточной Антарктиды у берегов Земли Георга V и Земли Аделли испытал, как минимум, два цикла ледниковой эрозии, в ходе которой были снесены сотни метров осадочных пород и на поверхность вышли меловые отложения; последний из этих циклов Домак относит к позднему плейстоцену. Важное значение имеют также данные, впервые полученные по шельфу моря Амундсена и залива Пайн-Айленд(Kellogg a.o., 1985). Из них следует, что этот шельф практически целиком выстлан переуплотненными несортированными осадками, в которых Т.Келлог видит основную морену ледника, налегавшего на морское дно. Трог, занимающий дно залива Пайн-Айленд, несет ясные следы ледниковой обработки до глубины 500 м, в нем отсутствует бентосная фауна,что хорошо согласуется и с быстрым отступанием одноименного ледникового потока, выявленным по повторным съемкам из космоса (0,8 км/год), и с ролью этого потока в спуске льда Западноантарктического щита (Lindstrøm, Hughes, 1984).

Получены убедительные свидетельства сплошного оледенения нескольких ключевых участков шельфа Антарктического п-ова. Доказано, в частности, что в районе шельфового ледника Георга VI, о-вов Александра I и Аделейд подводная окраина полуострова повсеместно подвергалась ледниковой эрозии и поздневисконсинская донная морена присутствует на глубинах до 726 м (Kennedy, Anderson, 1986). А исследования Р.Уэйта, проведенные на противоположной стороне полуострова, в северной части Берега Ласситера, которые включали наблюдения за ледниковыми шрамами на нунатаках, переносом эрратики и степенью выветрелости скал, показали, что ледниковая шапка полуострова в последнюю холодную эпоху была не менее чем на 500 м мощнее, чем сейчас, и ее лед двигался по дну моря Уэдделла на северо-восток до края шельфа (Waitt, 1983). Еще раньше к такому же выводу по соседнему Берегу Орвилла пришел П.Каррара(Carrara,1981). Наконец, исследования морских геологов ФРГ показали, что и донный рельеф моря Уэдделла на площади, примыкающей к фронту современного шельфового ледника Ронне-Фильхнера, сформирован налегавшим на дно ледниковым покровом (Haase, 1986).

Следы более высоких, чем современный, уровней поверхности льда известны практически во всех красных горах Восточной Антарктиды, что в свое время отмечали П.А.Шумский и В.И.Бардин. А доказательства сравнительно недавнего (голоценового) выхода из-под льда вершин в горах Шеклтона и в массиве Вольтат (Земля Королевы Мод) получены экспедицией ГДР путем датирования мумиё, собранного в местах гнездовий антарктических буревестников (Miller, Wand, 1983).

О форме и размерах последнего плейстоценового ледникового щита Антарктиды обычно судят по известной реконструкции Т.Хьюза, выполненной путем расчета профилей поверхности льда по линиям движения. Карта Т.Хьюза включена в итоговые материалы Проекта КЛИМАП и много раз публиковалась в нашей стране и за рубежом (Гросвальд, 1983; CLIMAP, 1981). Судя по ней, ледниковый покров дифференцировался на три неравных по площади купола - Восточноантарктический, Западноантарктический и Антарктического п-ова, их вершины поднимались,соответственно, на 4050, 2660 и 2200 м выше ур.моря. Расчетный объем этого покрова - 35 млн км^3, из них 2/3 пришлось на Восточную Антарктиду и 1/3 - на Западную.

О весьма малом изменении высот в районе Полярного плато говорят и новые, повторные после Дж.Мерсера, наблюдения за продольными профилями боковых морен ледника Бирдмор, проведенные Дж.Дентоном и др. (Denton a.o., 1986). Иную форму ледникового покрова получил для максимума последнего оледенения С.М.Мягков (1989): по его реконструкции, также учитывающей результаты математического моделирования, Антарктический ледник имел в это время несколько ме́ньшие размеры - лишь на 10% больше современных, в частности ме́ньшую высоту; максимальную же высоту, по расчетам этого автора, он достигал в последнее (микулинское, или сангамонское) межледниковье.

По одной из реконструкций (Гросвальд, 1987б), Антарктида была окружена гигантским концентрическим шельфовым ледником. Его внешняя граница предположительно проходила по линии, разделяющей ареалы ледниковоморских и диатомовых илов дна Южного океана. Этот плавучий ледник должен был объединять в единую систему Антарктический ледниковый покров и ледниковые шапки о-вов Баллени, Южных Шетландских и Южных Оркнейских, а возможно также Южной Георгии и Кергелена. Последний, если верить свидетельству К.Холла (Hall, 1984), был целиком покрыт сплошным ледниковым щитом, что вряд ли было возможно при отсутствии подпора со стороны большого шельфового ледника. Динамические условия существования циркумантарктического шельфового ледника пока неясны, однако можно думать, что определенная роль в его защите от разрушения океаном принадлежала широкому поясу морских льдов, обрамлявшему ледник с севера.

Оба циркумполярных антарктических пояса - шельфово-ледниковый и ледовый морской - показаны на нашей карте (см.с.48-49 и 309 I-го тома Атласа).

В заключение раздела суммируем данные о размерах крупнейших полярных покровных ледников (без шельфовых ледников), существовавших на Земле около 20 тыс.лет назад в эпоху максимума последнего оледенения (табл.13.2).

Таблица 13.2

Полярные ледниковые покровы, щиты и купола Земли по реконструкции для эпохи максимума последнего оледенения

Ледники	Площадь, тыс.км^2	Средняя толщина, м	Объем льда, тыс.км^3
Гренландский щит	2300	2300	5500
Лаврентьевский покров	12500	2200	30000
Кордильерский комплекс	2400	800	1900
Скандинавский щит	3400	1500	5100
Карский щит	5900	1800	10500
Восточносибирский щит (включая Чукотский купол)	3000	1900	5000
Иннуитский щит	850	1100	1000
Исландский щит	250	900	220
Британский щит	500	800	400
Антарктический покров	16400	2000	35000
Итого:	47500	-	95000

13.4. Ледниковые комплексы горно-покровного типа

Помимо объединенных ледниковых покровов, соизмеримых с континентами и большими частями океанов, в Атласе нашло отражение последнее оледенение отдельных горных областей Земли. По территории бывшего СССР такие карты есть для Кавказа, Памиро-Алая, Тянь-Шаня, Алтая и Саян, а также гор Северо-Востока, а по зарубежным территориям - для Альп, Гиндукуша и Каракорума, хр.Брукса на Аляске, Анд Южной Америки и Южных Анд Новой Зеландии.

Составление единых карт для целых нагорий на основе данных разных авторов потребовало специальной работы по унификации исходных материалов. При этом мы опирались на опыт гляциологических исследований в современных горно-ледниковых районах, который показывает, что рост масштабов оледенения гор всегда означает увеличение не

только числа и длины ледников, но и толщины льда. Последнее ведет к объединению ледников соседних долин и распространению льда на водоразделы, а также к другим изменениям, усиливающим связность и сплóшность ледниковых систем. Судя по многим признакам, именно такие - покровно-сетчатые, или горно-покровные, ледниковые системы формировались в эпоху последнего оледенения на всех перечисленных выше нагорьях. Показательно, что ледниковые системы всех районов современного интенсивного оледенения - Аляски, Каракорума, о.Элсмир - также отличаются высокой степенью сплошности.

При составлении карт большое внимание уделялось изображению сравнительно мелких - каровых и долинных ледников, положение которых на периферических хребтах позволяет наиболее просто и надежно восстанавливать поля высот древней границы питания.Для этой же цели использовались данные о локальных ледниковых комплексах отдельных горных массивов и узлов. Положение всех этих ледников и комплексов было установлено по геоморфологическим данным: каровые и долинные ледники реконструированы по горным циркам (карам) и троговым долинам с замыкающими конечными моренами, локальные ледниковые комплексы - по связным системам экзарационных долин и моренных гряд,охватывающим крупные элементы горных систем. Сетчатые ледниковые системы, занимавшие основные площади в рассматриваемых горах, восстановлены по сетям троговых долин, которые образованы в результате соединения соседних магистральных трогов многочисленными долинами второго и третьего порядка, прорывающими водоразделы.

В ряде случаев - на Тянь-Шане, Восточном Саяне, горах Суитар-Хаята, Верхоянском и др. - мы предполагаем существование ледниковых куполов, т.е. небольших форм покровного оледенения. Основанием для этого служат плановая форма конечно-моренных образований, почти полное отсутствие нунатаков, рельеф интенсивной экзарации, одинаково интенсивно развитый и в долинах, и на междуречьях, а также наличие корытообразных долин ледникового прорыва, которые секут основные хребты, свидетельствуя о несовпадении главных ледоразделов с водоразделами подстилающих лед поверхностей.

Впрочем, основным материалом для составления карт горно-покровных комплексов послужили литературные данные, а перечисленные выше приемы использовались лишь для контроля и устранения противоречий в них. Примеры конкретных реконструкций приведены в ряде публикаций отдельных составителей и редакторов карт (см., например, Гросвальд, 1987а; Гросвальд и др., 1987; Серебрянный, Тимофеева, 1985).

Средние значения толщины льда горно-покровных комплексов приняты близкими к 400-500 м, что соответствует результатам расчетов, выполненных для таких образований Дж.Холлином и Д.Шиллингом (Hollin, Shilling, 1981), а также данным прямых измерений на современных сетчатых системах Аляски и островов Канадской Арктики. Эти приблизительные определения вместе с итогами измерений, выполненных по картам масштабов 1:2 500 000 и 1:8 000 000 М.Ю.Гнедовской, О.Н.Соломиной и Ж.Г.Шиориной (Институт географии РАН), дали возможность оценить как площади, так и объемы горного оледенения (табл.13.3).

Одним из основных элементов содержания карт служат высоты границы питания древних ледников, показанные с помощью изохион. Для большинства районов 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. Для районов особенно интенсивного оледенения, в частности Центрально-Азиатского нагорья, высотное положение климатической снеговой линии определялось методом Гефера.

В результате были получены поля изохион, рисунок которых позволяет судить о направлениях движения влагонесущих воздушных масс и ориентировке градиентов температур воздуха в летние периоды. Так, сводная карта высот границы питания древних ледников на территории бывшего СССР (рис.13.4а) показывает следующее. Области влияния западных ("атлантических") и восточных ("тихоокеанских") влагонесущих воздушных масс

Таблица 13.3

Крупнейшие ледниковые комплексы горно-покровного типа

Названия ледниковых комплексов	Площадь, тыс.км^2	Средняя толщина, м	Объем льда, тыс.км^3
Евразия			
Альпийский	30	500	15
Кавказский	20	600	12
Памирский	115*	700	80*
Тяньшанский	135*	600	80*
Алтайский	90	500	45
Саяно-Тувинский	90	500	45
Байкальский	115	400	40
Верхоянский	225	500	110
Черский	85	400	35
Сунтархаятинский	180	500	90
Колымский	200	500	100
Камчатско-Корякский	540	500	275
Тибетский	2200	1100	2300
Итого:	4025	-	3227
Северная Америка			
Комплекс хр.Брукса	100	500	50
Комплексы гор Запада США	130	220	30
Южная Америка и другие области			
Патагонский	480	700	340
Комплексы гор Венесуэлы, Боливии, Перу, Колумбии, Эквадора	120	200	25
Южноальпийский (Новая Зеландия)	40	500	20
Субантарктических островов	50	500	25
Итого:	920	-	490
Всего	5120	-	3720

** По новым данным, не отраженным на картах регионального раздела.*

были резко асимметричны, а их граница сдвинута на восток, так что она проходила по диагонали от верховьев Зеи через долины Алдана и Колымы к северному берегу Чукотского п-ова. На рисунок изохион оказывал влияние также орографический фактор, с которым, очевидно, следует связывать чрезвычайно высокие градиенты изохион на профилях, идущих меридионально от Новосибирских о-вов, горных систем Саян и Алтая, или широтно через западный склон Верхоянского хребта и восточные склоны Камчатки и Корякского нагорья. Наименьшие высоты изохион, вплоть до нулевых, устанавливаются на крайнем севере Восточной Сибири и на тихоокеанской стороне Корякского нагорья и Чукотки, поэтому весьма вероятно покровное оледенение примыкающих к соответствующим побережьям шельфов.

Палеоклиматические условия горных областей до сих пор известны существенно хуже, чем для равнинных территорий. 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 представление о древних климатах собственно горных районов. Тем не менее вряд ли можно сомневаться, что общее похолодание, составившее на материках в среднем 7-8°, в той же мере проявилось и в горах. Данные же об атмосферных осадках, выпадавших в горах во время последнего оледенения, еще недавно полностью отсутствовали. Теперь, однако, появилась возможность восполнить этот пробел с помощью методов численного моделирования на ЭВМ или, как мы это уже делали в работах по Саяно-Тувинскому нагорью и горам восточной части СССР (Гросвальд, 1987а:., Гросвальд и др., 1987), - путем расчета по методу А.Н.Кренке (1982).

Указанный метод позволяет рассчитывать интенсивность питания ледников и определять суммы твердых осадков на высотах границы питания горных ледников. Располагая

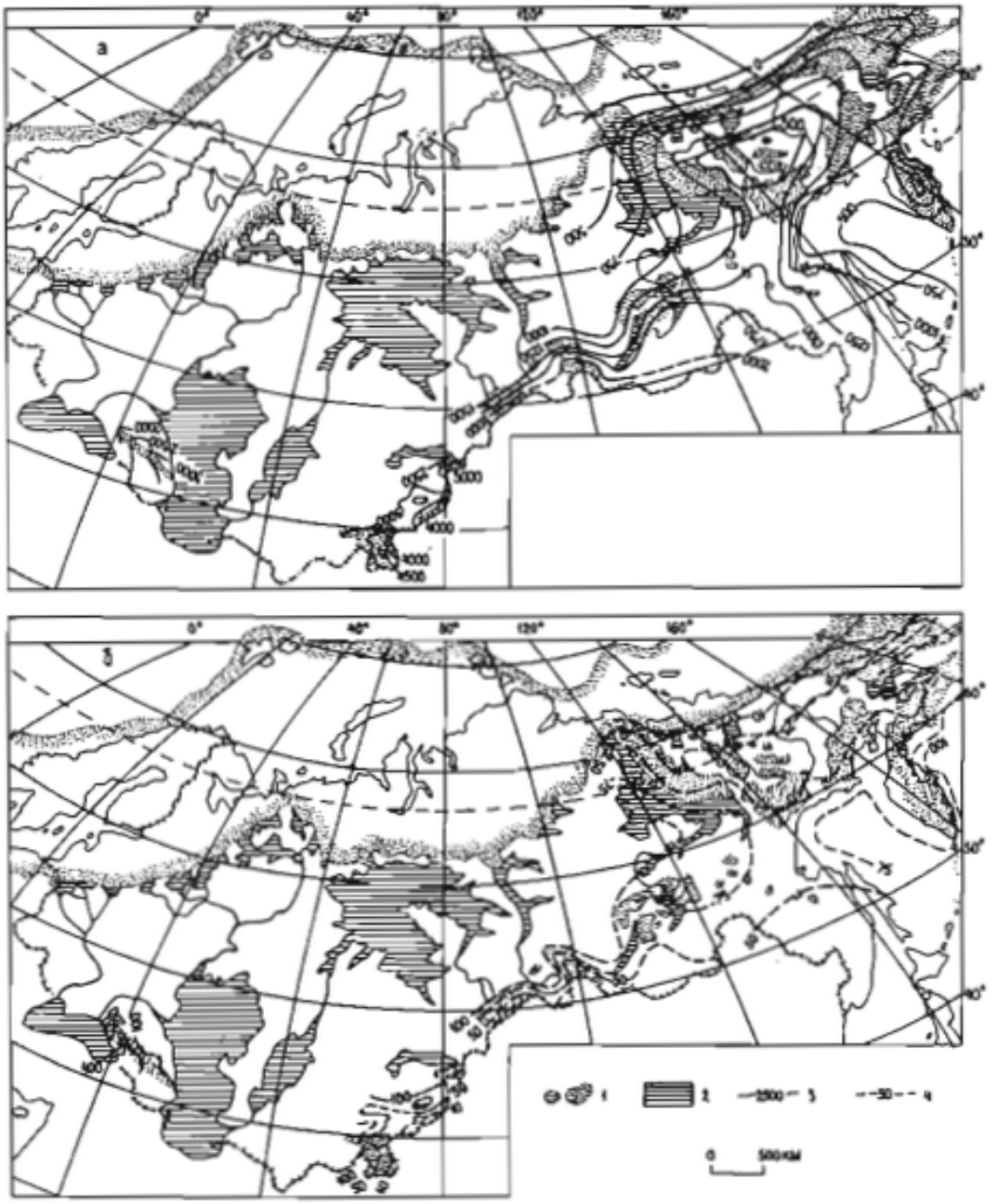


Рис.13.4. Высоты границы питания (а) и аккумуляция на этой высоте (б) у плейстоценовых ледников в горах на территории бывшего СССР. Реконструкцию выполнила Л.Н.Глебова. 1 - ледниковые щиты и горно-покровные комплексы, 2 - пресноводные бассейны, 3 - изохионы и их высота в м, 4 - изолинии аккумуляции ($г/см^2$), рассчитанной при допущении о снижении средней летней температуры на 7° относительно современной

этим методом, Л.Н.Глебова смогла использовать палеоизохионы, представленные на рис.13.4а, для построения карты интенсивности питания позднеплейстоценовых ледников (см.рис.13.4б). При этом она опиралась на формулу Кренке и Ходакова, описывающую связь между значениями абляции и средними температурами летних периодов, на данные о современных летних средних температурах, рассчитанных Г.М.Моисеевой (Институт географии РАН), а также на допущение, согласно которому высотные градиенты температур во всех горных районах были аналогичны современным. В значения температур на примыкающих к горам участках равнин, "снятые" с карты Г.М.Моисеевой, были введены поправки на похолодание, принятые равными -7°, что сделано по рекомендации ряда палинологов. Конечно, было бы желательно исходить из палеотемператур, непосредственно

определенных палеоботаническими и другими геологическими методами, однако пока это сделать невозможно. Учитывалось и выхолаживание воздуха над ледниками, для чего вводились поправки на температурные скачки у дистальной границы приледниковой зоны и у краев собственно ледниковых комплексов. Более подробное описание метода приведено в (Гросвальд, 1978а).

Рис.13.4б подтверждает старую концепцию, согласно которой самым сухим районом на севере Евразии были котловины и низкогорья Северо-Востока в низовьях Колымы и Индигирки - менее 10 г/см^2 на высоте расчетной границы питания. В то же время во всех окружающих горах, включая Верхоянский и Колымский хребты и горы Черского, наветренные склоны получали по 50 г/см^2 влаги, т.е. вдвое больше, чем предполагалось раньше. Еще более интенсивным было питание ледников, приуроченных к наветренным склонам гор Средней Азии, Южной Сибири и тихоокеанского побережья: в среднем они получали до 100 г/см^2 влаги. Рекордной была аккумуляция на ледниках Западного Кавказа, которая, по расчетам, доходила до 300 г/см^2. Таким образом, данная карта устраняет видимое противоречие между высокой степенью оледенения гор на территории бывшего СССР, устанавливаемой по геологическим данным, и малым количеством осадков в этих горах, следующим из прежних реконструкций климата.

Исключительное место среди всех горно-покровных комплексов мира принадлежит Тибетскому комплексу. Это обусловлено и его огромными размерами, сближающими комплекс с объединенными ледниковыми покровами полярных областей, и новизной материалов, относящихся к оледенению Центральной Азии, поэтому рассмотрим его подробнее.

13.4.1. Тибетский горно-покровный комплекс

Тибетский ледниковый комплекс формировался на Центрально-Азиатском нагорье - гигантском орографически едином горном сооружении Центральной Азии, которое образовано хребтами и плоскогорьями Памира, Гиндукуша, Каракорума, Гималаев, Тибета, Куньлуня, Наньшаня и Сино-Тибета. Это нагорье - самое высокое и обширное в мире: его площадь достигает 2,5 млн км^2, плоскогорный цоколь имеет высоту 4-5 км над ур.моря, а краевые и внутренние хребты поднимаются до 6-8 км.

Проблема древних оледенений нагорья до недавнего времени оставалась нерешенной и остро дискуссионной. Представления о характере и масштабах древнего оледенения здесь складывались в основном под влиянием общих соображений о плейстоценовом климате Центральной Азии, который рисовался крайне сухим, а потому неблагоприятным для образования больших ледников. Идея об исключительной сухости этого климата и о ее направленном усилении по мере поднятия периферических гор и роста их экранирующего влияния была впервые высказана С.Гедином, а затем поддержана и развита многими исследователями.

В соответствии с концепцией Гедина, интенсивность древних оледенений Тибета и окружающих гор была сравнительно низкой. Все известные реконструкции, включая карту Б.Андерсена (Andersen, 1981), составленную в связи с Проектом КЛИМАП, дают сходную картину. Судя по ним, древние ледники были приурочены здесь лишь к краевым и внутренним хребтам и оставляли свободными от льда основные площади высоких плато, так что степень оледенения всего нагорья не превышала 20%.

Большую роль в укреплении этих представлений сыграла сводная работа Х.Виссмана (Wissmann, 1959), в которой обобщены практически все данные по оледенениям Центральной Азии, ставшие известными до конца 50-х годов. По Виссману, депрессия позднеплейстоценовой границы питания ледников Западного Тибета составляла 200-300 м, в средней части нагорья была близка к 600 м и лишь на его крайнем юго-востоке увеличивалась до 700-1000 м. Широко известно мнение о малом размахе последнего оледенения и низких значениях депрессии границы питания и на крайнем западном выступе нагорья, образуемом Памиром (А.К.Трофимов и др.).

Перелом во взглядах на масштабы древнего оледенения Тибета и окружающих хребтов произошел в 80-х годах, что было связано с научными итогами нескольких запад-

Югерманских и китайско-западногерманских экспедиций в Тибет и Гималаи. Особенно важное значение имели экспедиции в северо-восточный Тибет, Наньшань и Цайдамскую впадину в 1981 г. и в 1984 г. в Тибетские Гималаи, Трансгималаи и долину Цангпо, или Верхней Брахмапутры. В обоих районах выполнены многочисленные определения нижних пределов распространения морен, ледниковой штриховки, следов древней мерзлоты, рассчитаны значения депрессии границы питания, собраны образцы для датирования стадий убывания оледенения по ^{14}C. Успехи в определении положения краев древне-ледниковых комплексов стали здесь возможны благодаря особой методике, разработанной М.Куле (Kuhle, 1984) для полевой диагностики и дешифрирования краевых образований, характерных для окраин семиаридных горно-ледниковых районов. Куле показал, что для последних лучшим индикатором положения концов древнеледниковых лопастей служат не нормальные конечные морены, а мощные шлейфы флювиогляциального щебня и песка. Эти образования получили название "краевых ледниковых рампов", их длинные дистальные склоны имеют слегка вогнутые профили и углы падения от 7 до 10-15°, а проксимальные склоны, падающие под углами 20-40°, представляют собой поверхности ледникового контакта. Плановые контуры краевых зандров имеют подковообразную форму, которая легко опознается на космических снимках.

Картирование краевых зандров, участков холмистой морены, ледниковых шрамов и прочих следов оледенения позволило установить минимальные уровни, до которых спускались ледниковые лопасти, а затем и определить депрессию климатической снеговой линии. В итоге было доказано, что эта депрессия варьировала в северо-восточном Тибете и Наньшане от 800-900 до 1200-1300 м, составив в среднем 1180 м (Kuhle, 1987). Таким образом, депрессия климатической снеговой линии, постулированная для названных частей нагорья Х.Виссманом, оказалась занижена примерно вдвое.

Правильность этого вывода подтверждена несколькими группами фактов. В частности, в его пользу говорят результаты датирования некоторых стадиальных морен. Так, морены стадии Наури, изученные Куле в районе Эвереста и известные также в других районах южного и северо-восточного Тибета, соответствуют снижению снеговой линии на 600-710 м, т.е. на величину, которую Виссман считал максимальной. Между тем абсолютный возраст морен этой стадии оказался равным не 18-20 тыс.лет, а лишь 4100-4200 лет, откуда следует, что они сформированы в голоцене. Так что к максимуму последнего оледенения во всех этих районах приходится относить морены более низких уровней, которые, кстати, и присутствуют во всех ледниковых долинах.

К такому же выводу приводят наблюдения за высотным положением нижней границы следов плейстоценовой мерзлоты. Площадное картирование таких реликтовых мерзлотных форм, как разрушенные булгунняхи с остатками сегрегационного и инъекционного льда, древние структурные грунты и ископаемые солифлюкционные натеки, привело к заключению, что депрессия этой границы на севере и юге Тибета также составляла 800-1250 м (Kuhle, 1985).

Наконец, весьма важно, что значения депрессии снеговой линии, полученные для Тибета, весьма близки к ранее определенным для других горных районов Центральной Азии. Так, в юго-западном Каракоруме, по С.Портеру (Porter, 1970), граница питания ледников в рассматриваемое время опускалась на 900-1100 м; в Гиндукуше, по данным А.Дезио (Desio, 1975) - на 1100-1200 м; в аридных горах юго-восточного Ирана, по работам того же М.Куле - до 1500 м. По нашим наблюдениям, в приссыкульской части Тянь-Шаня позднеплейстоценовая депрессия этой границы составляла около 1100 м.

Высоты, до которых снижалась климатическая снеговая линия, в среднем составляли на северо-восточном Тибете 3845 м, в южном Тибете около 4700 м (Kuhle, 1987). В то же время уровень плоскогорного цоколя нагорья, как уже указывалось, там составляет 4000-5000 м. Так что с началом позднеплейстоценового похолодания обширные площади этого цоколя, включая днища ряда высокоподнятых межгорных впадин, оказывались лежащими выше снеговой линии и становились бассейнами накопления фирна и льда.

Эти расчеты и соображения хорошо согласуются с результатами полевых геоморфологических исследований, а также с данными дешифрирования аэрокосмических материалов. Они показали, что в пределах Тибета морфологически свежие следы ледников распространены практически повсеместно. Впрочем, этот вывод, резко противоречащий концепции Гедина-Виссмана, был впервые сделан за десятилетия до работ китайско-западногерманских экспедиций Э.Хентингтоном, Э.Тринклером, а также рядом китайских геологов. В.М.Синицын (1958) еще 30 лет назад писал, что факты, собранные им в разных частях Тибета и Кунь-Луня, несомненно свидетельствуют об огромных масштабах древнего оледенения Высокой Азии, и древнеледниковые ландшафты в ней едва ли не преобладающие.

Все следы древнего оледенения нагорья - моренные гряды, камы, троговые долины и другие экзарационные формы - отличаются прекрасной сохранностью, что свидетельствует о молодости соответствующего оледенения. О том же говорят уже упоминавшиеся результаты радиоуглеродного датирования стадиальных морен. Позднеплейстоценовый возраст оледенения "озерного плато" Тибета, т.е. всего высокого цоколя нагорья, следует и из данных радиометрических и седиментологических исследований осадков тибетских озер, а также из расчетов времени, затраченного на накопление в них солей. Те и другие показали: возраст этих озер - позднеледниковый, он лишь немногим превышает 10 тыс.лет (Hövermann, 1987).

Наконец, в пользу принадлежности следов оледенения, наблюдаемых на поверхности нагорья, к позднему плейстоцену, говорят и данные о новейших и современных поднятиях Тибета. В последние годы установлено, что нагорье приурочено к зоне современного поддвигания литосферной плиты Индостана под Тибет, направленного на север и идущего со скоростью 5 м в 100 лет. Следствие этого - новейшее поднятие Тибетского плато, общая амплитуда которого достигала 4-5 км. Это поднятие неизбежно вело к нарастанию площадей оледенения от начала плейстоцена к его концу, в связи с чем максимальных размеров должно было достигать последнее из них, позднеплейстоценовое.

Морфология и климатическая роль комплекса. Согласно первой реконструкции, выполненной М.Куле (Kuhle, 1987), позднеплейстоценовое оледенение Центрально-Азиатского нагорья имело форму гигантского, сложно построенного горно-покровного комплекса. По оценке автора реконструкции, последний распространялся на 2,0-2,4 млн км^2, т.е. был близок по площади к плейстоценовому Гренландскому ледниковому щиту. В своей западной части Тибетский комплекс был единым; в нем сливались горно-покровные системы Памира, Кунь-Луня, Гиндукуша, Каракорума, западной половины Гималаев и заключенного между ними участка Тибетского плато. Восточнее 84-85° в.д. от комплекса "отщеплялась" Гималайская горно-ледниковая система, для которой была характерна типично сетчатая морфология, а восточнее 90° в.д. - ледниковая система гор Наньшань.

Центр Наньшанской горно-покровной системы совпадал с горами Какиту (38°с.ш.), а центр собственно Тибетского комплекса, располагавшегося между депрессией Цайдама и безледными участками долины Цангпо, приходился на район хребта Тангла (33° с.ш.). Этот хребет, достигающий высот 6200-6500 м, на полтора километра возвышается над поверхностью окружающего плато, которое имеет отметки 5000-5500 м.

Согласно данной - первой - реконструкции, учитывавшей высоты ледникого ложа и положение следов контакта древних ледников со склонами горных гряд и пиков, толщина льда на Тибете в среднем составляла около 800 м, а в долинах и межгорных впадинах Гималаев доходила до 1600 м. Однако в 1988 г., после очередной экспедиции в Центральную Азию, М.Куле (Kuhle, 1988) опубликовал новую реконструкцию, из которой следует вывод о еще более высокой степени оледенения нагорья и о ином - более интенсивном - его типе. Опираясь на новые данные по гляциальной геоморфологии, собранные им в Каракоруме и на Тибете, на повторные нивелировки, указывающие на большой размах гляциоизостатического воздымания Тибетского плато, а также на результаты чи-

сленного моделирования, Куле сделал заключение, что значительная часть Центрально-Азиатского нагорья покрывалась выпуклым ледниковым щитом. Судя по профилю (рис.13.5), максимальная толщина этого щита достигала 2,5-3 км, а его вершинная поверхность оказывалась на абс.высоте 7 км. По расчетам, учитывающим морфологию ледникового щита и его ложа, в оледенении нагорья связывалось около 2,2 млн км^3 воды, откуда следует, что образование Тибетского ледникового комплекса вызывало эвстатическое снижение уровня Мирового океана на 5,4 м, а все древнее оледенение Центральной Азии по своим масштабам превосходило современное более чем в 20 раз.

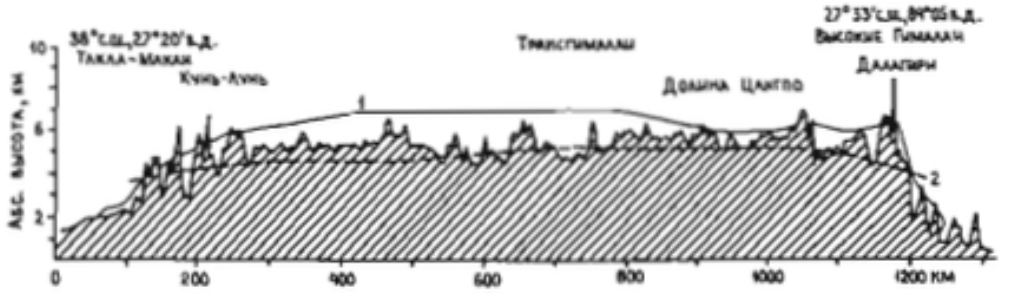


Рис.13.5. Реконструкция позднеплейстоценового Центрально-Азиатского ледникового щита. По М.Куле (Kuhle, 1988). 1 - поверхность ледника, 2 - климатическая снеговая линия

Высокая степень древнего оледенения Центрально-Азиатского нагорья заставляет по-новому взглянуть на его палеоклиматические условия. Сведения об одном из показателей этих условий, палеотемпературном, мы находим опять-таки в работах М.Куле (Kuhle, 1987, 1988). По его расчетам, основанным на депрессии климатической снеговой линии и высотных температурных градиентах, летние периоды в южном и северо-восточном Тибете были холоднее современных на 7,1-9,5°. Похолодание этих же периодов в Каракоруме, определенное по аналогичной методике, составляло 8,8°. По-видимому, снижение летних температур всего нагорья в позднем плейстоцене было близко к 8,0-8,5°, что хорошо согласуется с современными представлениями о "ледниковых" похолоданиях материков (Гросвальд, 1987б; Ясаманов, 1985). Впрочем, вывод о 8-9-градусном похолодании летних периодов нам кажется излишне осторожным: если в настоящее время средние летние температуры на Тибетском плато составляют около 10°С, то в плейстоцене, когда оно покрывалось фирново-ледяной толщей, они неизбежно снижались до -10 или -15°С, т.е. падали на 20-25°.

При оледенении изменялись и условия атмосферной циркуляции, что неизбежно сказывалось на механизмах формирования и суммах осадков, участвовавших в питании Тибетского ледникового комплекса. Как сейчас установлено, позднеплейстоценовая циркуляция Центральной Азии имела две особенности, отличавшие ее от современной. Первая из них состояла в резком усилении западного струйного течения и в сдвиге его траектории на 20° к югу относительно путей современных атлантических циклонов. Как показывают новейшие эксперименты по численному моделированию палеоклимата (Kutzbach, Wright, 1985), главная ветвь этого мощного воздушного течения насыщалась водяным паром над энергоактивными зонами Северной Атлантики, огибала с юга Евразийский ледниковый покров и вторгалась в пределы Центрально-Азиатского нагорья со стороны Памира и Кунь-Лунь, питая снегом их ледниковые системы. Показательно, что неизбежность таких изменений в атмосферной циркуляции эпох теперь понимает и Х.Флон, еще недавно поддерживавший идеи С.Гедина. В своей новейшей работе он показал, что во время последнего глобального похолодания вся северная окраина Центрально-Азиатского нагорья оказывалась в зоне влияния западного воздушного течения, которое ста-

новилось более мощным и влажным; по его оценке, эти изменения должны были обеспечить рост осадков минимум в 3-5 раз (Flohn, 1987).

Вторая особенность атмосферной циркуляции ледниковых эпох состояла в принципиальной перестройке механизмов переноса богатых влагой воздушных масс из северной части Индийского океана к ледникам нагорья. Если в современных условиях этот перенос происходит благодаря муссонам, которые связаны с нагревом Тибетского плато летом и его охлаждением зимой, и если муссонные ветры развиваются в нижней части тропосферы, так что их влага легко перехватывается склонами Гималаев, то в ледниковую эпоху картина в корне менялась. Муссонная циркуляция затухала: Тибетское плато выхолаживалось не только зимой, но и летом, и над ним формировалась климатическая область высокого давления, подобная квазистационарным антициклонам Антарктиды и Гренландии.

Это подтверждено данными палеоботанических исследований. Пыльцевой анализ датированных грунтовых колонок, поднятых со дна восточной части Аравийского моря, позволил сделать вывод, что в интервале времени от 22 до 18 тыс.лет назад, т.е. в максимум последнего оледенения, на юго-западном побережье Индостана исчезала мангровая растительность, служащая здесь индикатором влажного муссонного климата. Аридность Индостана, установленная для этого времени, объясняется резким ослаблением муссонных юго-западных ветров и соответствующим снижением летних осадков и стока (Van Campo, 1986). Связь между степенью оледенения Тибета и интенсивностью муссонной циркуляции региона выявляется и в настоящее время, причем она настолько тесна, что с успехом используется для прогноза погоды. Из многолетних наблюдений китайских синоптиков следует, что даже такие слабые флуктуации нивально-гляциальной системы Тибета, как увеличение толщины и продолжительности залегания зимне-весеннего снежного покрова, вызывают запаздывание и ощутимое ослабление летних муссонов (Котляков, Кренке, 1982).

Характер атмосферной циркуляции в ледниковых антициклонах сейчас известен достаточно хорошо (Denton, Hughes, 1983). Судя по аэрометеорологическим наблюдениям в районах современного оледенения, ледниковые щиты сильно охлаждают нижнюю тропосферу, в которой формируется слой приповерхностной инверсии температуры толщиной в сотни метров и устанавливается режим постоянных центробежно направленных ветров. Выхоложенные надо льдом воздушные массы стекают от центров к периферии ледниковых щитов, причем весь этот сток происходит в нижней тропосфере, захватывая приземный слой толщиной не более 2-3 км. А над ним возникают противотечения, которые несут богатые водяным паром массы воздуха к центрам ледниковых покровов, где они опускаются и компенсируют потери, связанные с ветрами инверсии.

Можно предполагать, что аналогичные циркуляционные ячейки существовали и над плейстоценовыми ледниковыми покровами. Движение воздуха в подобной ячейке, формировавшейся над Центрально-Азиатским нагорьем, обеспечивало тибетские ледники влагой и энергией, приносимыми с севера Индийского океана. В соответствии с циркуляцией в ячейках данного типа перенос водяного пара здесь шел не в приземных слоях воздуха, а в верхней тропосфере, так что экранирующее влияние краевых хребтов сводилось к минимуму.

Новые данные о размерах и морфологии оледенения Тибетского плато проливают свет на механизмы, с помощью которых незначительные похолодания, вызываемые периодическими возмущениями земной орбиты, испытывали усиление, приводившее к сильным разрастаниям криосферы планеты. Они показывают особенности Тибетского ледникового покрова, отличавшие его от высокоширотных ледниковых щитов: атмосфера над этим покровом была разрежена и прозрачна, а углы, образуемые солнечными лучами с его поверхностью, близки к прямому. Поэтому тепловые потери Земли, вызванные образованием Тибетского покрова с его высоким альбедо и способностью к почти полному излучению по-

глощенной им энергии, должны были в 3-4 раза превышать аналогичные потери, связанные с близким по площади, но лежащим в высоких широтах Гренландским ледниковым щитом.

13.4.2. Патагонский и другие горно-покровные комплексы

Общее количество ледниковых комплексов горно-покровного типа исчислялось многими сотнями. Из них наиболее крупными были Патагонский комплекс Анд Южной Америки и сложно построенные ледниковые системы Северо-Востока Евразии - Камчатско-Корякский, Колымский, Сунтархаятинский и Верхоянский (см.табл.13.3). Их морфология - переходная от сетчатой к покровной, что отражено на картах Атласа. Отметим здесь, что выяснение грандиозных масштабов оледенения гор Северо-Востока стало одной из неожиданностей для палеогляциологов и четвертичных геологов, поскольку до недавнего времени считалось, что этот район почти не испытывал оледенения из-за сухости плейстоценового климата.

Привлекают внимание и новые оценки площадей оледенения Памира и Тянь-Шаня, которые раньше тоже преуменьшались. Эти оценки базируются на результатах полевых исследований в ряде ключевых районов обеих областей, проведенных Институтом географии РАН и показавших, что позднеплейстоценовая депрессия границы питания в них составляла не менее 1000 м. По предварительным реконструкциям, учитывающим данное значение депрессии, а также конкретные результаты геоморфологических наблюдений, вюрмские ледниковые комплексы Тянь-Шаня и Памира сливались как между собой, так и с такими же комплексами Гиндукуша и Тибетского нагорья, образуя гигантскую дугу, с трех сторон охватывавшую Таримскую впадину.

Патагонский горно-покровный комплекс по своей морфологии и условиям питания был чрезвычайно близок Кордильерскому, объединявшемуся с Лаврентьевским покровом и ледниковыми системами Берингии. Он располагался в Патагонских Андах (Южная Америка) к югу от $36^{\circ}30'$ ю.ш. и состоял из цепочки больших ледниковых куполов и сетчатых систем. К югу от о.Чилоэ западный край комплекса выходил на континентальный шельф, достигая его внешнего края на глубинах около 200 м. Широтная зона, заключенная между этим краем и современной береговой линией, преобразована в типичный ледниково-экзарационный ландшафт - ансамбль фьордов, подводных желобов-трогов и тысяч остаточных островов и шхер. Восточный край Патагонского комплекса оканчивался на восточном предгорном плато Анд. Выдвигавшиеся сюда ледниковые лопасти оставили ложбины языковых бассейнов, подпруженных моренными грядами; сейчас эти ложбины служат ваннами аргентинских озер Буэнос-Айрес, Сан-Мартин, Вьедма, Архентино, а также ряда других бассейнов; одна из таких ложбин стала Магеллановым проливом.

Есть надежные радиоуглеродные данные, из которых следует, что последний Патагонский комплекс достигал своего максимума около 20 тыс.лет назад, т.е.одновременно с ледниковыми покровами Северного полушария и Антарктиды. Площадь этого комплекса составляла 480 тыс.км^2, а объем около 340 тыс.км^3 (Hollin, Schilling, 1981).

Южноальпийский горно-покровный комплекс Южного острова Новой Зеландии был уменьшенной копией Патагонского. Он имел такую же морфологию, его юго-западная часть так же выдвигалась на островной шельф, где была выработана живописная система фьордов, а восточный край оканчивался в предгорьях Южных Альп. Площадь этого комплекса, по тем же данным, составляла 40 тыс.км^2, а его объем 20-25 тыс.км^3.

Довольно значительные масштабы имело оледенение Субантарктических островов, особенно их групп, входящих в дугу Скоша, и о.Кергелен. По оценке Д.Сагдена и Ч.Клапертона, приведенной Холлином и Шиллингом, суммарная площадь их ледниковых шапок была не менее 50 тыс.км^2, что при средней толщине льда 500 м дает объем 25 тыс.км^3.

Среди прочих горных комплексов заслуживают внимания сетчатая ледниковая система хр.Брукса на Аляске, детально изученная Т.Хамильтоном (Glaciation in Alaska, 1986), ледниковые системы умеренной зоны гор североамериканского Запада, среди ко-

торых выделялась ледниковая шапка Йеллоустонского района в штате Вайоминг, имевшая меридиональное протяжение около 200 км, а также горные комплексы экваториальных и тропических частей Анд Южной Америки. Среди последних особенно крупных размеров достигали ледники Перу, суммарная площадь которых была больше 90 тыс.км^2.

Судя по табл.13.3, самые крупные горно-покровные комплексы Земли имели общую площадь более 5 млн км^2, их объем превышал 3,7 млн км^3. Суммировав эти данные со сведениями из табл.13.2, мы можем сделать вывод, что общая площадь покровного и горно-покровного оледенения планеты в максимум последнего глобального похолодания, около 20 тыс.лет назад, была близка к 50 млн км^2 без шельфовых ледников, а объем льда составлял с некоторым округлением в сторону уменьшения 100 млн км^3.

Глава 14. РОЛЬ СНЕГА И ЛЬДА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Исследование системы оледенение-океан позволило выяснить механизмы зарождения, роста и деградации плейстоценовых ледниковых покровов и доказать, что массообмен, теплообмен, а также динамические взаимодействия в этой системе, т.е. прямые и обратные связи между ее "блоками", играют центральную роль в формировании и изменениях климата четвертичного периода вообще, и ледниковых климатов - в особенности.

Термин "ледниковые климаты" обычно используют для обозначения таких типов климата, при которых могут существовать ледники (Котляков, 1968). Однако в этом определении затушевана роль самих ледников как климатообразующего фактора. Поэтому в (Гросвальд, 1987б) предложено понимать под ледниковыми климатами такие их типы, которые формируются при ведущей роли активных взаимодействий атмосферы и, особенно, океана с природными льдами. Соответственно, для характеристики ледниковых климатов плейстоцена необходимо рассмотреть механизмы и следствия таких взаимодействий, как прямых, так и обратных. Предложенная в упомянутой работе модель имеет качественный характер, однако она заслуживает внимания, поскольку в ней не только отведена главная роль ледниковому "блоку",который в большинстве существующих моделей системы оледенение-океан-атмосфера игнорируется, но и сам этот "блок" впервые представлен во всей его сложности - с "морскими" ледниковыми щитами, шельфовыми ледниками и ледяными потоками, объединенными в сложные, динамически целостные комплексы.

Рассмотрев различные аспекты современных взаимодействий в системах оледенение-океан-атмосфера, А.Н.Кренке (1987) показал, что и сейчас определяющая роль в динамике этих систем принадлежит океану и оледенению. Влияние океана на оледенение происходит несколькими путями и прежде всего через обеспечение атмосферного питания ледников. В современную эпоху океан поставляет практически всю массу водяного пара, при конденсации которого формируются снежные осадки, выпадающие в районах оледенения. В этой связи важнейшим фактором, определяющим интенсивность питания ледников служит близость ледниковых районов к океану и их позиция относительно путей переноса океанических воздушных масс. Именно поэтому 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, или ЭАЗО, в изучение которых большой вклад внесен советскими учеными (Г.И.Марчуком, А.С.Саркисяном, Д.Г.Сеидовым, В.А.Бурковым и др.). Согласно их определению (см., например Бурков, 1987), для этих зон характерны резкие температурные градиенты, интенсивный турбулентный теплообмен водных масс с атмосферой, высочайшие скорости испарения и напряженная циклоническая деятельность. Оледенение здесь выступает не только как продукт процессов, идущих в ЭАЗО, но и как активный агент их образования: в типичном случае такие зоны возникают на участках столкновения и взаимодействия теплых течений со снежно-ледниковыми массами побережий и холодной водой ледовитых морей. Достаточно сказать, что обе круглого-

дичные барические депрессии, существующие в современную эпоху - Исландская и Субантарктическая - расположены на контактах теплых океанических течений с ледниковыми покровами Антарктиды и Гренландии.

Сейчас также ясно, что одним из основных механизмов обратного воздействия оледенения на океан служит айсберговый сток, т.е. поступление в океан масс холодного льда в виде айсбергов, продуцируемых ледяными потоками, выводными и шельфовыми ледниками полярных ледниковых комплексов. Идея о глобальной климатической роли айсбергового стока в ее приложении к современным полярным областям, впервые высказанная В.М.Котляковым и А.Н.Кренке (1980), а также другие выводы, сделанные при рассмотрении взаимодействий современного оледенения с океаном, имеют фундаментальное значение для реконструкций тех же процессов во время глобальных похолоданий плейстоцена.

Плейстоценовые разрастания оледенения могли идти только за счет изъятия воды из 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 рост оледенений сопровождался падением уровня океана, а дегляциация - его повышением. Геологические данные о высотах или глубинах, а также об абсолютном возрасте морских береговых линий, к которым в последнее десятилетие прибавились результаты изотопно-кислородных исследований раковин морских организмов из глубоководных осадков океана, подтвердили указанную зависимость. Они также позволили построить гляциоэвстатические графики, отражающие изменения объема океанской воды по времени, - графики, которые одновременно служат палеогляциологическими кривыми, описывающими суммарные изменения оледенения Земли (Имбри, Имбри, 1988; Denton, Hughes, 1983; Nakada, Lambeck, 1988 и др).

При рассмотрении таких графиков, построенных по изотопно-кислородным данным Н.Шеклтона, У.Брёккера, Ж.-К.Дюплесси и других исследователей для последнего ледниково-межледникового цикла (130 тыс.лет), выясняется следующее (рис.14.1А). Цикл отчетливо распадается на две неравные части: длительный период роста оледенения, растянувшийся более чем на 90 тыс.лет, от 115 до 20 тыс.лет назад, и короткий период его ликвидации, занявший не более 10 тыс.лет. Иными словами, эти графики имеют форму косых зубьев пилы с длиной периода около 100 тыс.лет и амплитудой изменений уровня океана и объема льда, равных соответственно 130-150 м и 70-80 млн км^3. Последнее значение - разность между объемом льда эпохи максимума оледенения и тем же объемом, сохраняющимся в современную эпоху (Nakada, Lambeck, 1988, Peltier, 1988).

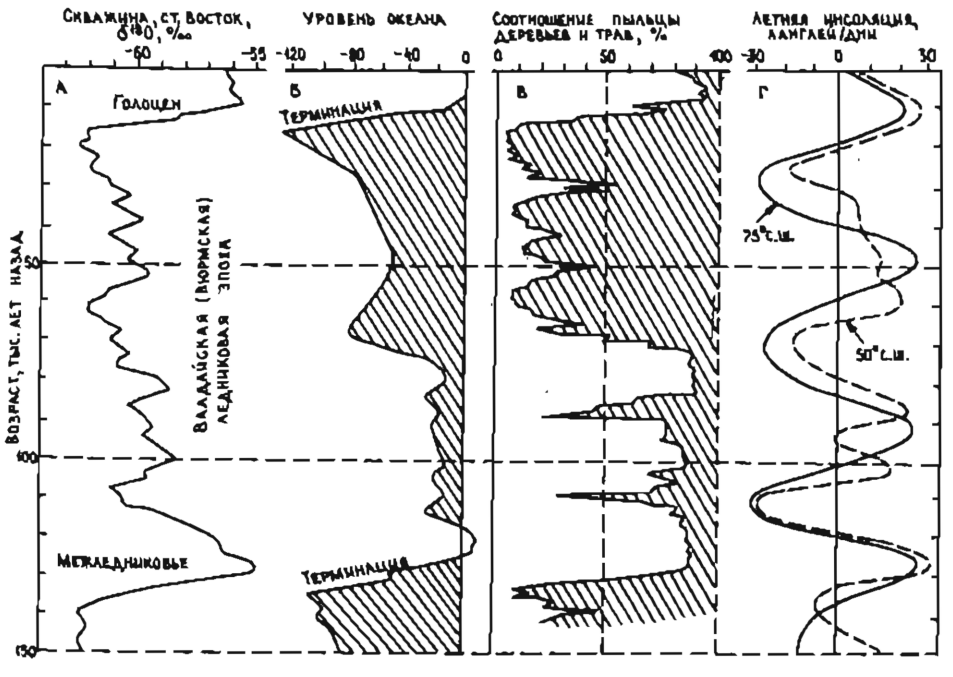


Рис.14.1.Сопоставление изотопно-кислородной кривой, составленной по данным анализа ледяного керна из скважины на станции Восток Антарктида (А), с гляциоэвстатической кривой (Б), с колебаниями в соотношении пыльцы древесной и травянистой растительности в торфянике Гран-Пиль (Франция) (В) и с изменениями летней инсоляции в высоких и средних широтах Северного полушария (Г). Заштрихованные площади пропорциональны массе льда в ледниковых покровах (график Б) или площади холодной приледниковой тундры (график В)

По имеющимся данным о ходе роста и убывания оледенения очевидно, что ни один из отдельных отрезков графиков, взятый сам по себе, не может адекватно характеризовать климат целой ледниковой эпохи и нельзя говорить об одном осредненном ледниковом климате. Тем более неправомерно вводить параметры "среднего" климата в палеогляциологические модели. Нужен конкретный анализ климатических условий, существовавших на разных отрезках рассматриваемых циклов, и прежде всего на этапах роста оледенения и его деградации.

14.1. Этапы роста оледенения и их климат

Одним из факторов, способствовавших разрастанию оледенения, были сильные понижения температур воздуха. Конкретные значения таких понижений установлены практически для всех областей суши и океана на основе палеоботанических, морских микропалеонтологических, палеомерзлотных, изотопно-геохимических и гляциологических методов, а также путем численного моделирования по схемам глобальной атмосферной циркуляции (Бараш, 1988; Ясаманов, 1985; Kuhle, 1988; Ruddiman, 1985 и др.). Особого внимания заслуживает палеоклиматическая информация, полученная при изотопно-кислородных исследованиях льда из глубоких скважин, пробуренных на современных полярных ледниковых щитах (Lorius a.o., 1985, 1988).

Изотопно-кислородный метод использует экспериментально установленную зависимость между температурами воздуха, при которых происходит конденсация водяного пара над ледниками, и относительным содержанием тяжелого изотопа кислорода ^{18}O в выпадающем снегу. Правда, интерпретация изотопно-кислородных данных остается одной из сложнейших задач палеоклиматологии, в связи с чем многие исследователи не пересчитывают их на палеотемпературы, а пользуются лишь для определения общих термических трендов (Ясаманов, 1985). Однако для некоторых районов, в том числе центральной области Восточной Антарктиды, где выявлена линейная зависимость относительного содержания ^{18}O в современном снегу от температуры, а абсолютные высоты остаются практическим неизменными, удалось доказать, что отклонение $\delta^{18}O$ во льду от его же значения в стандартной средней морской воде (SMOW) на 1‰ эквивалентно изменению температуры на 1,5°. Поэтому профили изменений $\delta^{18}O$ во льду и других осадочных породах по глубине иногда называют палеотемпературными кривыми.

За последние годы построено несколько изотопно-кислородных профилей по ледяному керну из глубоких скважин, пробуренных на ледниковых щитах Гренландии, Антарктиды, о.Девон, Западного Шпицбергена, Северо-Восточной Земли и других островов Арктики. Некоторые из этих профилей охватывают весь позднеплейстоценовый ледниково-межледниковый цикл, включая последнее межледниковье (Котляков, Гордиенко, 1982; Dansgaard a.o., 1982). Самый длинный из этих профилей получен в 1985 г. по скважине на совместной антарктической станции Восток, расположенной на абс.высоте 3488 м в пункте, где средняя годовая температура равна -55,5°С, аккумуляция составляет 2,2-2,5 г/(см^2 год), а толщина льда близка к 3700 м. К тому времени скважина углубилась в лед на 2083 м, позже - на 2500 м и достигла слоев с расчетным возрастом более 150 тыс.лет, образованных на заключительных этапах предпоследнего глобального похолодания (Lorius a.o., 1985, 1988).

Два хорошо согласующихся друг с другом профиля - изотопно-кислородный (Lorius a.o., 1985) и дейтериевый (Lorius, a.o., 1988) - показывают, что палеотемпературы южной полярной области почти непрерывно изменялись, испытывая колебания разных амплитуд (см.рис.14.1А). Максимальные амплитуды изменений $\delta^{18}O$ и δD имели место во время последней и предпоследней терминаций; судя по ним, амплитуды температур Антарктиды при дегляциациях были близки к 10°С. Именно на 10° различались температуры ледяного материка во время "ледникового" и "межледникового" этапов его развития. В части, касающейся температурных изменений при последней дегляциации, этот вывод подтверждается и данными по скважинам, пробуренным на станции Бэрд и Купол С

в Антарктиде, на северо-западе и в центре Гренландского ледникового щита. Хотя по численной модели распределения температур в Гренландском щите, основанной на измерениях в скважине у станции Дай-3, средняя температура последней ледниковой эпохи на юге и в центре Гренландии была на 12^{o} ниже современной, а по известной работе Р.Фейрбриджа, суммировавшего данные ряда палеотемпературных методов, она отличалась от современной на 15^{o}.

Из температурной кривой на станции Восток также следует, что для последней ледниковой эпохи были характерны три термических минимума, разделенные незначительными потеплениями; амплитуды соответствующих изменений достигали $4-5^{o}$ (колебания $\delta^{18}O$ - на 3,0-3,5‰). С этими колебаниями были связаны так называемые межстадиальные интервалы, при которых происходили незначительные отступания ледников в умеренных широтах и короткие подъемы уровня "ледникового" океана, оставившие следы в виде террас на тектонически поднимающихся островах - Барбадос, Новая Гвинея и некоторых других (Имбри, Имбри, 1988).

Главные особенности климатических изменений, отраженные на кривой со станции Восток, характерны практически для всей планеты. Об этом говорит ее сопоставление с другими графиками, предпринятое в (Гросвальд, 1987б, гл.10), а также с новейшей кривой $\delta^{18}O$ донных осадков Мирового океана, которая показывает изменения в глобальном объеме оледенения и во всех деталях совпадает с рассматриваемой кривой до рубежа 110 тыс.лет назад (Martinson a.o., 1987). Совпадает она и с климатическими трендами, нашедшими выражение в изменениях палеоботанической обстановки, выявленных Ж.Вуаляр (Woillard, Mook, 1982) при изучении торфяника Гран-Пиль на северо-западе Франции (см.рис.14.1).

Сравнение кривой со станции Восток с графиками изменений интенсивности летней инсоляции в высоких (75^{o}) и средних (50^{o}) широтах Северного полушария, имеющих критическое значение для развития оледенений, показало: отраженные на ней изменения палеотемператур идеально коррелируются с колебаниями инсоляции, а именно, все крупные пики похолоданий синхронны минимумам летней инсоляции, а все пики потеплений - инсоляционным максимумам. В этом авторы работ, в которых исследован керн со станции Восток - К.Лориус, В.М.Котляков и др. - видят убедительное подтверждение наличия причинно-следственной связи между периодическими изменениями геометрии земной орбиты, вернее - орбитально обусловленными колебаниями инсоляции, или "эффектами Миланковича", и глобальными разрастаниями и убываниями оледенения. А первые по-настоящему надежные доказательства такой связи были получены в 70-х годах путем статистического (спектрального) анализа данных по хронологии цикличных изменений инсоляции и следов прошлых похолоданий, "записанных" в разрезах глубоководных осадков океана (Имбри, Имбри, 1988; Imbrie a.o., 1984; Martinsson a.o. 1987).

Вместе с тем амплитуды температурных изменений, отраженные на кривой со станции Восток и установленные для других районов мира, явно не соответствуют прямым эффектам колебаний инсоляции, превосходя их в несколько раз. Отсюда вопрос, ставший сейчас центральной проблемой всей ледниковой теории: почему колебания инсоляции, которые имеют небольшие абсолютные значения и, как давно установлено, способны к изменению средней температуры Земли не более чем на 2^{o}, в итоге вызывали по крайней мере втрое большие температурные сдвиги? Иными словами, перед исследователями встает задача выяснения физических механизмов, которые трансформируют колебания региональной инсоляции в изменения оледенения и глобального климата (Имбри, Имбри, 1988;. Denton, Hughes, 1983).

Каковы же конкретные оценки размаха глобальных похолоданий плейстоцена? У разных авторов они все еще довольно сильно расходятся. Так, по определениям, базирующимся лишь на "наземной" информации, эти похолодания составляли от 3 до 10^{o} и более, а по моделям энергетического баланса ледниковых эпох - даже 20^{o} (Huggett, 1985). Например, по расчетам некоторых советских палеогеографов, похолодание на Памире не

превышало 3°, а по М.Куле (Kuhle, 1988), на соседнем Каракоруме и Тибете достигало $9,4^{\circ}$. По реконструкции участников Проекта КЛИМАП (CLIMAP, 1981),отклонение средней температуры Земли от современной в максимум последнего оледенения составляло лишь $3,6^{\circ}$, тогда как, согласно Д.Райнду и Д.Петиту (Rind, Peteet, 1985), которые проверили данные КЛИМАПа путем их подстановки в новейшие модели глобальной циркуляции и обработки на ЭВМ, снижение этой температуры должно было достигать $5-6^{\circ}$. Наш вывод, основанный на качественной модели палеоклимата плейстоцена (Гросвальд, 1987б), также предполагает, что среднее глобальное похолодание в последнюю ледниковую эпоху было равно 6°, хотя на континентах оно могло быть несколько более значительным, а в акватории океана - примерно на градус меньшим.

Столь высокие амплитуды похолоданий климата планеты объясняются усилением орбитального "сигнала" в системе оледенение-океан-атмосфера. Сейчас можно назвать несколько механизмов такого усиления. Главный из них большинство палеоклиматологов связывает с увеличением альбедо земной поверхности, обусловленным возрастанием площадей морских льдов, снежного покрова и ледников, в том числе "морских". Изменения альбедо, вызываемые появлением ледниковых щитов, шельфовых ледников и снежных полей материковых равнин, чрезвычайно велики и имеют термические последствия, ощутимые в глобальных масштабах. Об этом свидетельствуют расчеты В.М.Котлякова и А.Н.Кренке (1982), которые определили термический эффект современных ледниковых, снежных и морских ледовых покровов, средняя (за год) площадь которых в обоих полушариях равна 62 млн $км^2$. По их данным, вызванное этими покровами снижение прихода радиационной энергии достигает $13 \cdot 10^{16}$ МДж/год, что означает глобальное падение поглощенной радиации на 4%. Благодаря современному оледенению альбедо Земли увеличено на 3%, что, по расчетам М.И.Будыко, снижает среднюю температуру слоя приземного воздуха как минимум на 3°.

В ледниковые эпохи планетарное альбедо еще более повышалось. Особенно важную роль в этом повышении играли ледниковые щиты, для которых характерны большие высоты, в связи с чем отражательная способность их поверхности, в отличие от альбедо морских льдов и равнинного снега оставалась одинаково большой как зимой, так и летом. По оценке участника Проекта КЛИМАП Л.Гейтса, альбедо плейстоценовой Антарктиды составляло 0,9, а других ледниковых покровов - 0,8; для морских льдов обоих полушарий эти значения принимались равными 0,8 (Южного) и 0,7 (Северного), для территорий, на которые распространялся сезонный снежный покров или ледниковые комплексы горного типа, они снижались до 0,4. Для сравнения укажем, что альбедо свободной от оледенения суши варьирует от 0,14 до 0,28, возрастая до 0,3 лишь в пустынях, подобных Сахаре. По данным того же проекта, среднее глобальное альбедо Земли в последнюю ледниковую эпоху достигало 0,22, т.е. было на 57% выше современного,равного 0,14. При этом приведенное значение - 0,22, видимо, должно быть еще несколько увеличено, так как авторы расчета исходили из неполных данных о масштабах последнего оледенения. В частности, они не знали о Тибетском и Восточносибирском ледниковых покровах и, естественно, не могли учесть их влияния. Между тем первый из них, располагавшийся в субтропиках, оказывал особенно большое воздействие на глобальный радиационный баланс; напомним, что, по оценке М.Куле, связанные с его возникновением энергетические потери в 4 раза были выше обусловленных Гренландским ледниковым щитом. С учетом всех этих обстоятельств, есть все основания полагать,что в силу повышения альбедо и вызванных им тепловых потерь средняя глобальная температура в последний ледниковый максимум снижалась еще примерно на 4°.

Менее известен механизм усиления орбитального "сигнала к похолоданию", который связан с особыми радиационными свойствами снежно-ледниковых масс. Как всякие нагретые выше абсолютного нуля тела, эти массы испускают собственное длинноволновое излучение, причем специфической особенностью снега служит его способность излучать тепловую энергию почти как абсолютно черное тело. Это приводит к выхолаживанию"при-

земного" воздуха, вследствие чего над каждым крупным ледниковым щитом формируется слой температурной инверсии толщиной в несколько сот метров. Поскольку же поверхности всех 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.

В силу этих процессов охлажденный над ледниковыми щитами воздух стекает к периферии последних. Как показали аэрометеорологические наблюдения Советской антарктической экспедиции (И.Н.Завьялова, Э.П.Лысаков и др.), в современных условиях отток холодного воздуха ясно выражен в атмосферном слое "поверхность льда - уровень 600 миллибар", а на высотах от 5 до 15 км действует компенсационное противотечение, с которым периферические воздушные массы поступают в центральную область; здесь они опускаются и испытывают адиабатическое нагревание. Однако длинноволновое излучение подстилающей поверхности не только компенсирует это нагревание, но и обеспечивает дальнейшее охлаждение. При этом в перенасыщенном влагой воздухе на верхней границе слоя инверсии происходит сублимация водяного пара, образование и оседание ледяных кристаллов, а выделяющееся скрытое тепло поглощается снежной поверхностью и тут же излучается в космическое пространство через тонкую, холодную и сухую атмосферу. 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.

Таким образом, над ледниковыми щитами формируются особые циркуляционные ячейки, "мотором" которых служат сами щиты с их способностью к мощному выхолаживанию воздуха. Вполне очевидно, что такие же ячейки должны были формироваться и над древними ледниковыми щитами. Движение воздуха в этих ячейках обеспечивало перенос атмосферной влаги и энергии к ледниковым покровам из окружающих областей, а также охлаждение поступавших к ним масс воздуха и сток их энергии в космос (Denton,Hughes, 1983). Полная количественная оценка температурных эффектов этих процессов остается делом будущего, однако несомненно, что масштабы общего охлаждения возрастали с увеличением размеров ледниковых покровов. А ведь судя по расчетам и полевым измерениям потоков тепла из воздуха в лед и теплового излучения последнего (Кренке, 1987), даже в современных условиях результаты этого процесса ощутимы в масштабах целых полушарий.

Наконец, в последние годы стал известен еще один механизм положительной обратной связи между ростом оледенения и снижением температур. Его открытие было предопределено выяснением состава "ледниковой" атмосферы, образцы которой выделены из керна, полученного при глубоком бурении ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии. Установлено, что для воздуха, сохранившегося с последней ледниковой эпохи, характерно пониженное содержание CO_2: его концентрация оказалась равной лишь 0,02%, тогда как в современном воздухе она составляет около 0,03%. Более того, советско-французские исследования ледяного керна со станции Восток показали, что весь ход изменений концентрации CO_2 по времени в антарктическом льду описывает график, по своей форме совершенно аналогичный изотопной палеотемпературной кривой (Lorius a.o., 1988).

По расчетам, базирующимся на глобальных моделях атмосферной циркуляции и учитывающим эффекты обратных связей CO_2 в атмосфере, указанное снижение концентрации этого газа должно было приводить к общему похолоданию климата еще на 1-2° (Lookwood, 1985). Однако новейшие исследования ледяного керна показывают, что аналогичные изменения концентрации при переходах от оледенений к межледниковьям и обратно характерны и для других "парниковых" газов, прежде всего CH_4, что неизбежно вызывало дополнительное охлаждение. Наконец, в том же направлении действовал и рост концентрации атмосферных аэрозолей. Поэтому К.Лориус, В.М.Котляков и др. считают,

что суммарный эффект падения концентрации CO_2 и других химических преобразований полярной атмосферы все еще недооценивается: он может играть не второстепенную,а основную роль в ледниково-межледниковых изменениях температур Земли.

Где же искать причины изменений в концентрации CO_2? В общем эти изменения определяет уровень вулканической активности (Ясаманов, 1985). Однако данная связь выдерживается лишь до тех пор, когда рассматриваются наиболее крупномасштабные изменения. При анализе изменений, имеющих масштаб в десятки и сотни тысяч лет, не говоря о более короткопериодических, на передний план выступает связь концентрации CO_2 с климатом. Считается, 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 морской воде, сколько от интенсивности его поглощения фитопланктоном при фотосинтезе. При этом непрерывная смена поколений планктонных организмов сопровождается перекачкой CO_2 из атмосферы в океан, которая также никогда не прекращается: одни особи отмирают и связанный в их раковинах углерод погружается в океанские глубины, другие приходят на их смену и поглощают из воздуха новые порции CO_2. Очевидно, что действие этого механизма, получившего название"биологического насоса", тем эффективнее, чем больше масса планктона. Последняя же, как известно, прямо зависит от количества фосфора и других питательных веществ,поступление которых к поверхности зависит от интенсивности процессов перемешивания океана, в частности подъема в апвеллингах. А активизация последних, как и всей океанской циркуляции, имела место именно в ледниковые эпохи. Отсюда следует, что сокращение концентрации CO_2 в атмосфере было прежде всего следствием оледенения, но тем следствием, которое могло оказывать чрезвычайно сильное обратное влияние на причину.

Таким образом, сейчас можно указать, как минимум, три механизма положительной обратной связи между оледенением и похолоданием, которые позволяют объяснить, хотя бы на качественном уровне, температурное состояние Земли в ледниковые эпохи. Значительная роль в этих механизмах принадлежала оледенению океана и действовавшим в океане динамическим и биологическим процессам.

Вторым фактором, определившим условия возникновения и роста оледенения, были атмосферные осадки. Вопрос об их территориальном распределении и изменениях количества относится к числу сложнейших. Реконструкции осадков, выполненные для последнего оледенения на основе палеоботанических данных и по другим индикаторам, дают лишь очень приблизительную картину; она свидетельствует о крайне неравномерном увлажнении на суше - гораздо более неравномерном, чем распределение температур. Эта картина оказывается и очень неполной: на карте палеоосадков есть крупные пробелы, приходящиеся как раз на области оледенения. Данный недостаток частично восполняют теоретические исследования и численные эксперименты на ЭВМ, опирающиеся на глобальные модели атмосферной циркуляции, а также на связи между влагоемкостью воздуха и испарением, с одной стороны, и температурами, с другой.

Поскольку температуры воздуха в ледниковые эпохи были в целом ниже современных, многие палеоклиматологи считают, что и количество осадков тогда было меньше, чем сейчас. Так, по расчетам участников Проекта КЛИМАП, общее влагосодержание атмосферы в летние периоды в эпоху последнего оледенения в Северном полушарии было на 37%, а в Южном полушарии на 23% ниже современного; общее испарение и количество осадков снижалось на 15%. По некоторым другим реконструкциям, количество осадков уменьшалось в Северном полушарии на 50%, а в его полярной области - даже 100-150%. Так, в модель, по которой рассчитывалась скорость аккумуляции снега в позднем плейстоцене для района антарктической станции Восток, "заложено" 50%-ное снижение осадков. В этой связи некоторые исследователи высказывают сомнение в совместимости предоставленной выше концепции сверхкрупных ледниковых систем плейстоцена с палеоклиматом ледниковых эпох.

Однако выводы о сухости ледниковых климатов не могут приниматься без принципиальных оговорок, так как они часто делаются без учета изменений в атмосферной циркуляции и уровне конденсации, характерных для ледниковых эпох. Как было показано О.А.Дроздовым (1977), количество осадков r определяется не только влагосодержанием атмосферы, но и двумя другими членами отношения:

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

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 ростом 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, из-за чего связи между температурами и осадками нередко оказываются противоположными. В частности, потепления могут вызывать убывание снежности суши и сокращение площади морских льдов, а значит и ослабление температурных контрастов между высокими и низкими широтами. И наоборот, похолодания могут приводить к усилению этих контрастов и росту увлажнения суши, что подтверждают данные прямого синоптического анализа.

Все это в полной мере относится и к ледниково-межледниковым изменениям атмосферных осадков. Как уже отмечалось, в ледниковые эпохи полярные области охлаждались сильнее тропических и экваториальных, так что температурные контрасты между низкими и высокими широтами возрастали. Если сейчас разность между средними температурами экваториальной и полярных областей составляет 30-35°, то во время оледенений она увеличивалась до 55-70° (Ясаманов, 1985). Это повышало энергию всех океанских и атмосферных процессов, что доказано специальными исследованиями (Бараш, 1988; Бурков, 1987; Кеннетт, 1987; Kutzbach, Wright, 1985; Manabe, Broccoli, 1985). Установлено, что при глобальных похолоданиях увеличивались скорости и изменялись направления ряда океанских течений, включая Гольфстрим и Куросио; усиливались температурные градиенты на океанологических фронтах и циркуляция в субполярных круговоротах; активизировались динамические процессы в апвеллингах. Одновременно усиливались ветры, включая пассаты; возрастала энергия круглогодичных барических депрессий над зонами контакта океана с краями ледниковых покровов, в частности исландской и субантарктических депрессий; мощной и круглогодичной становилась и алеутская депрессия, которая в современных условиях проявляется только зимой. Повышалась циклоническая активность атмосферы, связанная с такими депрессиями, а зоны западного переноса смещались в более низкие широты; этот сдвиг сопровождался усилением испарения (CLIMAP, 1981, Manabe, Broccoli, 1985).

Новые доказательства активизации атмосферной циркуляции при усилении оледенения получены в результате измерения количества и крупности пылевых частиц, вынесенных ветрами с материков на ледники и в океан. В соответствии с одной из специальных программ были выполнены морские геологические работы в разных частях Мирового океана и выяснены состав и толщина эолового материала, участвующего в строении глубоководных осадков разного возраста. Было доказано, что развитие кайнозойской ледниковой эры, длящейся уже не менее 30-35 млн лет, сопровождается довольно резким увеличением скорости накопления, а также крупности эоловой пыли на дне океана. Причем своего максимума это увеличение достигало в интервалы времени, которые совпадали с эпохами плейстоценовых оледенений (Rea a.o., 1985).

В последние годы выяснилось, что основными районами интенсивного энерго- и массообмена между океаном и атмосферой, прежде всего ускоренного поглощения океанской влаги воздушными массами, служат специфические зоны океана, в пределах которых мощные течения, несущие тепло из низких широт в высокие, вступают в непосредственный

контакт с холодными субполярными морями и оледенелыми побережьями. В открытом океане такие высокоградиентные зоны, как правило, примыкают с "субтропической" стороны к оторвавшимся от берега блокирующим зональным струйным течениям, от которых во многом зависел палеоклимат океана (Сеидов, 1985). Это и есть энергоактивные зоны океана.

Очевидно, 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, были связаны с периодическими возмущениями гидрофизических полей океанов, в которых проявляется его баротропная и бароклинная неустойчивость (Бурков, 1987). Явления такой неустойчивости широко развиты в современном океане, а в "ледниковом" океане ее роль еще более возрастала, что объясняется все тем же усилением межширотных перепадов температур и повышением энергии океанских процессов.

По данным У.Раддимена и А.Макинтайра,суммированным в (Гросвальд,1987б),в периоды активизаций древних ЭАЗО перенос влаги с океана на континенты становился настолько мощным, что в районах развития оледенения интенсивность снегопадов существенно превосходила современную. Об этом, в частности, говорят исследования названных геологов в Северной Атлантике, в ее субполярной части, которая сейчас рассматривается как главный источник влаги, питавшей Лаврентьевский и Евразийский ледниковые покровы. Изотопно-кислородный анализ бентосных фораминифер и изучение сообществ планктонных организмов, извлеченных из грунтовых колонок этой области, показали, что на этапах быстрого роста оледенения (115-110 и 80-75 тыс.лет назад) за отрезки времени продолжительностью всего лишь по 5-10 тыс.лет успевали накопиться десятки миллионов кубических километров льда. Причем поверхность океана, омывавшего уже оледенелые побережья Лабрадора и Гренландии, была на этих этапах почти столь же теплой, как сейчас. Отсюда следует, что в зоне Гольфстрима тогда существовали условия для возникновения ЭАЗО с очень высокими температурными градиентами.

Североатлантическая палео-ЭАЗО была впервые показана в (Гросвальд, 1987б).В этой же работе можно видеть и несколько других зон океана, в которых происходило аналогичное столкновение теплых водных масс, поступавших из низких широт, с холодными водными массами субполярных круговоротов. Акватории этих круговоротов были покрыты паковыми льдами и забиты дрейфующими айсбергами. Палео-ЭАЗО, подобные североатлантической, должны были формироваться в зоне Куросио (северотихоокеанская), а также в зонах столкновения теплых водных масс Бразильского, Игольного и Восточно-Австралийского течений с холодной водой циркумполярного Антарктического течения. Эти зоны Мирового океана были теми очагами, в которых атмосферные циклоны получали водяной пар, идущий затем на питание растущих ледниковых покровов. Дополнительным обстоятельством, способствовавшим повышению энергии действовавших в палео-ЭАЗО процессов, был сдвиг этих зон на $5\text{-}10^{0}$ к экватору (относительно их современного положения).

Итак, особенность ледниковых климатов заключалась не только в низких температурах, но и сравнительно высоком уровне атмосферных осадков, который обеспечивался усилением температурных контрастов, активизацией ЭАЗО и циклонических процессов в атмосфере. Однако этот климат был характерен лишь для высоких и умеренных широт.Экваториальные и тропические области оставались почти столь же теплыми, как и в современную эпоху, а количество осадков в них сокращалось. Об этом свидетельствуют данные об изменениях растительности и размеров внутриконтинентальных водоемов, колебаниях ледников низких широт и интенсивности эоловых процессов. Особенно резкими были изменения площадей экваториальных лесов Южной Америки, Центральной Африки и Юго-Восточной Азии, которые в максимум последнего оледенения сильно уменьшались. В ледниковые эпохи усиливалось опустынивание тропических зон, усыхание их речных бассейнов, расширение полей эоловых форм рельефа.

В то же время в субтропиках и во внеледниковых районах умеренных широт климат становился более влажным, что объясняется смещением зон западных воздушных течений в сторону экватора и уменьшением потерь влаги на испарение. Рост эффективного увлажнения здесь подтверждают палеоботанические и гляциогеоморфологические данные, а также следы высоких уровней озерных бассейнов, которые занимали ныне сухие или полусухие впадины - такие, как Котловина Больших Озер Северной Монголии, депрессия Мертвого моря на Ближнем Востоке, межгорные впадины пустынного Запада Северной Америки, безжизненные области Центральной Австралии (Late Cainosoie, 1984; Smith,1987). По реконструкции Д.Вудкока (Woodcock, 1986), основанной на данных о снижении границы лесного пояса в горах на 1200-1500 м и изменениях фауны, в северной части пустыни Мохаве (Северная Америка), в Долине Смерти, наряду с падением летних температур на 8-14° ниже современных количество осадков возрастало в 3-4 раза. В аридной центральной Австралии найдены водные отложения с артефактами, имеющие возраст 22 тыс.лет; это показывает, что в эпоху максимума последнего оледенения субтропическая часть материка увлажнялась и имела постоянное население. А исследование концентрации каолинитового детрита (индикатора влажного климата) в кайнозойских осадках Атлантического и западной части Тихого океанов привело к заключению, что развитие полярных оледенений коррелируется с периодами роста влажности в умеренных широтах (Robert, Chamley, 1987).

Необходимо еще раз подчеркнуть, что указанное повышение интенсивности атмосферной циркуляции и связанный с ним рост осадков в умеренных и субтропических широтах объясняется в основном покровным оледенением полярных областей. Эта идея и ведущая роль высокоширотных ледниковых покровов в изменениях атмосферной циркуляции, а именно в ее интенсификации, в значительном сдвиге западных воздушных течений к экватору, в изменениях океанских течений и т.д. - сейчас проводится во всех современных палеоклиматических реконструкциях, выполненных как для Земли в целом, так и для ее крупных регионов (Kutzbach, Wright, 1985; Manabe, Broccoli, 1985 и др.).

14.2. Механизм образования "морских" ледниковых щитов

В последние годы дальнейшее развитие получила теория "ледниково-шельфового" механизма образования "морских" ледниковых щитов, которая была выдвинута Дж.Мерсером и усовершенствована Дж.Дентоном, М.Г.Гросвальдом и Т.Хьюзом (Гросвальд, 1983; Hughes a.o., 1977). По этой теории, главная роль в формировании таких щитов принадлежала тепловому балансу и изменениям ледовитости мелководных полярных морей, а также условиям притока в их акватории и выноса из них айсбергового льда. Начальный этап развития "морского" оледенения состоял в формировании круглогодичного плавучего покрова паковых льдов, образующих субстрат для аккумуляции снега. Затем следуют такие этапы: направленное утолщение плавучего льда за счет снегопадов, намерзания льда снизу и притока айсбергового льда с окружающей суши; превращение плавучего морского льда в шельфовый ледник; посадка последнего или его частей на дно и изменение профиля из плоского, характерного для плавучего льда, в выпуклый, характерный для ледниковых щитов и куполов. Процесс посадки на дно ускорялся в условиях снижения уровня моря, вызванного образованием ледниковых покровов на суше. Ему также благоприятствовали условия замкнутых или частично замкнутых холодных акваторий, из которых не происходило или почти не происходило выноса льда с айсбергами.

В наиболее современном виде вся изложенная выше последовательность этапов при образовании "морских" ледниковых покровов рассмотрена Т.Хьюзом (Hughes, 1986), такой механизм инициации и развития оледенения он назвал "трансгрессией морских ледников". Именно ею он объясняет формирование Лаврентьевского, Евразийского и Антарктического ледниковых щитов, причем согласно этой гипотезе очагами их зарождения были холодные моря: Гудзонов залив, Балтийское море, эпишельфовые моря Российской Арктики и древнее море, существовавшее на месте Западной Антарктиды. В Канадской Аркти-

ке такими очагами служили бассейн Фокса и проливы Канадского Арктического архипелага, а на Северо-Востоке Евразии, вероятно, также Восточно-Сибирское, Чукотское и Берингово моря.

По расчетам Т.Хьюза, ледниково-шельфовый механизм образования ледниковых покровов действовал быстрее, чем наземные: возникновение толстых плит плавучего льда - процесс скачкообразный, а последующее накопление снега охватывает сразу всю площадь замерзшего моря. Для примера он показал, что ледниковые щиты на месте Карского моря и Бассейна Фокса могли полностью сформироваться за отрезок времени, близкий к 1 тыс.лет. К примерно такому же выводу пришли Д.Линдстром и Д.Макайел, определившие время, необходимое для полного восстановления Западноантарктического ледникового щита после его возможного разрушения из-за потепления, вызванного ростом концентрации "парниковых" газов в атмосфере. Использовав собственную численную модель шельфового ледника с "заложенными" в нее данными о скорости аккумуляции, притоке льда из соседней области Восточной Антарктиды и колебаниях уровня океана, эти исследователи показали, что, во-первых, названный щит действительно крайне чувствителен к изменениям внешних условий и при подъемах уровня океана может распадаться, во-вторых, для его восстановления достаточно 3 тыс.лет и, в-третьих, главным условием, благоприятствующим его росту, было бы снижение уровня океана, связанное с оледенением Северного полушария (Lindstrom, MacAyeal, 1987).

Таким образом, согласно данной теории, оледенения холодных полярных морей формируются в основном на месте, а отнюдь не результат стока льда на шельфы с соседней суши, как до сих пор полагает большинство палеогеографов. Более того, возникнув и развившись на этих шельфах, "морские" ледниковые покровы могли затем трансгрессировать на сопредельные возвышенные побережья. Если для Антарктиды данный вывод Т.Хьюза выглядит сомнительным, то факт наступания "морских" ледниковых щитов с арктического континентального шельфа Евразии на ее северную окраину, включая гористые Пай-Хой, Таймыр и Чукотский п-ов, представляется совершенно очевидным.

14.3. Этапы деградации оледенения и их климат

Этапы быстрой деградации ледниковых покровов и сопровождающие их явления - подъем уровня океана и резкое изменение изотопного состава его воды, потепление климата, сдвиг растительных зон и др., или "терминации", представляют одну из актуальнейших проблем ледниковой теории. Сейчас ясно, что только решив эту проблему, можно объяснить такие особенности ледниково-межледниковых циклов плейстоцена, как их 100-тысячелетнюю длительность, асимметричную пилообразную форму графиков, быстроту и резкость переходов от оледенений к межледниковьям. В ее решении заключается ответ на вопрос об источниках энергии, обеспечивающей ликвидацию оледенений, а также объяснение специфических климатов, которые были характерны для терминаций.

Природу тех "толчков", которые служили непосредственной причиной начала терминаций, сейчас можно считать раскрытой. И последняя терминация, и ряд предшествующих совпадали с максимумами летней инсоляции, обусловленными "эффектами Миланковича", т.е. периодическими изменениями геометрии земной орбиты, и явно были их следствием (Имбри, Имбри, 1988; Denton, Hughes, 1983; Imbrie a.o., 1984). Однако хорошо известно, что указанные максимумы не были ни единственными, ни самыми большими: наряду с ними имели место и другие пики летней инсоляции, которые терминаций не вызывали. Так, за последние 100 тыс.лет инсоляционные пики приходились среди прочего на 90-100 и 50 тыс.лет назад, когда оледенение существенных изменений не испытывало. Естественно, возникает вопрос: почему за одними такими пиками следовала ликвидация оледенения, а за другими в общем не менее значительными - лишь некоторое сокращение массы льда. А также: почему терминации повторялись в плейстоцене каждые 100 тыс.лет, хотя в вариациях инсоляции, ощутимых в высоких и умеренных широтах, выявляется лишь периодичность в 23 и 40 тыс.лет.

Для объяснения причин терминаций привлекают много гипотез. Одна из них, развиваемая Д.Поллардом, а также советскими океанологами М.Я.Вербицким, А.С.Мониным и Д.В.Чаликовым (1986), связывает быстрые разрушения оледенений с изостатическим прогибанием земной коры под действием ледниковой нагрузки и усилением воздействия океана на ледниковые края. Другие видят причины терминаций в резком сокращении испарения с поверхности океана в максимумы оледенений и ослаблении питания ледников. Третьи - в разогреве атмосферы вследствие роста в ней концентрации CO_2 и других "парниковых" газов. Четвертые - в механизмах обратной связи между разрастанием "морских" ледниковых покровов и относительным уровнем океана в ледниковых областях.

По нашему мнению, наилучшее объяснение известных фактов, касающихся позднеледниковых изменений оледенения и океана, было предложено теорией "морских" оледенений.По этой теории.Главным фактором плейстоценовых терминаций, включая последнюю из них, изученную с особой детальностью, были позднеледниковые эвстатические повышения уровня океана и их механическое и тепловое воздействие на краевые части древнеледниковых систем антарктического типа. "Морские" оледенения были представлены такими системами, в которые наряду с наземными элементами и "морскими" щитами входили плавучие шельфовые ледники и ледяные потоки, теснейшим образом связанные друг с другом и с уровнем океана. Причем в определенных условиях повышения этого уровня должны были приводить к скачкообразным отступаниям линии налегания ледяных потоков, их катастрофическим ускорениям и массовому спуску льда ледниковых покровов в океан (Гросвальд, 1983; Mayo, 1989; Hughes, 1987; The last..., 1981).

Согласно этой теории, начало каждой терминации было вызвано повышением летних температур в умеренном поясе Северного полушария, где располагались южные края Евразийского и Североамериканского ледниковых покровов. Их таяние было причиной первого этапа повышения уровня океана. Этого было достаточно, чтобы дестабилизировать выдвинутые в океан сегменты ледниковых покровов: их линии налегания начинали отступать, ледяные потоки - ускоряться и испытывать сёрджи, что вызывало дальнейший подъем океанского уровня и новые импульсы выброса айсбергов. Именно так устанавливалась та положительная обратная связь между дегляциацией и повышением уровня океана, которая обеспечивала быстроту терминаций.

Очевидно, что описанные связи между дегляциацией и уровнем океана могли возникнуть в условиях оледенений, распространявшихся на приморские низменности и шельфы. Лишь для них характерны низкие пороги устойчивости, достигнув которых они могут быстро разрушаться в ответ даже на слабые внешние воздействия. По-видимому,все терминации могли быть вызваны лишь теми внешними "толчками", которые совпадали с этапами максимального развития оледенений, когда они достигали критических площадей и массы. Изложенная теория позволяет дать ответ и на вопрос об источниках энергии, обеспечивавшей быстрое таяние ледниковых покровов. Очевидно, что основная масса последних таяла не на суше, а в океане, расходуя для этого то тепло,которое аккумулировалось водной массой океана.

Выбросы огромных масс льда в океан существенно влияли на его температуры, соленость, изотопный состав, приповерхностную биоту и зимнюю ледовитость, они вызывали периодические похолодания, ощутимые в масштабах целых полушарий, влияли на интенсивность испарения и других процессов, способствуя позднеледниковой аридизации климата и отступанию ледников. Это подтверждено и численным экспериментом, описанным в (Гросвальд, 1987б).

Таким образом, ледниково-межледниковые изменения, которые испытывала система оледенение-атмосфера-океан в плейстоцене, определяя основные параметры климата планеты, представляют собой автоколебания с внешним стимулятором-метрономом ("эффектами Миланковича").

14.4. О некоторых других глобальных эффектах изменений оледенения

Колебания масштабов оледенения Земли - изменения глобальных запасов снега и льда - сказывались не только на характеристиках климата и Мирового океана. Под их влиянием глубокие преобразования охватывали весь комплекс природных условий. Покажем это на нескольких примерах.

Первый из них касается "ледниковой" географии растительных зон территории бывшего СССР (рис.14.2), в которой в наиболее обобщенном, комплексном виде отразилось влияние оледенения на биосферу - точнее, влияние специфического плейстоценового климата, возникшего в процессе взаимодействий атмосферы и океана с ледниковыми покровами. Сравнение этой географии с картами современных почвенно-растительных зон позволяет понять, что результатом оледенения было не только значительное, на сотни километров, смещение границ этих зон в сторону экватора, но и качественные преобразования растительных сообществ в зонах.

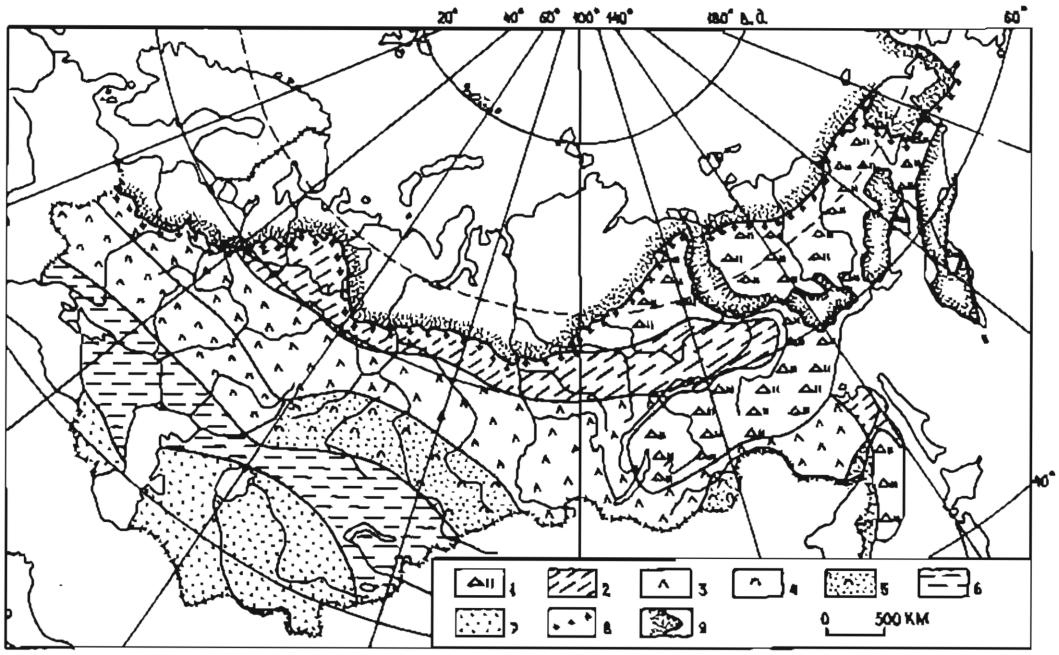


Рис.14.2. Географическая зональность в эпоху максимума последнего оледенения на территории бывшего СССР. По Г.Лидтке (Liedtke, 1987) с уточнениями М.В.Муратовой (МГУ). 1 - безлесная тундра, равнинная и горная, 2 - лесотундра, 3 - хвойное редколесье, 4 - холодная лесостепь, 5 - лесостепь, 6 - степь, 7 - полупустыни и пустыни, 8 - приледниковая растительность, 9 - ледниковые щиты и горно-покровные комплексы

Другой пример - показанные в главе 13 изменения в гидрографии Северной Евразии, связанные с возникновением здесь крупных ледниковых масс, способных подпруживать течение больших рек. В Северной Евразии в результате ледникового подпруживания формировались системы гигантских озер, воды которых одновременно затапливали не менее 3 млн км^2 площади материка. А в позднеледниковое время, между 14 и 8 тыс.лет назад огромные ледниково-подпрудные озера разливались и на равнинах Северной Америки. На обоих материках оледенение вызывало колоссальные межбассейновые перераспределения речного стока. Естественно, все эти преобразования гидрографии не могли не влиять на состояние и развитие пресноводной ихтиофауны: как показал Л.А.Кудерский (1987), большие ледниково-подпрудные озера служили рефугиумами, в которых северные пресноводные рыбы смогли пережить оледенение, а каналы сброса талых вод становились путями их миграций; например, только наличие спиллвеев позволяет объяснить проникновение северных лососей и форелей в Арало-Каспийский и Черноморский

бассейны. Но это далеко не все, эффекты былого существования приледниковых озер выявляются и во многом другом - в характере отложений, выстилающих северные приморские низменности; в формировании огромных торфяников на них; в строении и мощностях многолетнемерзлых пород; в рельефе и почвенном покрове этих низменностей.

Другой возможный предел изменений оледенения - это полное разрушение снежно-ледовых масс, полная дегляциация Земли. Этот сценарий также заслуживает рассмотрения;в I-ом томе Атласа он представлен соответствующей картой на с.50.

Мир без ледников. Географы и геоэкологи все чаще рассматривают возможные варианты будущего географической среды, учитывающие последствия глубокого потепления, которое может наступить в результате роста концентрации CO_2, CH_4 и других "парниковых" газов в атмосфере при продолжении неконтролируемого сжигания минерального топлива или вследствие ядерной войны. Полезным пособием при этом может стать карта "Мир без ледников", показывающая одно из таких последствий - изменение площадей и очертаний материков, вызванное повышением уровня океана.

Сейчас можно считать установленным, что самые быстрые и значительные по размаху изменения уровня Мирового океана, имевшие место в плейстоцене и голоцене, имели гляциоэвстатическую природу, т.е. были прямым следствием разрастаний и убываний оледенения. Этот вывод подтвержден рядом графиков, которые построены независимо друг от друга и описывают размах изменений уровня океана, палеотемператур и объема ледниковых покровов за последний ледниково-межледниковый цикл. Из этих графиков следует, что высокие уровни океана, в том числе превосходящие современные, приходились на теплые межледниковые этапы истории Земли, а его низкие уровни, лежащие на 130-140 м ниже современных, совпадали с максимумами похолоданий и роста оледенений (см.рис.14.1). Так что, хотя зависимость между температурами воздуха, объемами ледников и уровнем океана далеко не простая, мы можем всегда прогнозировать, по крайней мере качественно, что если наступит потепление, то этот уровень повысится, а если похолодает - он испытает снижение.

Известно, что многие климатологи, в числе которых особенно активен М.И.Будыко, предсказывают: ближайшие десятилетия ознаменуются сильным потеплением, связанным с эффектами повышения концентрации "парниковых" газов. Предполагается, что уже к концу 20-х годов будущего столетия это потепление достигнет среднеглобального значения $2,0-2,5^{\circ}$. Это значит, что в полярных широтах обоих полушарий, где сосредоточено более 90% массы природных льдов, в силу эффекта "полярного усиления" потепление превысит 10°, резко усилив таяние ледников. Однако таяние - процесс медленный, его скорость поддается расчету, а результаты - достаточно надежному прогнозу. Гораздо менее предсказуемы, а потому и опасны, процессы, связанные с неустойчивостью "морских" ледниковых покровов, в частности Западноантарктического ледникового щита, ложе которого расположено на сотни метров ниже современного уровня океана.

Анализ механики Западноантарктического щита, проведенный Т.Хьюзом, Р.Томасом и некоторыми другими гляциологами, дает основания для опасений, что при столь сильном потеплении этот ледниковый щит сначала потеряет свои шельфовые ледники, а затем испытает полный "коллапс", т.е. будет целиком спущен в океан. Судя по расчетам, его распад должен вызвать подъем уровня океана на 6-7 м, причем этот подъем будет быстрым, возможно даже внезапным. Вероятные последствия такого повышения океанского уровня уже неоднократно обсуждались в печати, причем подчеркивалось, что оно означало бы экологическое бедствие для многих приморских городов, низменных побережий и целых стран, существующих на низменной суше. Только в Бангладеш, например, 110 млн человек сейчас живет в районах, имеющих высоты менее 6 м над ур.моря.К тому же семиметровое повышение уровня океана может уничтожить экосистемы устьевых участков рек, сложные геоморфологические комплексы и биоценозы береговых зон и многое другое.

Однако рассматриваемая карта дает прогноз географических последствий не 7-метрового, а более значительного повышения уровня океана, которое может последовать за полным таянием ледников Земли. Судя по новым расчетам И.А.Суэтовой (1987), завершение дегляциации планеты должно привести к росту этого уровня на 65-70 м. (По Суэтовой, дегляциация Антарктиды повысит уровень океана на 63 м, Гренландии - на 6,5 м, стаивание остальных ледников - на 0,6 м.).

Но насколько данный прогноз реален? Об этом трудно судить с полной определенностью, однако сама проблема явно заслуживает внимания. В самом деле, повышение средней температуры на 2,0-2,5°, ожидаемое в первой четверти XXI в., отнюдь не исчерпывает всей глубины антропогенного изменения климата. Советские и зарубежные климатологи подчеркивают, что указанное потепление - только первый акт предстоящих изменений, за которыми, вероятно, последуют другие. Так, уже к концу будущего века средние температуры Земли должны повыситься еще вдвое, т.е. на 5-6° относительно термических условий доиндустриального периода, и такое нарастание будет продолжаться на протяжении примерно тысячи лет, пока не иссякнут все запасы минерального топлива. А после этого потребуется еще целое тысячелетие для восстановления современного газового состава атмосферы и современных температур.

Соответственно, Дж.Митчел (Mitchell, 1977) прогнозирует, что уже через несколько столетий может наступить необычно теплый период - некий суперинтергляциал, или сверхмежледниковье, непохожий ни на одну из межледниковых эпох последнего миллиона лет, для которого будут характерны температуры, имевшие место лишь в мезозое. В этом случае, благодаря необычно высоким температурам, большой длительности потепления и нелинейной реакции оледенения на рост температур, может произойти существенное сокращение массы льда Антарктиды и Гренландии, даже станет возможна их полная деградация.

Некоторые публикации создают впечатление, что потери, связанные с таким повышением уровня океана, могут быть компенсированы преимуществами, связанными с потеплением климата - см., например, дискуссию в работе Дж.Имбри и К.П.Имбри (1988). Пишут, в частности, что если повышение уровня океана приведет к сокращению обитаемой суши, нанесет ущерб приморским городам и портовым сооружениям, то зато в полярных морях лед не будет затруднять навигацию, в умеренных широтах можно будет возделывать субтропические фрукты, в пустынях Азии и Африки восстановится плодородие и т.д. Однако легко показать, что эти преимущества не могут идти ни в какое сравнение с неблагоприятными геоэкологическими следствиями полной или почти полной дегляциации.

Карта "Мир без ледников" показывает географию планеты, какой она может стать в случае полного таяния природных льдов и повышения уровня океана на 70 м. Она представляет собой как бы сценарий тех предельных изменений, которым подвергнется географическая оболочка в результате длительного действия парникового эффекта.

На карте прежде всего бросаются в глаза участки нынешней суши, которые окажутся затопленными морем. Площадь этого затопления, вероятно, не достигнет 10% общей поверхности суши, однако под водой окажутся самые ценные и экономически развитые территории. Помимо устьев рек, будут потеряны практически все великие аллювиальные равнины, которые стали первыми очагами цивилизации и до сих пор снабжают сельскохозяйственной продукцией половину человечества. Среди них - низменности в бассейнах Нила, Ганга-Брахмапутры, Меконга, Янцзы и Хуанхе, Тигра и Евфрата, Миссисипи и Амазонки... При этом надо подчеркнуть, что приморские низменности - наиболее плотно населенные области мира и что их население продолжает быстро расти: с развитием цивилизации усиливается тяготение народонаселения к морю, и сейчас 4/5 населения Земли живет на низменностях, главным образом приморских. Эта тенденция продолжает усиливаться: из 200 столиц мира половина располагается в устьях рек, из 23 городов-мультимиллионеров 18 находятся вблизи океана, не прекращается рост припортовых промыш-

ленных комплексов (Брук, Покшишевский, 1984). Добавим к этому, что Мировой океан после таяния ледников станет гораздо пустыннее: под его водами скроются все низменные (главным образом коралловые) острова - Маршалловы, Туамоту, Кука, Каролинские, Марианские, Сейшельские, Мальдивские, Багамские, Бермудские и многие другие.Не говоря уже о том, что на материках не останется ни одного портового города.

Изменения в географии Земли, более прямо связанные с исчезновением льда, существенно менее значительны: Гренландия станет безледным островом, Западная Антарктида - архипелагом островов, похожим на Филиппины, между его островами появится новое Западноантарктическое море.

В целом совершенно очевидно, что человечество заинтересовано в сохранении существующего сейчас оледенения: с экологической точки зрения не только его рост, но и сокращение представляются нежелательными.

Глава 15. РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И РЕГУЛИРОВАНИЕ СНЕЖНО-ЛЕДОВЫХ РЕСУРСОВ

15.1. Общие принципы и методы

Снежно-ледовые, как и другие природные условия, - категория историческая в том смысле, что их роль меняется по мере технологических и территориальных изменений хозяйства. Одни и те же природные явления оказываются то полезными, то вредными. В первом случае они относятся к категории природных ресурсов, во втором - к категории неблагоприятных и опасных природных явлений.

Снежно-ледовые ресурсы - это природные и природо-технические явления (процессы и объекты), непосредственно связанные со снегом и льдом, которые уже используются или реально могут быть использованы в обозримом будущем в разных областях практической деятельности. Более конкретно использование снега и льда может быть выражено через следующие основные виды ресурсов.

1. Водные ресурсы. Накапливающиеся за холодное время года массы снега и льда с наступлением тепла постепенно превращаются в воду, необходимую практически во всех отраслях человеческой деятельности. Талые воды, как правило,отличаются низкой минерализацией и малым содержанием биотических элементов. Есть предположения об их особой стимулирующей биологической роли.

2. Ресурсы холода. Они становятся все более необходимы в теплоэнергетике (системах охлаждения ТЭС и АЭС), на предприятиях пищевой, химической и других видов промышленности, для охлаждения газа в магистральных газопроводах, кондиционирования воздуха и др.

3. Ресурсы стройматериалов. При необходимости строительства современных зимних сооружений в холодных районах снег и лед оказываются наиболее дешевым и технологичным материалом, а их "самоуничтожение" летом обеспечивает экологическую чистоту стройки. При условии достаточной теплоизоляции и принудительного охлаждения возможно строительство долговременных ледовых и ледогрунтовых сооружений.

4. Агроклиматические ресурсы. Эти ресурсы снежного покрова на сельскохозяйственных и лесных угодьях включают теплоизоляцию корневой системы растений и улучшение условий их перезимовки; водонасыщение почвы весной и защиту почвы от водной и ветровой эрозии.

5. Рекреационные ресурсы. К ним относятся ледяные катки, горки, лыжни,горнолыжные трассы, снего-ледяная скульптура, а главное - общеоздоровительное и эстетическое воздействие на человека нивально-гляциального ландшафта.

Под использованием ресурсов в широком смысле слова надо понимать утилизацию естественных, целенаправленно измененных и искусственно созданных объектов и процессов. Примером первого типа может служить процесс таяния и формирование талого снегового и ледникового стока, идущего на выработку электроэнергии, продуктов сельского хозяйства и непосредственно используемого как материальная ценность в промышленном и коммунально-бытовом водоснабжении. В этом случае рационализация исполь-

зования ресурса сводится к инвентаризации осредненных пространственно-временных характеристик, позволяющей провести оптимальное долгосрочное планирование его хозяйственного освоения, и к глубокому изучению существа явления и его точному кратко-, средне- и долгосрочному прогнозированию, позволяющим создать оптимальную технику и технологию использования ресурса. Аналогичным образом рациональное использование снежного покрова как фактора перезимовки растений и животных, ледяного покрова водоемов и водотоков как путей для зимнего транспорта, подземного льда как основания для инженерных сооружений и т.п. определяется детальностью инвентаризации и точностью прогноза устойчивости и изменчивости этих объектов.

Первый тип использования снежно-ледовых ресурсов можно назвать пассивным, но только в технико-технологическом смысле слова. В научном же плане очевидна необходимость повышения активности в деле инвентаризации и прогнозирования, ошибки которых во многих случаях приводят к серьезным отрицательным экономическим и даже политическим последствиям.

Второй, активный тип использования снежно-ледовых ресурсов связан с целенаправленным преобразованием, созданием, охраной и в итоге управлением снежно-ледовыми явлениями. В этом случае, помимо знания естественной динамики явления, необходимо выявить его потенциальные, неполно или совсем не проявляющиеся в природе, возможности для решения комплекса практических задач; определить принципы, создать методы управления; разработать соответствующую технику и технологию; апробировать методы и средства управления явлением в разнообразных природно-экономических условиях; обосновать экономическую или внеэкономическую эффективность и выдать комплексные рекомендации по активным преобразованиям явления. Такие цели преследует инженерная гляциология (Инженерная гляциология, 1971; Котляков и др., 1981).

Рациональное использование снежно-ледовых ресурсов находится на ранней стадии теоретического обоснования, экспериментальной проверки и практического внедрения. Это объясняется рядом объективных, а также субъективных причин. Последние связаны с тем, что практики чаще сталкивались с теми эффектами снежно-ледовых явлений, для противодействия которым человечеству приходится нести значительные непроизводительные расходы. В этом случае снежно-ледовые явления представляют собой "негоресурсы" (по аналогии с термином негэнтропия теории информации), которые имеют, как и ресурсы, ясное стоимостное выражение, но не в прибылях, а в убытках. Рационализация использования полезных и нейтрализация вредных свойств снежно-ледовых явлений, особенно в сложных природно-технических системах, должна основываться на комплексном подходе к их регулированию. Классическим примером может служить снегозадержание на придорожных полях, повышающее их урожайность, с одновременным уменьшением заносимости дороги, понижающей расходы на снегозадержание у дороги и на снегоуборку с нее. С развитием науки и техники "негоресурсное" значение снега и льда будет не только подавляться и нейтрализоваться, но и переводиться в ресурсное.

Активный тип рационального использования снежно-ледовых ресурсов основывается на синтезе гляциологического, технического и экономического подходов к решению конкретных практических задач. В табл.15.1 представлена сводка основных систематически проводящихся или находящихся в стадии эксперимента инженерно-гляциологических мероприятий с указанием цели, объекта воздействия, использованных при этом принципов и методов, а также достигнутых результатов (Котляков и др., 1981). В дальнейшем в настоящей главе внимание читателя акцентируется на активном использовании положительных свойств снежно-ледовых явлений, а в следующей - на преодолении негативного их влияния на хозяйственную деятельность. Необходимо однако иметь в виду, что такое разделение в некоторой степени условно.

Ключевые проблемы целенаправленного изменения и искусственного создания снежно-ледовых явлений сводятся к управлению процессами льдообразования, таяния-испаре-

Таблица 15.1

Принципы и методы инженерно-гляциологических мероприятий

Принципы	Объекты	Цели	Методы	Результаты
Механический	Снежный покров	Снегомелиорации сельхозугодий	Агро- и лесотехнические (лесополосы, кулисы, безотвественная пахота)	Устойчиво положительные
			Снегопахание, прикатка	С переменным успехом
		Снегозадержание у дорог	Лесополосы, щиты, траншеи	Положительные при умеренных запасах
		Снегоуборка на дорогах, стройплощадках, ВПП	Снегоуборочные машины	Положительные при умеренных запасах
		Сброс снежных лавин и стабилизация снега на склоне	Взрывы, подрезка, ударные волны от самолета	С переменным успехом
		Строительство автозимников, ВПП и других сооружений	Рыхление снега с последующей трамбовкой, иногда со смачиванием пресной или солевой водой	Устойчиво положительные
	Ледники	Горнопроходческие работы	Механическое бурение, буровзрывной, пиление, скол	Устойчиво положительные
	Льды водоемов и водотоков	Продление навигации	Ледокольные суда, ледорезы и ледофрезы самоходные	Положительные при умеренной толщине
		Борьба с заторами и зажорами	Взрывы, попуски из водохранилищ	С переменным успехом
		Борьба с воздействиями льда на гидротехнические сооружения		
		Повышение несущей способности льда	Снегоуборка, армирование	Устойчиво положительные
	Наледи	Борьба с обледенением судов, дорог, гидротехнических сооружений	Ручное и механизированное скалывание льда	С переменным успехом
		Создание наледей в мелиоративных и строительных целях	Низконапорные плотины на водотоках	Устойчиво положительные
Теплофизический	Снежный покров	Снегомелиорации сельхозугодий	Ускорение стаивания зачернением поверхности	С переменным успехом
			Замедление стаивания теплоизоляцией поверхности	Устойчиво положительные
		Снегоуборка на дорогах, промышленных объектах, ВПП	Пламенные, инфракрасные снеготаялки, обогрев конструкций, в том числе геотермальными водами	С переменным успехом
	Ледники	Увеличение стока воды	Ускорение таяния зачернением поверхности	Эксперименты
	Льды	Продление навигации	Увеличение теплопотока от воды конвекцией с пузырьками воздуха от перфорированных	Положительные при умеренных морозах
			Увеличение теплопотока солнечной радиации зачернением поверхности	С переменным успехом
			Попуск горячей воды от ТЭЦ в портах	Устойчиво положительные
		Борьба с воздействиями льда на гидротехнические сооружения	Подогрев конструкций	Устойчиво положительные
	Наледи	Создание искусственных наледей многоцелевого назначения (для строительства, охлаждения, опреснения соленых вод)	Тонкослойный налив	Устойчиво положительные
			Распыление воды	Устойчиво положительные
			Дождевание	Эксперименты
Химический	Снег и лед	Растворение снега и льда на дорогах, ВПП, стройплощадках	Добавка хлоридов, нехлоридов, в основном органических	Положительное, но вызывающее коррозию металла
			Химическое замедление роста кристаллов глубинной изморози	Положительные
				Эксперименты
Комплексный	Снег Айсберги	Снегоборьба на дорогах, ВПП, стройплощадках	Газотурбинные снегоочистители для сдувания и возгонки снега и льда	Устойчиво положительные
		Транспортировка айсбергов в безводные районы для водоснабжения и охлаждения	Буксировка, таяние	Проект, малые эксперименты

ния, перераспределения масс снега и льда и формирования их свойств в природных условиях, но с применением технических средств. Кратко остановимся на современных возможностях активных воздействий на каждый из этих процессов.

Льдообразование в природе осуществляется двумя основными процессами: сублимационным в атмосфере и конжеляционным в гидросфере или на границе вода-воздух. Воздействие на первый из них - это крупная проблема метеорологии и физики атмосферы, связанная с решением таких актуальных задач, как увеличение количества атмосферных осадков, предотвращение градобитий, рассеивание облаков и тумана. Во многих странах мира со второй половины XX века проводятся обширные эксперименты по засеву облаков разными реагентами. Так, рассеивание в облаке твердой углекислоты благодаря ее испарению приводит к охлаждению воздуха до температуры ниже -40°С, при которой происходит спонтанная кристаллизация мельчайших облачных капель. Каждая такая микрокапля становится ядром кристаллизации, около которого растет снежинка. По мере увеличения веса она все быстрее падает, преодолевая восходящие токи воздуха в облаке и, наконец, достигает земли. Если температура в облаке достаточно низкая, то весьма эффективным оказывается введение в него вещества, кристаллы которых имеют одинаковое строение с ледяными (иодистое серебро и др.). Каждый такой микрокристалл также становится ядром кристаллизации.

Наибольший эффект в получении дополнительных атмосферных осадков получен в горных районах, природные условия которых сами по себе благоприятны для этого. Например, в засушливые зимние месяцы 1962-1964 гг. в США вследствие воздействия на облака иодистым серебром осадки увеличились на 20-40%. При этом только 2% дополнительных осадков окупили стоимость всей операции. На Украине прибавка количества зимних осадков достигала 15% нормы. В ряде случаев активными воздействиями на облачные системы могут одновременно решаться разные практические задачи. Так, искусственное "выснеживание" облачного фронта на подходе к московской городской агломерации, с одной стороны, ослабляет снегопад на ее территории, приводя к уменьшению затрат на снегоборьбу, а с другой, увеличивает толщину снежного покрова на полях, огородах и особенно в садовых массивах, что приводит к росту урожайности.

Другой вид твердых осадков - град - приносит большие убытки, особенно виноградным плантациям южных предгорных районов. В настоящее время во многих странах действуют противоградовые службы, хорошо оснащенные артиллерийскими ракетными установками для введения в градовые облака льдообразующих реагентов. Под их воздействием градовое облако в большинстве случаев превращается в обычное ливневое и вместо крупных убытков от градобития приносит доход за счет дополнительного полива растений. В обоих приведенных примерах "негоресурсная" роль снежно-ледовых явлений в результате правильно проведенных активных воздействий полностью или частично нейтрализуется и превращается в ресурсную.

Интенсификация естественного конжеляционного льдообразования в небольших масштабах проводилась с давних пор. Систематическое очищение от снега ледяного покрова рек и озер способствует его ускоренному нарастанию до толщины, обеспечивающей перевозку грузов. Последовательное скалывание нарастающего льда позволяет высвобождать корпус вмерзшего судна, создавая ему "сухой ледовый док". Этим же способом удается осушать участок дна неглубокого водоема. В ряде случаев, например для зимней навигации, требуется ослабление или полная ликвидация процесса естественного конжеляционного льдообразования. Прокладка по дну водоема или водотока перфорированной трубы и закачка в нее воздуха создает полосу поднятия пузырьков воздуха, а с ними и воды к поверхности. При этом лед либо нарастает медленнее и его равновесная толщина невелика, либо образуется полынья. Такой же эффект достигается искусственным стеснением и увеличением скорости потока.

Искусственное намораживание льда тонкослойным наливом или поливом воды на твердую поверхность имеет давнюю историю (Алексеев, Савко, 1975). Установлено, что в

слое воды толщиной до 8 мм льдообразование происходит сразу во всем объеме. По мере увеличения толщины скорость процесса намораживания падает. В наилучших условиях возможно намораживать 1-2 см льда на градус средней суточной отрицательной температуры воздуха. С помощью низконапорных плотин удается выводить воду на пойму, создавая на ней покров льда значительной площади, но небольшой толщины. Когда же требуется создать достаточно высокий, но компактный массив льда, то вода на его поверхность набрызгивается в жидком состоянии. В этом методе основной теплообмен происходит на поверхности налива.

Искусственное намораживание зимним дождеванием использует в качестве теплообменника капельный факел, создаваемый дальнеструйными дождевателями. Чем выше и шире факел, мельче капли и интенсивнее воздухообмен (за счет скорости ветра или движения самого факела), тем интенсивнее льдообразование. Средние дождеватели с расходом воды до 100 л/с, высотой факела 20-25 м и дальностью заброса капель до 100 м позволяют ускорить намораживание в десятки раз по сравнению с методом тонкослойного налива. При этом образуется массив из зернистого материала, по свойствам очень близкого к естественному фирну. Во влажном состоянии он легко формуется, а после промерзания обладает достаточной для многих целей прочностью. Еще одно свойство такого массива - быстрая фильтрация и сток избыточной воды - позволяет использовать его в качестве опреснителя минерализованных вод (А.С.1130531). Заготовленный из них зимой массив летом при таянии даст пресную воду. Если же для строительных целей (ледяные переправы, плотины, платформы, острова) требуется монолитный лед, то на поверхность подается, как и в методе тонкослойного налива, водно-ледяная смесь, смерзающаяся в виде белесоватого неслоистого льда, по плотности и прочности не уступающего прозрачному.

Разбрызгиванием воды в морозном воздухе получают не только плотные материалы - лед (900 кг/м^3) и фирн (600 кг/м^3), но и рыхлые, необходимые для теплоизоляции грунта или сооружений. Для этого вода еще до выброса в воздух аэрируется, насыщается мельчайшими пузырьками воздуха в так называемых "снежных пушках". Образуется материал, внешне действительно напоминающий снег, с плотностью 200-300 кг/м^3, пригодный, в частности, и для создания лыжных трасс. Дальнейшее понижение плотности материала, повышающее его теплоизоляционный эффект, достигается введением в воду поверхностно активных веществ, а также насыщением воды пузырьками воздуха. В итоге формируется "пенолед", успешность применения которого в большой степени зависит от его устойчивости и длительности существования (Сморыгин, 1984). Распыление воды в морозном воздухе используется не только для получения разнообразных ледяных материалов с регулируемыми свойствами, но и как эффективный процесс очищения воздуха от пыли, особенно необходимый в карьерах.

Искусственное льдообразование возможно как на контакте вода - воздух, так и на контакте вода - твердое тело. Метод объемного промораживания воды, как и грунтов, основывается на введении в нее трубчатых конструкций. Циркуляция по трубам хладагента, охлаждаемого наружным морозным воздухом, приводит к образованию круглых ледяных балок, которые постепенно могут образовать массив монолитного льда.

Таяние-испарение снега и льда в природе происходит за счет солнечной радиации, инфракрасного излучения атмосферы, прихода тепла от воды и воздуха и в малой степени (кроме вулканических районов) от грунта. Процесс этот чрезвычайно энергоемок, поэтому его преобразования с использованием техногенной энергии в настоящее время возможны лишь в малых масштабах на особо ответственных производственных участках. В то же время уже давно известны пути интенсификации таяния-испарения снега и льда с помощью солнечной энергии.

Посыпка льда и особенно снега разными твердыми веществами снижает альбедо их поверхности. В результате снежный или ледяной покров поглощает добавочное количе-

ство солнечной радиации, пропорциональное изменению альбедо. Это тепло реализуется в основном в виде таяния и испарения снега и льда. При сухой морозной погоде добавочное тепло целиком идет на испарение, причем его максимально возможное в горах южных широт суточное значение, равное около 29,18 МДж/м^2, соответствует испарению всего 10 мм снега или льда (в слое воды). При температуре воздуха от -5 до -8^{o}С снег или лед при достаточном зачернении их поверхности начинают заметно таять. Появление талой воды приводит к дополнительному снижению альбедо и, следовательно, усилению таяния, которое после перехода температуры воздуха через 0^{o}С обычно полностью доминирует. В процессе таяния часть загрязняющего вещества, особенно его крупные фракции, погружается в толщу снега или льда. С одной стороны,этот процесс снижает энергетический эффект зачернения, с другой - приводит к уменьшению механической прочности льда.

Описанный эффект применяется при решении разнообразных практических задач (Котляков и др., 1981). В сельском хозяйстве ускорение схода снега с полей способствует более раннему началу весенне-полевых работ, дружному всходу озимых, удлинению периода вегетации растений. Посыпка песком оледенелых участков автодорог, улучшая их фрикционные характеристики, в весенний период одновременно приводит к таянию льда. Искусственное весеннее зачернение снежно-ледяного покрова водоемов и водотоков помогает создавать судоходные каналы и портовые акватории во льду как непосредственно благодаря таянию, так и вследствие снижения прочности льда, облегчающего работу ледоколов. Исследуется возможность ускорения таяния и водоотдачи с ледников с целью компенсации дефицита воды в засушливые годы. Сейчас очевидно, что к этой задаче надо подходить комплексно, предусматривая обязательное восполнение "взятого у природы взаймы" льда. В противном случае не исключена необратимая деградация ледников, неизбежно приводящая к общему иссушению территории.

Многочисленные экспериментальные и производственные работы по искусственному зачернению снега и льда в природных условиях позволяют сделать некоторые общие выводы. Зачерняющие вещества могут быть весьма разнообразными (угольная пыль и зола, мелкодисперсные грунты и др.), но гигроскопичными, по возможности темными, с преобладающей крупностью частиц от 0,2 до 2 мм. С повышением весовой нормы запыления от 0 до 10 г/см^2 скорость таяния возрастает очень быстро, от 10 до 100 г/м^2 существенно, от 100 до 1000 г/м^2 медленно. В дальнейшем с появлением и утолщением сплошного слоя запылителя таяние начинает замедляться. Экономическая эффективность ускорения таяния на небольших площадях (в населенных пунктах, на дорогах, судоходных трассах) достигается средними и иногда большими нормами зачернения. Усиление водоотдачи с больших площадей снежного покрова и ледников экономически оправдывается только применением малых норм зачернения (1-10 г/м^2), которые эффективны при воздействии на чистый снег, но практически непригодны в случае загрязненного снега или ледникового льда.

Для целей снего- и ледоборьбы на разных инженерных объектах применяются разнообразные технические источники тепла, большинство из которых обеспечивают надежный, но узко локализованный эффект. К ним относятся, например, инфракрасные источники, устанавливаемые над железнодорожными стрелками, электро-, водо- и воздухообогрев разных обмерзающих или заснеженных конструкций. Аэродромные снегоочистители с турбореактивным рабочим органом очищают взлетно-посадочные полосы от снега и льда как механическим, так и термическим воздействием мощной нагретой газовой струей. При этом происходит как сдувание, так и в значительной степени испарение (точнее - возгонка) снега и льда. Достаточно крупномасштабное термическое и механическое воздействие на речной лед происходит при зимних попусках на гидроузлах. Но в этом случае техногенна только регулирующая система, а тепловая и механическая энергия имеет природное, в конечном счете солнечное происхождение.

Ослабление процесса таяния-испарения в природе происходит обычно вследствие появления на поверхности льда или снега теплоизолирующего слоя, грунтового или растительного. Многочисленные эксперименты на ледниках, покрытых поверхностной мореной могут быть обобщены в виде формулы:

$$A/A_0 = \frac{a}{bh + 1} - \frac{a}{bh_{от} + 1},$$

где h - толщина слоя морены на льду, см; $h_{от}$ - толщина слоя, оттаивающего за лето, см; A - таяние льда за лето под слоем толщины h; A_0 - таяние чистого льда за лето при прочих равных условиях; среднее для морены значение параметров: $a = 1,3$; $b = 0,2$ см$^{-1}$. Для других грунтов, тем более с растительным покровом, параметры будут иными. Для искусственного ослабления таяния часто применяются более эффективные теплоизоляторы - опилки, солома и т.п., позволяющие сохранить ледяные массивы на протяжении всего теплого или даже жаркого лета. Скорость таяния льда в потоке воды удается уменьшить на порядок с помощью пленочных или текстильных полотен, создающих у поверхности льда неподвижный слой воды. По-видимому, этого же эффекта можно достигнуть и для раздела лед - воздух в случае использования пленки с зеркальной поверхностью, отражающей солнечную радиацию. Однако, при современных технологиях ускорить таяние можно на больших площадях, а замедлить - лишь узко локально.

Перераспределение масс снега и льда в природе в больших масштабах происходит в результате метелевого, лавинного процессов, дрейфа плавучего льда в морских течениях и под действием ветра, с речными потоками в виде шуго- и ледохода, а также в водоснежных и водоледовых селях в горах. Всесторонне исследованы и широко применяются искусственные воздействия на снеговетровой поток, позволяющие как накапливать, так и убирать метелевый снег (Рихтер, 1953; Шульгин, 1980). Искусственный сброс снежных лавин обстрелом горных склонов используется как превентивная мера в противолавинных мероприятиях, наряду с приемами стабилизации снега (Снежные лавины..., 1974). Имеющийся в США положительный опыт массового спуска лавин ударной волной сверхзвукового самолета позволяет говорить об этом виде перераспределения снега как способе регулирования водного баланса целых горных бассейнов. Теоретически и экспериментально исследуется возможность искусственной транспортировки айсбергов из акваторий высоких широт в засушливые жаркие районы Земли. Локально, но тем не менее в больших масштабах проводится уборка снега и льда с полотна дорог, территорий промышленных и коммунальных объектов. При этом до настоящего времени механический принцип уборки полностью доминирует над тепловым или химическим, так как в энергетическом отношении он во много раз более экономичен.

Изменение свойств снега и льда в природе происходит постоянно вследствие разнообразных процессов, приводящих к уплотнению или разрыхлению, повышению или понижению прочности и сцепления с подстилающей поверхностью, теплопроводности, прозрачности, водо- и воздухопроницаемости и т.д. Некоторые естественные процессы (уплотнение под нагрузкой, при смачивании, изменение альбедо поверхности при загрязнении и др.) удается воспроизвести с помощью технических средств. В других случаях для получения заданных свойств приходится применять специальные технологии - аэрацию, введение в замерзающую воду разных добавок.

15.2. Снежные мелиорации

Одним из важных и необходимых способов рационального использования снежно-ледовых ресурсов служат снежные мелиорации - методы улучшения теплового и водного режимов почвы при помощи воздействия на снежный покров. Их цель - повышение урожайности сельскохозяйственных культур, объекты - озимые и яровые зерновые, кормовые культуры, а также садовые насаждения, виноградники. Задачи снежных мелиораций - накопление дополнительных запасов влаги в почве, улучшение условий перезимовки растений, ослабление действия эрозии и дефляции почвенного покрова. В Рос-

сии снежная мелиорация входит в состав зимних агротехнических мероприятий и служит одним из элементов почвозащитной системы земледелия в степных и лесостепных районах.

Впервые на возможность использования снежного покрова в сельском хозяйстве указал А.И.Воейков (1985): целесообразным распределением препятствий в виде деревьев, изгородей, кустарников, оставленных на полях стеблей высоких растений человек может изменить распределение снега согласно своему желанию. Другие крупные ученые В.В.Докучаев, П.А.Костычев, А.А.Измаильский еще в 90-х годах прошлого столетия отмечали большое значение снежного покрова в борьбе с засухой. В начале XX в.на сельскохозяйственных опытных станциях юга Украины исследовалось влияние снегозадержания на урожайность полевых культур. С 20-х годов в крупных научных учреждениях страны велась разработка приемов использования снега в борьбе с засухой и зимней гибелью хлебов от сильных морозов, в связи с избытком снежного покрова, последствиями зимних оттепелей и другими причинами ухудшения жизнеобитания растений в зимний период. В последние десятилетия усовершенствовались технические приемы снежной мелиорации, особенно в восточных районах страны.

К числу основных неблагоприятных для сельского хозяйства явлений климата относятся засухи и суховеи, повреждения и гибель зимующих культур при низких температурах воздуха и почвы и малом снежном покрове, либо при высоких температурах почвы (близких к $0^{o}C$) и глубоком снежном покрове. Неблагоприятные явления для зимующих культур - вымерзание, выпревание, вымокание, гибель от ледяной корки - наблюдаются во многих районах; при этом вымерзание посевов происходит премущественно в степных районах, ледяная корка - чаще всего в лесостепных, а выпревание и вымокание - в лесных районах.

Для жизнеспособности и урожайности зимующих сельскохозяйственных культур решающее значение имеет оптимальный климат в верхних слоях почвы - на глубине залегания узла кущения озимых и корневой шейки и многолетних трав (3 см). Величина оптимума температуры почвы на этой глубине находится в пределах от -5 до $-15^{o}C$.При более низких температурах почвы озимые вымерзают, а при более высоких выпревают.

Карта снежной мелиорации на территории бывшего СССР, помещенная на с.346 в I-м томе Атласа, говорит о дифференциации территории по степени необходимости мелиорации для сельскохозяйственных культур. Основными показателями при выделении таких территорий служили характер увлажнения, средняя из наибольших декадных толщин снежного покрова, показатель суровости климата почвы зимой. Наибольшие площади снегомелиоративных мероприятий сосредоточены (среднее за 1976-1980 гг.) в Северном Казахстане, Западной Сибири, в Уральском и Поволжском районах. Значительные площади занимает снежная мелиорация в Центрально-черноземной области, Центральном и Волго-Вятском экономических районах России. Гораздо меньшую долю она имеет в южном и юго-западном районах Украины, на Северном Кавказе, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Для обоснования необходимости проведения снежных мелиораций в отдельные годы используются расчетные методы. Потребность в накоплении снежного покрова для ранних яровых культур определяется осенью каждого предшествующего года по разности между наименьшей полевой влагоемкостью, с одной стороны, и суммой осенней влагозарядки и среднего многолетнего снегозапаса - с другой. Снежные мелиорации осуществляются разными видами и способами. Терморегулирование почвы достигается снегозадержанием и снегоуплотнением, а влагорегулирование - снегонакоплением и снеговодоудержанием весной. Снегонакопление направлено на задержание снега, переносимого низовыми метелями, путем вторичного отложения снега, снесенного ветром с окружающих пространств. Способы снежных мелиораций разделяют на три типа: 1) механизированный,с помощью специальных орудий - снегопахов; 2) при помощи растительности - лесных полос, кустарниковых защит, высокостебельных растений, оставлением жнивья (стерни); 3) ко-

мбинированный - сочетанием первых двух способов. Снежная мелиорация при помощи высокостебельной растительности получила название кулисного снегозадержания, так как снегозадерживающие препятствия из стеблей растений высеиваются рядами (кулисами) перпендикулярно господствующим ветрам. Это делают либо весной, либо чаще за 35-40 дней до посева озимых культур осенью с тем, чтобы кулисные растения к зиме успели окрепнуть и стать устойчивыми к морозам. Опыт последних десятилетий показал, что чем выше стерня, тем больше накапливается снега.

Снежные мелиорации - устройство лесополос, посев кулисных растений,создание снежных валов, расстановка щитов и др. - получили развитие и в садоводстве Сибири. В молодых садах кулисы применяются в междурядьях и около полос деревьев. В садах они создаются из подсолнечника, а в ягодниках - из горчицы.

Опыт проведения снежных мелиораций за последние полвека в районах Западной Сибири, Северного Казахстана, Поволжья, центральной части России показал их высокую эффективность: толщина снежного покрова увеличивается в среднем в 1,5-2 раза (на 20-30 см), запасы влаги в метровом слое почвы повышаются на 50 мм и более, глубина промерзания уменьшается до 100 см, температура почвы на глубине 3 см изменяется на 10-20°. Урожайность зерновых повышается на 3-5 ц/га, а в отдельные годы до 10 ц/га для озимых культур .

Эффективность снежных мелиораций во многом зависит от дифференцированного применения их способов и приемов как в пространстве, так и во времени, для разных объектов, в разные типы зим и предшествующей осени. В западной части малоснежных засушливых территорий бывшего СССР целесообразно кулисное снегозадержание и полезащитные лесные полосы на озимых, а в восточной части - снегопахота под яровые культуры; в западной части умеренно-снежной зоны недостаточного и неустойчивого увлажнения необходимо проводить кулисное снегозадержание на озимых и снегонакопление под яровые снегопахотами, а в восточных районах - снегопахоту под яровые, стерневые и подсолнечниковые кулисы в яровых культурах; в южной части многоснежной, влажной зоны в некоторые зимы полезно снегоуплотнение на озимых культурах.

Характер снежных мелиораций сильно зависит от типа зимы и предшествующей осени: в мало- и среднеснежные зимы необходимо снегозадержание, а в многоснежные - снегоуплотнение. В малоснежные зимы надо уменьшать расстояния между снегозадерживающими препятствиями, а в многоснежные увеличивать их. В сухую осень необходимо снегонакопление, а во влажную оно малоэффективно. Чем континентальнее климат,тем большее значение имеет раннее снегозадержание, однако если снег выпал рано, на талую почву, оно неприемлемо.

15.3. Использование снега и льда на транспорте

Для движения обычных средств транспорта и специальных снегоходов нередко используется поверхность снежно-ледовых массивов. Снег и лед могут оставаться в естественном, ненарушенном состоянии или пройти предварительную обработку (уплотнение снега, намораживание льда). Снежные и ледяные основания устраиваются для автомобильного транспорта, железных дорог, авиации, для речных и морских судов могут применяться ледовые причалы.

Особым, широко используемым с давних времен типом снежно-ледовых коммуникаций служат ледяные переправы, прокладываемые по льду рек, озер и морей. Нередко сами природные льды становятся своеобразным транспортным средством, например льдины станций "Северный полюс".

15.3.1. Снегоходный транспорт

Снегоходный и снегоходно-вездеходный транспорт становится в северных широтах таким же массовым, как и автомобильный. Аэросанный транспорт возник раньше,чем гусеничные снегоходы, но вскоре, особенно после Второй мировой войны, выяснились решающие преимущества снегоходов: высокая проходимость, легкое обеспечение вездеходности, меньший расход горючего, меньшая себестоимость.

Снегоходы делятся на две крупные категории: лыжные и гусеничные. Лыжные опираются на снег одной или несколькими широкими и длинными скользящими поверхностями, которые перемещаются по снегу подобно лыжам. Опора гусеничных вездеходов - широкие гусеницы, напоминающие тракторные. Если гусеница одна, то впереди устанавливаются направляющие лыжи, связанные с рулевым управлением.

Впервые снегоход по двухгусеничной схеме был применен в России в 1916 г. для военных целей. С 1926 г. в СССР стали выпускаться небольшими сериями гусеничные снегоходы НАТИ-МС-1, НАМИ-0695-БА и т.д. На Рыбинском производственном объединении моторостроения (АПОМ) с 1972 г. серийно выпускаются снегоходы типа "Буран".Они развивают скорость до 60 км/час и преодолевают заснеженные склоны крутизной до 40^{0}.

Скорости современных снегоходов массовых моделей достигают 100-120 км/час ("Кавасаки - инвейдер"), гоночных снегоходов до 250 км/час ("Ямаха"). Из новых конструкций интересны вездеходы на бегущей волне, имитирующие движение живой гусеницы. К их днищу прикрепляются эластичные ленты с встроенными постоянными магнитами. Над ними смонтированы обычные ленточные приводы, на которых также расположены постоянные магниты, движущиеся с заданным шагом. Последовательные притягивания и отпуски магнитов эластичных лент создают бегущую волну. Движение происходит с высокой комфортностью.

В ряде зарубежных стран создана специальная снегоходная промышленность. Только США и Канада ежегодно выпускают около миллиона сноумобилей (Ювенальев,1983).Снегоходный транспорт предъявляет к снеговедению новые, постоянно усложняющиеся требования. Совершенствуется теория движения снегоходов при высоких скоростях и их глиссирования в рыхлом снеге (Сбоев, 1981).

15.3.2. Снежно-ледяные дороги

В районах Сибири и Севера широко используются автозимники - сезонные дороги с полотном и дорожной одеждой из снега, льда и мерзлых грунтов (Автомобильные дороги, 1981). Автозимники часто устраивают в корытообразном поперечном профиле методом постепенного наращивания снежного полотна по мере выпадения снега. В открытой местности при больших объемах метелевого снегопереноса устройство снежного покрытия сочетают с траншейным снегопаханием в придорожной полосе и другими мерами снегозащиты. В ряде случаев автозимники прокладываются по льду рек и озер. Снежное покрытие устраивают дорожно-строительными машинами, используя движение автомобилей и одновременно планируя плотно автогрейдерами и гладилками. Иногда применяются специальные катки. Для увеличения прочности полотна снежный слой поливают водой на ширину проезжей части. На лесовозных дорогах создают ледяные полосы, по которым движутся полозья саней.

Различают два типа автозимников: 1) расчищенные от снега, выровненные и покрытые льдом полосы (нередко водой заливаются только колеи, нарезанные в грунте), 2) уплотненные снежные насыпи, возвышающиеся над снежным покровом. Дороги первого типа не рекомендуются в сильно метелевых районах. В слабо метелевых районах,например в Якутии, это основной и самый экономичный тип автозимников (Логинов,1981).Снежные насыпи сооружают из снега, предварительно разрыхленного, а затем уплотненного с помощью катков, вибро- и листовых уплотнителей.

В Швеции ежегодно сооружаются 30-40 тыс.км снежно-ледовых дорог (Гоц,1963).Используются тракторные прицепы в виде катков, виброуплотнителей, цепных рыхлителей соединенных с листовыми уплотнителями. Основная проблема автозимника, сооруженного из снега и льда - обеспечение достаточной для движения транспортных средств плотности дорожного полотна. Ниже указаны минимальные плотности снега,$(кг/м^{3})$, для разных видов транспорта: автомобиль - 550-660, колесный трактор - 480, гусеничный трактор - 410, гужевой транспорт - 350.

Из рис.15.1 видно, что механические уплотнители не могут обеспечить нужную для автотранспорта плотность даже при очень низких температурах. Основная причина - трудность разрушения скелета снежной массы и самих снежных кристаллов. Преодолеть это затруднение можно только за счет изменения физического состояния среды.

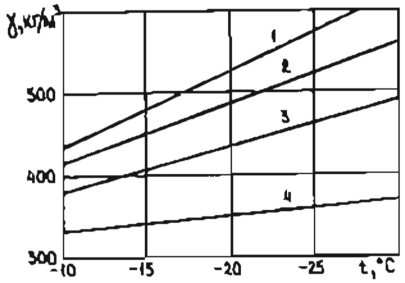


Рис.15.1. Зависимость плотности снега γ от температуры воздуха t и уплотняющих средств: 1 - вибратор массой 1,6 т, 2 - вибратор 0,6 т, 3 - каток с уплотнителем, 4 - каток без уплотнителя

В Канаде для автозимников широко применяется уплотнение снега с заливкой водой, что дает плотность покрытия, приближающуюся к плотности льда. Этот способ особенно удобен при сооружении ледовых переходов в болотистых местах и в районах с развитой сетью рек и ручьев, где заливка снега производится местными водами. При строительстве автозимников на Аляске применяют три варианта: естественный или искусственный снег, мелкоколотый лед. Сооружение дороги из искусственного снега и льда с плотностью 600 кг/м^3 требует больших затрат воды - до 4-5 м^3 на один погонный метр дороги. Наиболее экономичными оказываются покрытия из колотого льда, измельченного до зерен размером 3-100 мм. Дробленный лед загружают в бункер машины, распределяющей его равномерным слоем по дорожному полотну. Этот слой обливается горячей водой и промораживается.

15.3.3. Ледяные переправы и основания

Разновидностью ледяных автозимников служат переправы по льду на сухопутных автозимниках. Ледяные переправы используются и на магистральных дорогах через крупные водотоки, где нет капитальных мостов. Например, в районе Якутска каждую зиму действует ледяная переправа через р.Лена. Ледяной покров используется иногда как дополнительная строительная площадка при строительстве гидротехнических сооружений.

Ледяные переправы и основания могут быть двух типов: естественные и усиленные. Естественный ледяной покров толщиной 0,5-1,0 м пригоден для движения только легких транспортных средств. Для пропуска современных автомашин с большими нагрузками требуется усиление ледяного покрова путем намораживания, поскольку устройство деревянных настилов обходится значительно дороже.

В исторической обороне Ленинграда во время Великой Отечественной войны огромную роль сыграла "Дорога жизни", уложенная по льду Шлиссельбургской губы Ладожского озера. За отдельные сутки по этой дороге проходило до 6 тысяч автомашин при 4-5-полосном движении в условиях непрерывной бомбежки и артобстрела. За все время до прорыва блокады было перевезено более 400 тыс.тонн грузов и 500 тыс.человек.

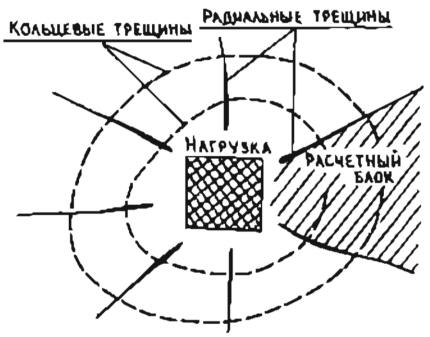


Рис.15.2. Типичное трещинообразование при сосредоточенной нагрузке на ледяной покров

Прочность ледяных переправ рассчитывается по схеме расчета плит на упругом основании с коэффициентом запаса, равным 4 для динамических нагрузок. Это соотвествует предельному состоянию возникновения радиальных трещин вследствие растяжения нижней кромки прогибающегося льда (рис.15.2). В этом случае ледяной покров еще не теряет свои несущие свойства. В настоящее время несущую способность ледяного покрова определяют по состоянию, предшествующему появлению кольцевых трещин в результате действия растягивающих напряжений на верхнюю поверхность ледяного покрова (Козицкий, 1986).

Прочность ледяного покрова зависит не только от физико-механических характеристик самого льда, но и от поведения подледной жидкой среды. Приложение динамических нагрузок к ледяному покрову вызывает в мелких водоемах глубиной до 10 м зарождение гидродинамических волн длиной 150-200 м со скоростью распространения около 10 м/с. При движении автомашин со сходными скоростями (около 35 км/час) возможны резонансные явления с разрушением ледяного покрова, хотя нагрузки значительно ниже критических. Это особенно опасно на мелководье и в береговых зонах, где должен строго соблюдаться скоростной режим движения автотранспорта.

Из сказанного следует, что при инженерных расчетах несущей способности льда надо учитывать много разных факторов. Для пропуска по льду колесных автомобилей массой 15 т при средней за три дня температуре воздуха -10°C и глубине дна под льдом не менее 10 м для ровного нетрещиноватого прочного льда без включений требуется толщина льда 0,42 м, а дистанция между машинами не менее 32 м. Для машин на гусеничном ходу при тех же условиях получим соответственно 0,32 м и 25 м. Для гусеничных грузовых снегоходов общей массой до 5 т в этом случае безопасна толщина льда 0,2 м. Если толщина льда меньше расчетной, лед должен наращиваться.

Наращивание льда производится разными способами. В Канаде оно выполняется с помощью специальных насосно-буровых машин с широкопрофильными шинами низкого давления. Из пробуренных скважин вода выкачивается на поверхность. За сутки наращивают 7-10 см льда. Для пропуска тяжелых автомашин до 70 т начальная толщина льда должна составлять 1,6 м. Далее толщина льда увеличивается естественным путем и в апреле, к началу таяния достигает 2,3 м и более.

Ледяной покров используют также в качестве строительных площадок и платформ при строительстве портовых сооружений, прокладке нефтепроводов, поисках морских месторождений нефти и газа, строительстве аэродромов, гидроэлектростанций, например Красноярской, Братской, Усть-Илимской, Вилюйской ГЭС. Применение ледяного покрова как стройплощадки устраняет сезонные перерывы работ, сокращает сроки и стоимость строительства (Вишняков, Иваницкий, 1971).

Существенным недостатком ледяных оснований служит ненадежность льда для долговременных стационарных сооружений. Здание или промышленный агрегат, установленные на ледяном основании, постепенно и непрерывно погружаются в лед. Степень этого погружения предвидеть трудно, так как оно зависит не только от конфигурации, веса и расположения объекта, но и от меняющихся условий погоды, внешнего теплового режима и т.д.

15.3.4. Снежно-ледяные взлетно-посадочные полосы

Снежное покрытие взлетно-посадочных полос (ВПП) для авиации должно быть прочнее, чем покрытие автозимников. Здесь предпочтительнее использовать расчищенные ровные ледяные поверхности, хотя легкие самолеты типа АН-2 и вертолеты МИ-8, у которых колеса шасси имеют широкую площадь опоры, способны приземляться на ровной поверхности естественного неглубокого снега.

Проблема снежно-ледяных ВПП весьма актуальна для полярной авиации, самолеты которой имеют лыжные, лыжно-колесные и колесные шасси. Удельное давление от лыж значительно меньше, чем от колес, однако лыжи после долгой стоянки примерзают к снегу, что вынуждает применять тефлоновые смазки и другие средства для освобождения примерзших самолетов.

Сооружение снежно-ледяных ВПП в условиях высокогорья и покровных ледников Гренландии и Центральной Антарктиды сопряжено с особыми трудностями. Вследствие разреженности атмосферы ВПП здесь длиннее почти вдвое по сравнению с нормальными условиями. Фирновый слой очень велик, поэтому для устройства усиленных покрытий, подобных зимникам, требуется слишком много воды, а брать ее неоткуда. Механическая же обработка снежного покрова при летних антарктических температурах -25, -40°C не позволяет увеличить плотность снега более 500 кг/м^3.

Тяжелые самолеты с колесными шасси стали применяться в полярных районах сравнительно недавно, после освоения методов постройки надежных снежно-ледяных ВПП. Так, в Гренландии для их постройки употребляют машины, измельчающие фирн в порошок. Измельченный материал прогревается по всей площади полосы и затем уплотняется тяжелыми катками. После промерзания создается слой толщиной до 75 см, равный по прочности льду. Так же строятся ВПП в районе антарктических станций.

В перспективе возможно применение соляных смесей снега, так называемых эвтектических смесей, с существенно измененной поликристаллической структурой и с более прочными межкристаллическими связями. После промерзания эти смеси оказываются в 1,5 раза прочнее льда. Есть возможность готовить ВПП в оттепель, а с наступлением морозов прочность покрытий резко увеличивается: при температуре -40°С они выдерживают нагрузку до 35,4 кг/см^2 (Власов, 1975).

15.4. Лед и снег как строительный материал

С точки зрения строительства главная особенность льда и снега заключается в температурных ограничениях их использования. Устойчивость сооружений из льда и снега может быть обеспечена лишь в случаях, когда снежно-ледяные конструкции защищены от таяния или их возможное протаивание не превышает величины, допускаемой по условиям эксплуатации сооружения.

Предел прочности льда при сжатии составляет 1-10 МПа, что сопоставимо с прочностью таких распространенных строительных материалов, как кирпич ($\sigma_{сж}$ = 2,5-10 МПа), гипсобетон ($\sigma_{сж}$ = 8,5 МПа), древесина ($\sigma_{сж}$ = 1,5-15 МПа). Однако пластические деформации не дают возможности полностью использовать эту прочность. Пластические свойства проявляются даже при малых нагрузках, в том числе под действием собственного веса снежно-ледяных конструкций. Конструкции из льда и снега могут непрерывно деформироваться и изменять очертания, не разрушаясь. Пластические деформации достигают значительной величины при относительно малых по сравнению с пределом прочности напряжениях. Поэтому критериями долговечности сооружения из льда и снега и пригодности его для длительной эксплуатации обычно служат не прочностные характеристики, а скорости деформирования его конструкций.

Лед и снег лучше сопротивляются сжимающим, чем растягивающим усилиям. Поэтому конструкции из снега и льда целесообразно проектировать таким образом, чтобы все элементы работали только на сжатие. В этом проявляется некоторая аналогия с конструкциями, возводимыми из камня и кирпича.

При использовании снега наряду с пластическими деформациями необходимо учитывать возможность существенного уменьшения его объема, перекристаллизации и изменения его физико-механических свойств. Параметры прочности и ползучести льда и снега сильно меняются в зависимости от температуры: с ее понижением прочность увеличивается, а скорость ползучести уменьшается. Наибольшие изменения наблюдаются в интервале от -5° до 0°С. Так, при повышении температуры от -5° до -1°С скорость ползучести льда увеличивается втрое, а от -1° до 0°С - еще вдвое. Предельное сопротивление льда сжатию при этом уменьшится соответственно в 1,5 и 1,5 раза.

К специфическим особенностям льда и снега относятся свойства режеляции, заключающиеся в том, что при возникновении местных повышенных давлений на контактах кусков или кристаллов льда происходит некоторое плавление кристаллов, образующаяся при этом вода выдавливается в места с меньшим давлением, и там снова замерзает, а контактирующие куски льда смерзаются.

Процессы режеляции сопровождаются рекристаллизацией, в результате которой уменьшается общее количество кристаллов благодаря росту более крупных за счет уменьшения и исчезновения более мелких, а также росту менее напряженных кристаллов за счет более напряженных. Явления режеляции и рекристаллизации в строительной практике позволяют получать из отдельных кусков монолитные конструкции.

Отмеченные особенности накладывают ряд ограничений на использование льда и снега в качестве строительных материалов и требуют специальных способов проектирования, строительства и эксплуатации возводимых из них сооружений и конструктивных элементов. При подобном проектировании необходимо выполнить теплотехнические расчеты, определяющие термическую устойчивость сооружения, и расчеты на ползучесть,определяющие деформативную устойчивость сооружения.

Временные сооружения, рассчитанные на эксплуатацию только в течение зимнего времени, не требуют детальных теплотехнических расчетов, так как их термическая устойчивость обеспечивается отрицательной температурой наружного воздуха. Однако при необходимости продления срока службы временных сооружений на теплый период и особенно при строительстве многолетних сооружений теплотехнические расчеты, подтверждающие термическую устойчивость сооружения, становятся обязательными.

Теплотехнические расчеты включают решение уравнений теплового баланса для сооружения в целом и для отдельных ледоснежных элементов. Наиболее сложен расчет теплообмена сооружения с окружающей средой, поскольку его характер в разных местах наружной поверхности сооружения может быть весьма разнообразным и переменным.При расчетах необходимо учитывать возможность фазовых превращений воды - промерзания и оттаивания грунтов в основании сооружения и теплоизоляционного покрытия, частичного таяния ледяных конструкций, сублимации и возгонки льда.

Тепловые расчеты включают также определение температуры ледоснежных конструкций с учетом режима эксплуатации сооружения. В ряде случаев для обеспечения устойчивости сооружения приходится прибегать к искусственному охлаждению таких конструкций. Требуемая мощность холодильных агрегатов и размещение охлаждающих установок определяются в соответствии с теплотехническими расчетами.

Для характеристики деформации ледоснежных конструкций введено понятие деформационной устойчивости. Конструкции и сооружения из снега и льда считаются деформативно устойчивыми в том случае, когда скорости их деформирования не превышают допустимых, а конечные деформации за расчетный период эксплуатации сооружения не вызывают существенного изменения формы конструкций в целом и допустимы по условиям их эксплуатации. Расчеты деформативной устойчивости сводятся главным образом к вычислению скорости и величины деформации ледяных и снежных конструкций в течение заданного промежутка времени. Если по расчету оказывается, что деформация превышает допустимую, то это указывает на необходимость изменения конструкции или принятия других мероприятий для уменьшения скорости деформаций, например, путем охлаждения конструкций и поддержания в них более низкой температуры или применения льда с упрочняющими добавками.

Расчеты на ползучесть ледяных и снежных конструкций обычно проводятся совместно с теплотехническими расчетами. Возведение конструкций из снега и льда требует решения ряда принципиально новых для строительной практики проблем, связанных с намораживанием и упрочнением льда и искусственным уплотнением снега. При эксплуатации сооружений из снега и льда нужно соблюдать проектный тепловой режим сооружения и обеспечить термическую устойчивость ледоснежных конструкций.

15.4.1. Опыт использования снега и льда в строительстве

Народы Севера, приспосабливаясь к суровым природным условиям, научились и с успехом применяли снег для строительства жилья и вспомогательных построек.Особого мастерства достигли эскимосы при строительстве снежных хижин иглу . Эти постройки служат образцом остроумного и умелого использования снега в качестве строительного материала. Этот опыт используется и в наши дни альпинистами в высокогорье и туристами, путешествующими в северных районах зимой.

В 1930 г. инженер М.М.Крылов разработал первый проект строительства холодных складов изо льда. В 1940 г. были созданы проекты ледяных складов системы М.М.Крылова

емкостью на 250 и 500 т продукции. Впоследствии они были усовершенствованы и стали более разнообразными - емкостью складов 20, 60, 100, 135 и 1000 т (Канаев,Чекотилло, 1952; Крылов, 1942; Щелоков,1967).

В ледяных складах все основные строительные конструкции - пол, стены и перекрытия выполняются изо льда. Наиболее ответственной частью служат перекрытия, которые делаются в виде полукруглых сводов, соединенных сверху сплошной ледяной плитой. В ледяном массиве расположен центральный сквозной коридор, по сторонам которого располагаются камеры для хранения продуктов. Снаружи ледяной массив защищен от таяния и резких температурных колебаний слоем опилок, торфа, шлака или других теплоизоляционных материалов. Для производства погрузо-разгрузочных операций и предохранения склада от проникновения наружного воздуха устраивается двойной тамбур.

Ледяные склады вначале использовались преимущественно для хранения овощей,фруктов, солений и молочных продуктов. В них поддерживалась температура от 0 до -4°С путем применения ледосоляного охлаждения. Затем ледяные склады начали использовать в качестве холодных хранилищ мяса, рыбы и других продуктов.

В районах Сибири и Северо-Востока оказалось возможным поддерживать в ледяных складах в течение летнего периода температуру ниже -10°С за счет холода, накопленного в ледяном массиве и его основании при зимней хладозарядке. В 60-е годы появилась тенденция оборудовать ледяные склады небольшими холодильными установками, позволяющими регулировать температурный режим складских помещений.Использование холодильной техники позволило повысить термическую и деформативную устойчивость ледяных конструкций, механизировать погрузо-разгрузочные работы и улучшить режим хранения продукции в ледяных складах.

Строительство ледяных складов с холодильными установками обходится в несколько раз дешевле, чем строительство капитальных холодильников. Однако до сих пор недостаточно отработана технология возведения подобных сооружений и их капитального ремонта.

Во время зимних военных действий в период Великой Отечественной войны лед и снег применялись при строительстве оборонительных сооружений - защитных валов, укрытий, противотанковых заграждений и других фортификационных сооружений (Чекотилло, 1945). Во время войны широко использовались также временные аэродромы со снежным покрытием на взлетно-посадочных полосах. Были разработаны технологические приемы искусственного уплотнения и упрочения снега, позволяющие создавать покрытия, обладающие требуемой для самолетов несущей способностью (Физико-механические свойства..., 1945).

В настоящее время в Антарктиде вблизи станции Молодежная действует аэродром с ледоснежным покрытием, рассчитанный на прием тяжелых колесных самолетов типа ИЛ-18. Советскими антарктическими экспедициями проведены обширные экспериментальные исследования по созданию ледоснежных покрытий и обследованы участки ледника, пригодные для создания ледовых аэродромов (Аверьянов, Клоков, 1975).

В арктических морях широко практикуются посадки самолетов на ледяной покров. Иногда производятся специальные работы по расчистке и упрочению дрейфующего ледяного покрова для создания взлетно-посадочной полосы.

В начальный период развития индустриального производства в России важную роль играла механическая гидроэнергетика на малых реках, перегороженных множеством плотин для улавливания талых вод. В Якутии имеется некоторый опыт строительства временных ледяных плотин для гидромелиоративных целей. Из льда создавались глухие ледяные плотины на водотоках для более длительного весеннего затопления пойменных лугов. Строились искусственные ледяные массивы на грунтовом основании и на поверхности естественного ледяного покрова.

На реках в Сибири возводят временные ледяные причалы и дамбы, перемычки и другие гидротехнические сооружения. Сезонные ледяные дамбы устраивают в местах вынуж-

денных зимовок флота для защиты судов от весеннего ледохода. Ледяные причальные сооружения особенно эффективны в период весеннего половодья, когда капитальные причальные сооружения бывают затоплены.

Зарубежные специалисты освоили методику создания искусственных ледяных платформ. В частности их использовали в районе Канадского Арктического архипелага для разведочного бурения скважин в море на глубинах более 100 м. В 1980 г. был создан экспериментальный ледяной островок на шельфе Карского моря, предназначенный для отработки технологии намораживания льда из морской воды и наблюдений за разрушением ледяного массива в море (Войтковский, Каменский, 1981). Проводятся исследования и разрабатываются технические проекты создания искусственных ледяных островов для разведочного бурения и добычи нефти и газа.

15.4.2. Уплотнение и упрочение снега

Прочность естественного снежного покрова обычно невелика, поэтому для использования льда в строительных целях приходится искусственно ее увеличивать путем механического уплотнения снега, зачастую в сочетании с перемешиванием, увлажнением и другими приемами.

Под действием сжимающей нагрузки начальная структура снега частично нарушается и происходит сближение снежных зерен. При этом увеличивается относительная контактная поверхность ледяных кристаллов и соответственно повышается прочность снега.Особенность снега заключается в том, что его прочность нарастает не только непосредственно в процессе сжатия, но и дополнительно в течение некоторого времени после завершения процесса механического уплотнения. Работа, затрачиваемая на механическое уплотнение снега, превращается в тепло, которое вызывает повышение температуры приконтактных зон ледяных зерен и частичное их таяние. После прекращения внешнего механического воздействия происходит выравнивание температуры в кристаллах снега,при этом увеличиваются контакты между кристаллами вследствие процессов перекристаллизации и смерзания. Это и обусловливает дополнительное увеличение относительной контактной поверхности, упрочение ледяных связей и повышение прочности снега.

Под действием давления снег наиболее эффективно уплотняется при температуре, близкой к $0^{o}C$. По мере понижения температуры эффект от приложения нагрузки уменьшается, так как увеличиваются упругость кристаллов и прочность ледяных связей. Повышать давление на снег затруднительно и не всегда рационально. Так, при укатке снежного покрова излишнее увеличение веса катка может даже ухудшить эффект уплотнения - снег выдавливается из-под катка в виде сыпучей массы.

При эксплуатации зимних аэродромов во время Великой Отечественной войны были разработаны комбинированные способы уплотнения снега, включающие несколько последовательных циклов разрушения, перемешивания и сжатия снежной массы (Физико-механические свойства..., 1945). При механическом разрушении и перемешивании снега разрушаются ледяные связи между кристаллами снега и частично сами кристаллы, в первую очередь наиболее слабые из них. Образуется сыпучая масса из округленных зерен, которые даже без давления лучше "упаковываются", чем начальные зерна сложной формы. Механическое сжатие этой массы способствует режеляции зерен и нарастанию ее прочности. Если такую уплотненную массу через несколько часов подвергнуть повторному разрушению, перемешиванию и сжатию, то ее прочность дополнительно повысится, так как при перемешивании снега в первую очередь разрушаются ослабленные связи, понижающие общую прочность снега.

Последовательное разрушение, перемешивание и уплотнение снега выполняется комплексом машин, включающим бороны, снегопахи, гладилки и катки. Для устройства снежного покрытия дорог и аэродромов часто достаточно двух циклов обработки снега с интервалом около 5 часов. Так, после двух обработок снега с начальной плотностью 180 кг/м^3 и твердостью 0,03 МПа при температуре $-10^{o}C$ спустя 5 часов после второй обработки плотность и твердость снега достигли соответственно 440 кг/м^3 и 0,5 МПа.

При строительстве военной базы США в Гренландии снег использовался для устройства сводчатых перекрытий над подледными сооружениями и дорогами в фирновой толще ледникового щита. Подледные помещения и дороги строились открытым способом. Сначала отрывались траншеи по всей ширине будущих помещений и тоннелей на глубину примерно 10 м. Вынимаемый снег и фирн складировался вдоль траншей. В траншее устанавливалась подвижная опалубка в виде сводчатых металлических щитов, которые могли подниматься и опускаться и были смонтированы на автомашине, а затем на требуемой высоте пространства траншеи над опалубкой засыпались. Для этой цели отложенные снежные валы перерабатывались мощным роторным снегоочистителем. Струя воздуха с раздробленным снегом направлялась на участок траншеи с выставленной опалубкой и создавала однородные снежные отложения с плотностью до 600 кг/м^3. После смерзания снежной массы опалубка опускалась и перемещалась на новое место, а позади оставался тоннель в фирне с достаточно устойчивым сводчатым снежным перекрытием. В подледных тоннелях устраивались отапливаемые жилые и производственные помещения,склады и транспортные пути.

В Антарктиде для создания ледоснежной взлетно-посадочной полосы применяется комплекс последовательных операций по выравниванию поверхности и уплотнению снега катками. После каждого снегопада, обычно сопровождающегося метелью, срезаются заструги и выравнивается поверхность полосы с помощью специального струго-планировщика. Вслед за стругом производится укатка покрытия несколькими катками разного веса. С помощью таких операций на полосе создается ледоснежное покрытие плотностью 600-650 кг/м^3, имеющее несущую способность примерно 0,8 МПа.

Теоретически и экспериментально доказано, что можно повысить эффективность работ по уплотнению холодного снега путем более равномерного его измельчения и создания снеговоздушного потока с использованием горячего воздуха и вибротрамбования насыпаемого слоя измельченного снега. Имеются предложения по разработке комплекса машин, которые смогут полностью механизировать работы по рыхлению и измельчению снежного покрова, созданию снежного покрытия и его трамбованию для обеспечения требуемой несущей способности.

Аналогичным образом можно создавать блоки уплотненного снега, пригодные для возведения из них ледоснежных сооружений. Повышая интенсивность перемешивания снега и оплавления его частиц и увеличивая давление, снег можно превратить в снежный лед плотностью более 700 кг/м^3. Прочность получаемых при этом блоков будет приближаться к прочности чистого льда.

15.4.3. Создание массивов льда и ледяных конструкций

В практике использования льда в качестве строительного материала распространены три основных способа его намораживания для создания ледяных конструкций: 1) прерывными поливами и набрызгом воды; 2) прерывными поливами или набрызгом воды с добавлением кускового льда, заготавливаемого на реке или на вспомогательной площадке; 3) кладка ледяных конструкций из блоков льда, которые вырезаются из ледяного покрова рек и озер.

Методом прерывных поливов и набрызгиванием воды можно получить монолитные ледяные конструкции любых конфигураций. Для этого изготавливается временная опалубка, соответствующая внутренней форме ледяного сооружения, в частности она может быть сделана из снега. При строительстве ледяных складов часто применялась опалубка в виде легкого деревянного или трубчатого каркаса, покрываемого бумагой, картоном или рулонными материалами. Затем к месту строительства подается охлажденная вода и набрызгивается на опалубку, создавая ледяную корочку. При последующем поливе вода попадает на остывшую ледяную поверхность, в ней формируются кристаллы внутриводного льда, которые примерзают ко льду основания и задерживают стекание воды.Образующийся слой воды и кристаллов льда замерзает и превращается в прочный лед бе-

ловатого цвета с незначительными включениями пузырьков воздуха. При намораживании льда на горизонтальной поверхности можно устраивать снежные валики по краям массива и заливать одновременно слой воды толщиной в несколько сантиметров. Последующий слой воды в этом случае подается после полного замерзания и охлаждения предыдущего слоя.

При намораживании льда набрызгом и прерывными поливами особое значение имеет правильное чередование последних и дозировка воды в зависимости от температуры воздуха, скорости ветра, формы и положения поверхности для намораживания льда и других факторов. Избыточные и длительные поливы замедляют намораживание, вызывают сток воды с ледяного массива, приводят к неравномерному намораживанию и образованию бугристого льда. Наибольшая интенсивность намораживания получается при периодическом обливании остывшей ледяной поверхности небольшими порциями воды с таким расчетом, чтобы перед очередным поливом ранее намороженный лед имел температуру ниже $-2^{\circ}C$. Тогда при последующем поливе образование льда ускоряется за счет временного повышения температуры ранее образованного льда. По данным наблюдений скорость послойного намораживания льда практически может быть доведена до 1-2 см в сутки на каждый градус отрицательной температуры воздуха.

Для ускорения процесса создания ледяного массива применяется второй из перечисленных способов. На поверхность намораживаемого ледяного массива укладывается слой кускового льда толщиной 20-30 см, он периодически поливается водой до заполнения всех пустот между глыбами. Последующий слой кусков льда укладывается после промерзания и охлаждения ранее уложенного слоя.

В районах с мягкими неустойчивыми зимами с оттепелями наиболее надежным способом возведения ледяных конструкций служит кладка из блоков льда, расположенных горизонтальными рядами по периметру сооружения. Для связи ледяных блоков и заделки швов применяется мокрый снег.

Интенсивность намораживания может быть увеличена при использовании способа "дождевания" (факельного намораживания льда). Особенность способа заключается в том, что водная струя распыляется и направляется таким образом, чтобы капли воды успевали частично или полностью замерзнуть за время своего полета. При увеличении высоты подъема и продолжительности полета капель воды при оптимальном и равномерном ее распылении скорость намораживания ледяного массива существенно повышается (Гордейчик, Сосновский, 1982). Однако в этом случае на поверхность выпадают ледяные гранулы и полученный пористый лед плотностью примерно 700 $кг/м^3$ обладает относительно пониженной прочностью. Если же необходимо создать плотный однородный ледяной массив, то "дождевание" следует производить с перерывами с таким расчетом, чтобы было обеспечено послойное намораживание льда по аналогии со способом набрызгивания воды. Скорость намораживания ледяного массива в этом случае, естественно, снизится.

При намораживании ледяных массивов из морской воды применяются такие же способы, как и из пресной. Однако приходится учитывать некоторые особенности процесса замерзания соленой воды. Морская вода замерзает при температуре ниже $-1,7^{\circ}C$. В процессе замерзания в лед включаются соли и их растворы, способные мигрировать, особенно при повышении температуры соленого льда. В результате во льду образуются сквозные поры, уменьшающие его прочность. Это усложняет работы по созданию ледяных массивов, особенно в тех случаях, когда нужно получить конструкцию из льда без включений рассола и без пор.

Одно из направлений решения этой задачи - дренирование рассолов в процессе намораживания ледяного массива и регулирование температурного режима намораживаемых слоев льда.

15.4.4. Увеличение вязкости и прочности льда

Интенсивные пластические деформации существенно ограничивают возможность использования льда в качестве строительного материала. Поэтому неоднократно проводились экспериментальные исследования по искусственному увеличению вязкости льда и повышению его прочности, в частности его армированием по аналогии с железобетоном. Делались попытки намораживать лед на металлических трубах и тросах, армировать лед тонкими стволами деревьев и ветками. Однако этот способ широкого применения не нашел, так как не давал существенного повышения прочности льда и мало влиял на его пластические свойства. Более эффективным оказалось намораживание воды с примесью древесной пульпы. Исследования такого льда, проведенные в Англии и США во время второй мировой войны в связи с проектом строительства ледяного авианосца, доказали, что таким образом можно увеличить прочность и вязкость льда вдвое и более.

Интерес к армированному льду возобновился в конце 50-х годов. Был испытан лед с добавками стекловолокна, древесного волокна и опилок, асбестового волокна, крахмала, газетной бумаги (Колб, Кингери, 1966). Установлено, что прочность армированного льда возрастает линейно с увеличением объема содержащегося в нем наполнителя. Наибольшая прочность была получена при использовании стекловолокна и волокнистого асбеста. Сопротивление разрыву льда, содержащего 5% таких наполнителей, было примерно втрое больше, чем сопротивление чистого льда. При увеличении объема наполнителя до 10% сопротивление армированного льда разрыву увеличивалось в 5-6 раз. Применение волокнистых наполнителей ограничено из-за их высокой стоимости. Самым дешевым оказалось армирование льда пульпой из газетной бумаги и древесными опилками.

Советские исследования (Каган и др., 1965) показали, что весьма эффективно и экономически целесообразно упрочение льда добавками молотой древесины, которая служит исходным сырьем для производства газетной бумаги. Предельное сопротивление сжатию льда, содержащего 5-7% древесного волокна, было в 3-4 раза больше прочности чистого льда, а вязкость - в 2-3 раза меньше.

Своеобразие подобного льда заключается в том, что при солнечной радиации или при повышении температуры воздуха на поверхности льда образуется плотный слой древесного волокна, который служит тепловой изоляцией и замедляет дальнейшее таяние. Такие свойства бывают весьма полезны, например, для продления срока службы ледяных дорог, аэродромов, переправ. Однако самый простой способ увеличения вязкости и прочности льда - понижение температуры ледяных конструкций, в частности путем искусственного охлаждения.

Перспективно изменение структуры и свойств льда, получаемого путем замораживания воды с разными неорганическими добавками, которые могут увеличивать или снижать вязкость и прочность льда. Так, при замораживании коллоидного раствора кремнезема в воде получается лед, скорости ползучести которого намного меньше, чем у чистого льда при тех же нагрузках и температуре. Это связано с тем, что мельчайшие частицы кремнезема препятствуют дислокационным перемещениям в кристаллах льда.

15.5. Рекреационное освоение нивально-гляциальной зоны

По мере перенасыщения пригородных зон отдыха, прибрежных и равнинных пространств люди устремляются в горы, где их привлекает контрастность и разнообразие природных условий, экзотичность и уникальность нивально-гляциальных ландшафтов, которым нет аналогов на равнине, малолюдность, что важно для жителей современных городов, ионизированный воздух, обилие солнечной радиации, специфичность быта населения и историко-краеведческих памятников. Сложный и пересеченный рельеф, климат, разнообразные ландшафты, снежно-ледниковый покров - главные рекреационные ресурсы гор, именно они первостепенны для опорных и познавательных видов рекреации, которые в нивально-гляциальной зоне получают преимущественное развитие по сравнению с лечебными и оздоровительными.

Нивально-гляциальный климат обладает большим лечебным и восстановительным для здоровья эффектом. В холодном воздухе содержится на 10-15% больше кислорода, чем в теплом на той же абсолютной высоте. Высокая ионизация, характерная для морозного воздуха, стимулирует окислительно-восстановительные реакции, воздействует на тонус нервной и эндокринной системы. Кратковременное охлаждение способствует усиленной выработке гормонов, что повышает иммунитет и снижает аллергические реакции организма. Восстановительно-оздоровительный эффект отдыха зимой, что в определенном смысле соответствует климату нивально-гляциальной зоны, выше, чем весной или летом.

Можно выделить три степени рекреационной освоенности гор: интенсивная (Кавказ, Крым, Урал, Альпы, горы западных хребтов Северной Америки), умеренная (Алтай, Хибины), ограниченная (Памир, Тянь-Шань, Забайкалье, Путоран, горы северо-востока бывшего СССР, Гималаи, Каракорум). Специфика горных условий порождает особые подходы в разрешении рекреационных проблем.

Эти проблемы включают: анализ и районирование условий и ресурсов гор (включая нивально-гляциальную зону); классификацию и зонирование горных национальных ледниковых парков и других территорий с природоохранным режимом, предназначенных для отдыха; антропоэкологические и медико-географические исследования, в частности, всестороннее изучение проявлений симптомокомплекса горной болезни, оценку нивально-гляциального климата для различных видов рекреации; эстетическую оценку видов снежно-ледниковых и прилегающих к ним ландшафтов; расчет оптимальной вместимости и допустимых антропогенных нагрузок как с позиций охраны окружающей среды, так и эстетико-психологической комфортности отдыхающих; оценку опасности стихийно-разрушительных процессов и явлений (лавин, селей, землетрясений, оползней и т.д.); природоохранные мероприятия в горах; вопросы влияния разных свойств снега и льда на развитие нивально-гляциальной рекреации и некоторые другие.

Горы обладают значительным рекреационным потенциалом. В настоящее время нивально-гляциальная и прилегающие к ней зоны требуют инвентаризации условий и объектов по их пригодности для рекреации. Удобным способом, наряду с балльной и стоимостной оценками, служит картографическое отображение рекреационных ресурсов. Пример такой карты зон отдыха и спорта приведен на рис.15.3.

Подобные карты предназначаются для спортсменов - альпинистов, туристов, горнолыжников, а также для людей, предпочитающих отдыхать в горах. Они полезны и при рекреационной оценке территории на перспективу, прежде всего для строительства сооружений для спорта и отдыха. На картах показывается три типа данных: общегеографическая характеристика местности, ее особенности с точки зрения рекреационного использования и специальные данные о рекреационных объектах.

При рекреационном освоении нивально-гляциальной зоны и прилегающих территорий основное внимание уделяется природным факторам: гипсометрическому, гляциологическому, селевой и лавинной безопасности, сейсмичности, климатическим, ландшафтно-эстетическим, а также социально-экономическим условиям транспортной доступности, освоенности, развитости сферы обслуживания, историко-краеведческим. Для разных рангов рекреационного районирования первостепенное значение имеют разные факторы. Для ранга рекреационного района главным считаются гипсометрический, гляциологический, ландшафтно-эстетический и фактор транспортной доступности. Гляциологический фактор включает типизацию ледников с акцентом на характере их поверхности (важная информация для их прохождения), внешнем виде и динамическом состоянии, толщину и период залегания снежного покрова. Все это определяет тип рекреационного освоения выделяемых районов: альпинистский, горно-туристский, оздоровительно-спортивный, природно-охранно-отдыховедческий (национальные ледниковые парки), массового спорта и отдыха и др.

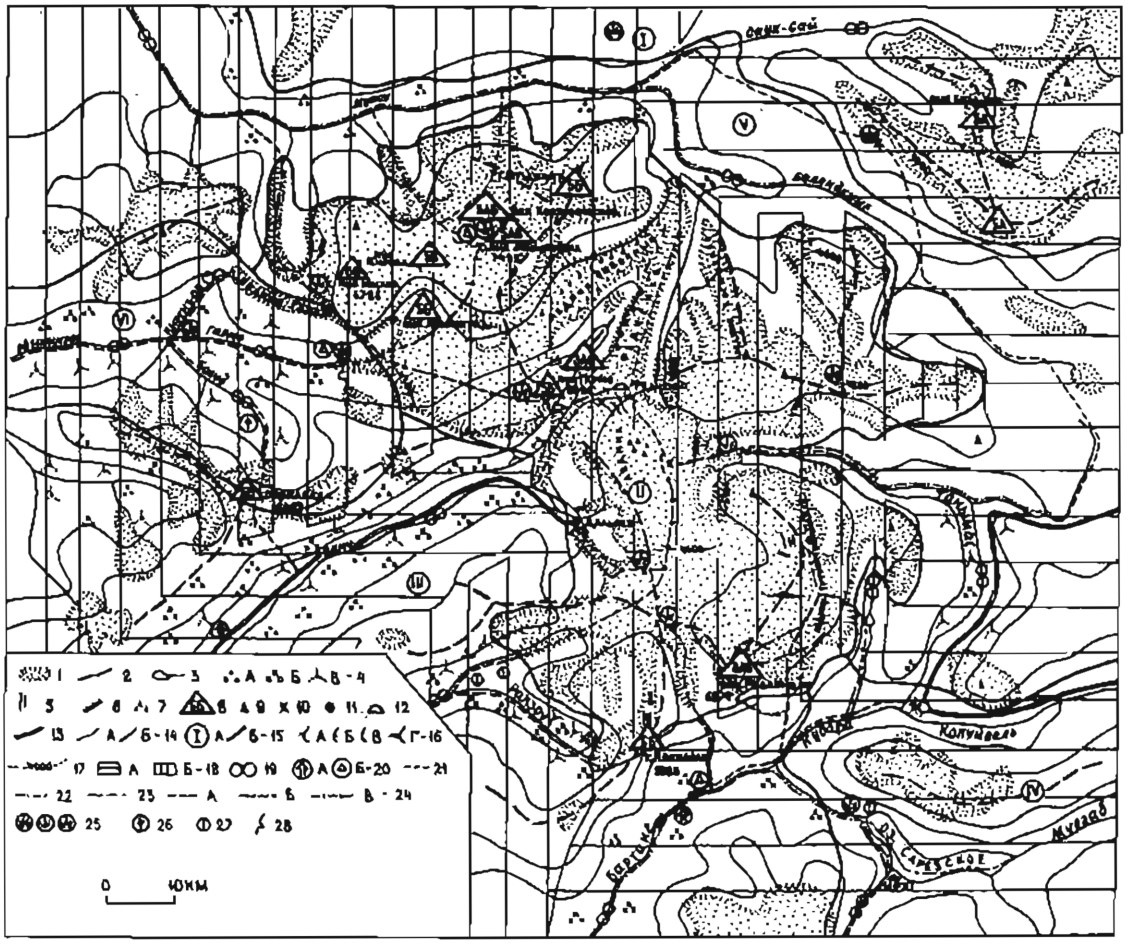


Рис.15.3. Рекреационная карта-схема Центрального Памира. 1 - контуры ледников, 2 - горные хребты, 3 - реки, озера, 4 - растительность: А - леса, Б - луга, В - кустарники, ивняки, тугайные заросли, 5 - ледниковые трещины, 6 - скальные и ледяные обрывы, 7 - морены, 8 - выдающиеся вершины с указанием категорий трудности, 9 - прочие вершины, 10 - перевалы, 11 - населенные пункты, 12 - метеостанции, 13 - дороги, 14 - изолинии: А - высот начальной гипоксии, Б - высот качественных изменений в ее симптомокомплексе, 15 - рекреационные районы (А) и их границы (Б), 16 - активность ледников: А - наступающие, Б - отступающие, В - стационарные, Г - пульсировавшие, 17 - граница фирновой линии, 18 - степень лавинной опасности: А - сильная (густая сеть мощных лавин при круглогодичном режиме схода), Б - средняя (разреженная сеть мощных и среднемощных лавин при зимне-весеннем режиме схода), 19 - селеопасные участки, 20 А - приюты, хижины, 20 Б - места, удобные для временных стоянок, 21 - возможные пешеходные маршруты, 22 - возможные вьючные маршруты, 23 - водные маршруты, 24 - альпинистско-горнотуристские маршруты и пути подхода к вершинам: А - нетрудный, Б - трудный, В - очень трудный, проходимый только в связке, 25 - точки интереса с трехбалльной оценкой эстетических достоинств, 26 - историко-краеведческие объекты, 28 - участки, пригодные для горнолыжного спорта. Примечание: район Центрального Памира обладает 9-балльной сейсмической опасностью

Рекреационный район (примеры см. на рис.15.4 и 15.5) представляет собой единую по природным условиям местность, состоящую из определенного набора рекреационных угодий и предполагающую один или несколько типов рекреационного освоения. Район делится на микрорайоны по наличию в каждом из них крупного аттрактивного объекта (вершина, долина, система ледников, природная достопримечательность). В зависимости от характера центрального объекта в микрорайоне развиваются определенные виды спорта и отдыха, в свою очередь диктующие выбор строящихся здесь сооружений.

Наиболее уникальные в природном и перспективные в экономико-географическом отношениях рекреационные районы предлагаются для организации национальных ледниковых парков. В основу их классификации положен критерий местоположения относительно мезоформ рельефа, который определяет многие особенности ледников и снежного покрова. Выделяемые виды парков - горных массивов, односклоновые, разносклоновые, попе-

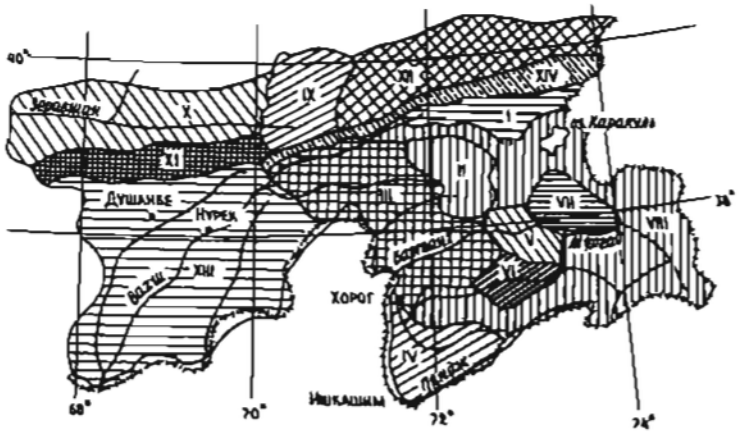


Рис.15.4. Рекреационное районирование Памиро-Алая. Рекреационные районы: I - Заалайский (альпинистско-горно-туристский всех категорий сложности, спортивно-прогулочный, горнолыжный); II - Северо-Западный (альпинистский высших категорий сложности, альпинистско-горно-туристский, горнолыжный); III - широтных долин и хребтов Западного Памира (альпинистско-горно-туристский всех категорий сложности, водно-туристский, прогулочноспортивный); IV - Шахдаринский (альпинистско-горно-туристский всех категорий сложности, водно-туристский, оздоровительный, горнолыжный); V - Сарезский (водно-туристский, альпинистско-горно-туристский низших категорий сложности, спортивно-прогулочный); VI - Яшилькульский (водно-туристский, альпинистско-горно-туристский низших категорий сложности, спортивно -прогулочный, прогулочно-промысловый); VII - Восточно-Музкольский (альпинистско-горно-туристский высокой и средней категорий сложности); VIII - транзитных микрорайонов Восточного и Западного Памира (спортивно-прогулочный, прогулочно-промысловый, оздоровительный, альпинистско-горно-туристский); IX - Матчинский (альпинистско-горно-туристский, спортивно-прогулочный), X - Туркестано-Зеравшанский (горно- и водно-туристский, альпинистский средних категорий сложности, прогулочноспортивный , оздоровительный); XI- - Гиссарский (горно- и водно-туристский, альпинистско-тренировочный, спортивно-прогулочный, горнолыжный, оздоровительный, промысловый); XII - Алайский (горно-туристский-альпинистский средней категории сложности, спортивно-прогулочный, оздоровительный, прогулочно-промысловый); XIII - Западно-Таджикский(спортивно-прогулочный, оздоровительный, горнолыжный); XIV - Сурхобо-Кызылсуйский транзитных микрорайонов (спортивно-прогулочный, прогулочно-промысловый, оздоровительный)

речно-долинные, продольно-долинные, одновершинные, древовидно-долинные, смешанные - предполагают разные подходы к проектированию дорог и троп, выбору транспорта, определению конфигурации и границ, размещению хозяйственной и рекреационной инфраструктуры. Природные особенности национальных ледниковых парков влияют на их функциональное зонирование, которое заключается в выделении заповедной, труднодоступной, буферной, рекреационной, сельскохозяйственно-селитебной зон. Особенности ледниковых парков состоят в следующем: заповедных зон здесь по существу две (непосредственно заповедная, или охраняемая, и труднодоступная, или неохраняемая, но в силу малой посещаемости остающаяся заповедной), площади зон отличаются от общепринятых (заповедная - 20%, буферная - 30%, рекреационная - 15%, труднодоступная - 30%, хозяйственно-селитебная - 5%). Функциональное зонирование в высокогорных парках не может быть практически осуществлено без знаний о состоянии снежного покрова и ледников.

За рубежом много национальных парков, в которые входит нивально-гляциальный пояс. На территории бывшего СССР он также присутствует в ряде заповедных (Алма-Атинский, Аксу-Джабаглыкский, Кавказский, Тебердинский, Кабардино-Балкарский, Горно-Алтайский, Кроноцкий), национальных (Ала-Арчинский), предлагаемых и проектируемых природных парков (в республике Коми, Катунский с г.Белуха и спускающимися с нее ледниками, Курае-Чуйский с массивом Биш-Иирду, Аргутский, охватывающий Северо- и Южно-Чуйские хребты). Высказаны предложения и разработаны подходы к организации национальных ледниковых парков на Кавказе (одновершинный в Приэльбрусье), Памире (древовидно-долинный в долине р.Обихингоу (см.рис.15.3), в Саянах (верховья р.Енисей), на Тянь-Шане(Прииссыккулье). В настоящее время назрела острая необходимость детально исследовать экономические и природные возможности для создания ледниковых национальных парков, этих уникальных и экзотических рекреационно-природоохранных территорий во многих регионах нашей страны.

Для успешного хозяйственного и рекреационного освоения высокогорья большое значение имеет изучение физиологической реакции человеческого организма и оценка природных условий с этой точки зрения. Медики уже с конца прошлого века занимаются проблемой горной болезни, и ее механизм изучен достаточно хорошо. Однако до сих пор отсутствуют четкие качественные и количественные физиологические критерии, определяющие возникновение и протекание этой болезни. В основу многих существующих медико-географических классификаций горных регионов по их высоте положена степень проявления горной болезни. Высоты, предлагаемые разными авторами, входят в следующую обобщенную схему: 1000-3000 м - скрытая гипоксия, 3000-5000 м - компенсированная гипоксия, выше 5000 м - декомпенсированная гипоксия. Однако в разных горных странах эти высоты значительно колеблются, поскольку на проявление и развитие горной болезни влияют, кроме недостатка кислорода и углекислоты, и другие климатические факторы (влажность, температура воздуха и ее амплитуда, солнечная радиация). Они в свою очередь, определяют континентальность климата, среди прочих условий влияют на колебание высоты фирновой линии и высоты верхней границы леса в разных горах мира.

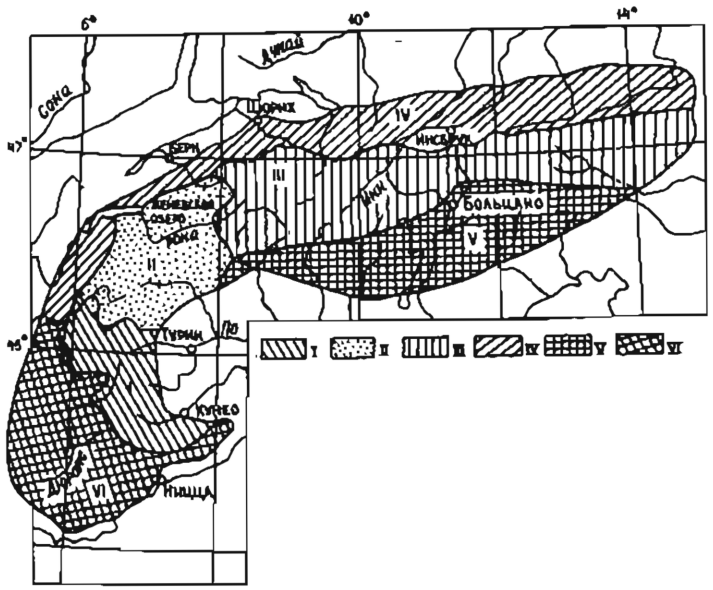


Рис.15.5. Рекреационное районирование Альп. Рекреационные районы: I - Южный внутриальпийский (альпинистско-горно-туристский, горнолыжный, спортивно-прогулочный, оздоровительный, прогулочно-промысловый); II - Западный внутриальпийский (альпинистский и горно-туристский разной трудности, горнолыжный, скалолазный, спортивно-прогулочный); III - Восточный внутриальпийский (горно-туристский и альпинистский средней трудности, горнолыжный, водно-туристский); IV - Северный предальпийский (оздоровительный, спортивно-прогулочный, водно-прогулочный, скалолазный); V - Южный предальпийский (оздоровительный, спортивно-прогулочный, скалолазный); VI - Средиземноморский предальпийский (оздоровительный, спортивно-прогулочный)

Абсолютная высота местности и, соответственно, реакция на нее человеческого организма - важный и во многом определяющий фактор при инженерно-рекреационной оценке. Но жесткость требований к высоте разных видов горной реакции неодинакова. Альпинизмом и горным туризмом повсеместно занимаются на отметках до 4000-5000 м. Лишь высоты более 6000 м существенно увеличивают физическую сложность (так называемый высотный альпинизм). Приюты и хижины для спортсменов располагаются обычно на высотах до 5000 м.

Иные требования к оптимальным и допустимым предельным высотным рубежам у горнолыжного спорта и других видов нивально-гляциальной склоновой рекреации, популярность которых все возрастает. Горнолыжные трассы в среднем целесообразно размещать до высоты 3000 м. Ниже этого предела в большинстве районов горная болезнь проявляется слабо даже при повышенных физических нагрузках; ведь люди приезжают в горно-спортивные центры на несколько дней, в течение которых трудно полностью акклиматизироваться на больших высотах. Вместе с тем к высотам до 3000 м обычно приурочено идеальное положение трассы, когда верхняя ее часть находится в субальпийском поясе, а нижняя - в лесном, более комфортном. Однако другие природные условия могут

оказаться настолько благоприятными, что горнолыжные трассы и другая рекреационная инфраструктура спортивно-оздоровительного комплекса попадут в иные высотные зоны.

При организации горно-рекреационной инфраструктуры нужно иметь в виду, что оптимальная высота для строительства горноспортивных баз - 1500-1000 м. На более низких отметках короче лыжный сезон, на более высоких - слишком суровые климатические условия.

Своеобразие высокогорного спорта состоит в том, что людей привлекает возможность испытать себя в опасных и трудных ситуациях. Дискомфорт в определенной степени служит необходимым условием этих видов рекреации. Но в любом случае люди стремятся максимально снизить или вообще избежать опасных моментов на маршрутах.

На возможность обморожения влияет ряд показателей: влажность, температура воздуха и ее резкие снижения, скорость ветра, радиация; быстрее подвергается обморожению организм, истощенный физическими нагрузками или горной болезнью. Однако основными факторами служат температура воздуха и скорость ветра, имеющие наибольшее значение и при оценке суровости климата (рис.15.6).

По продолжительности комфортного периода климаты подразделяются на исключительно благоприятные (продолжительность комфортного или близкого к нему периода более 210-240 дней в году), благоприятные (150-210 дней), минимально благоприятные (90-150). Нижний предел благоприятности климата выбран исходя из того, что для экономически эффективной работы горноспортивных сооружений они должны рассчитываться не менее чем на три месяца. В местностях с более суровым климатом строительство капитальных сооружений нецелесообразно, за исключением хижин несложной конструкции.

Все климатические данные очень важны для проектировщиков, строителей, организаторов отдыха и отдыхающих. Многие рекомендации, обоснованные физиологически, могут применяться и в инженерно-прикладных работах. Так, для ходовых видов рекреации скорость ветра в 10 м/с считается неблагоприятной, так как кроме увеличения вероятности обморожения при этом резко возрастает давление на стоящего человека и увеличивается опасность срыва со склона, а скорость движения уменьшается на 20-25%. В местах, где преобладают такие ветры, целесообразнее строить капитальные сооружения, а хижины и шале делать более ветроустойчивыми.

Для успешного хозяйственного, в частности рекреационного использования гор, необходима и сугубо гляциологическая информация, приспособленная и модифицированная для прикладных целей. Особенно важны данные о лавинах и селях. Для рекреационных целей за критерий лавиноопасности целесообразно принимать регулярность схода лавин, дополненную сведениями об их густоте и мощности. При определении степени лавиноопасности используются карты, составленные на основе анализа рельефа и снежности. В отдельных случаях указываются места наиболее частого схода лавин, особенно если они пересекают маршруты. Селеопасность оценивается по соотношению селеопасных и неселеопасных участков, повторяемости селей и их высотному распространению.

Различают две характеристики снежно-ледниковой поверхности: общая для туристско-альпинистских видов спорта и детальная для видов рекреационных занятий, при которых наличие снега и льда служит необходимым условием. Общая характеристика охватывает сведения о типах ледников, их размерах, замерзлости, трещиноватости, высоте снеговой линии, а на ледниках - о фирновой линии. Детальная характеристика включает данные о толщине и периоде залегания снежного покрова.

Из перечисленных вопросов рекреационно-гляциологической тематики некоторые требуют дальнейшего изучения, а большинство же их только начинает разрабатываться. Среди последних можно назвать расчет оптимальной вместимости горных ландшафтов и допустимых антропогенных нагрузок на них, выбор комплекса природоохранных мероприятий в рекреационных районах, сочетание рекреационных и заповедных функций горно-ледниковых парков, создание биосферных заповедников и службы мониторинга в нивально-гляциальной зоне, изучение свойств снега и льда для рекреационных целей и пр. Даль-

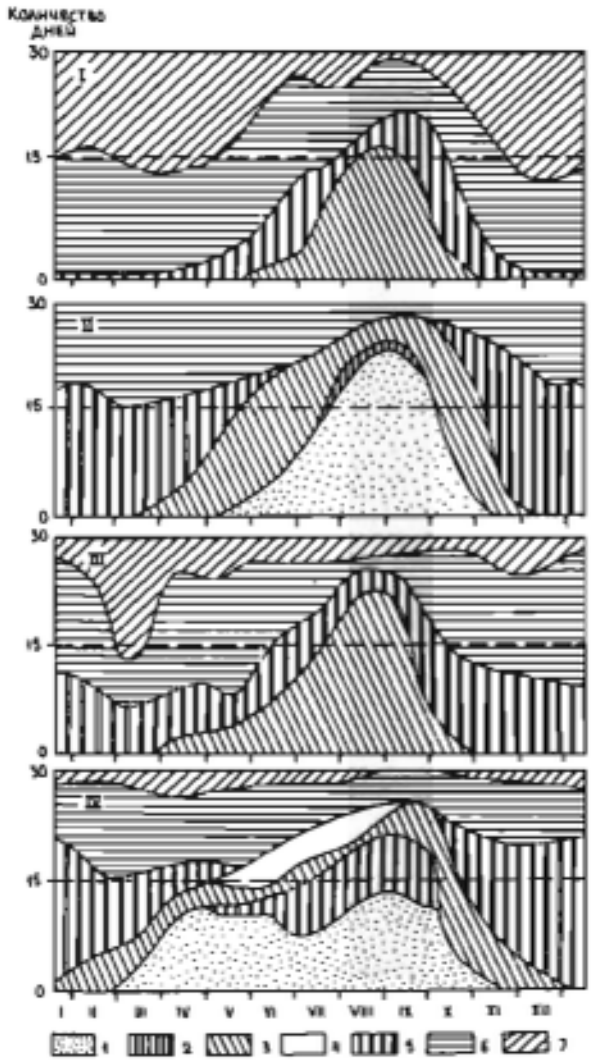


Рис.15.6. Физиолого-гигиенические структуры климата. Типы погод для туризма и отдыха: 1 - комфортная - благоприятная, 2 - жаркая субкомфортная, 3 - прохладная субкомфортная - благоприятная, 4 - жаркая дискомфортная - на пределе благоприятности, 5 - прохладная дискомфортная - благоприятная для зимних видов рекреации, 6 - холодная дискомфортная - на пределе благоприятности, 7 - холодная дискомфортная - неблагоприятная для холодного времени года или рекреации в нивально-гляциальной зоне. Примечание: к погодам на пределе благоприятности относятся также дни с осадками, а к неблагоприятным - дни с ветром более 10м/с, с обильными осадками, туманами, грозами. I - станция Ледник Федченко, 4169 м, II - станция Ирхт, 3200 м (см.рис.15.3), III - станция Ледник Абрамова, 3837 м, IV - станция Искандер-Куль

нейшего усовершенствования требует и картографический способ оценки рекреационных ресурсов.

15.6. Перспективы использования снежно-ледовых ресурсов

Нарастающие темпы научно-технического прогресса неизбежно скажутся и на использовании снежно-ледовых ресурсов (Котляков, Ходаков, 1986). Районами интенсивного хозяйственного освоения все в большей степени становятся Арктика, Север, Сибирь, высокогорья. Именно здесь, где снег и лед существуют долгие месяцы или даже круглогодично, потребуется наиболее рациональное их использование в строительстве, водоснабжении, энергетике, сельском и лесном хозяйстве, на транспорте. Но и в давно освоенных районах в связи с интенсификацией промышленного и сельскохозяйственного производства использование снега и льда будет усиливаться. Это особенно относится к районам с сухим континентальным климатом, требующим для освоения тепловых и водных мелиораций.

В той или иной степени снежно-ледовые ресурсы будут использоваться при решении жизненно важных глобальных проблем: энергетической, продовольственной, водной, экологической. Пассивное их использование потребует прежде всего надежного долгосрочного климатологического прогноза, трансформированного затем в гляциологический. Ожидаемое многими климатологами скорое и существенное потепление климата в результате техногенного роста количества углекислого газа в атмосфере вряд ли может автоматически привести к немедленному и повсеместному снижению роли снега и льда в хозяйственной деятельности. Скорее наоборот ранее малоснежные районы станут более снежными, изменится ледовая обстановка на реках, озерах и морях, наледные процессы, затухая в одних местах, активизируются в других, неблагоприятные последствия деградации подземных льдов потребуют мер по их сохранению. Глобальное значение приобретет направленность изменения водно-ледового баланса Антарктиды и Гренландии. Все эти сложные явления потребуют как тщательного анализа и прогноза их неуправляемой динамики, так и разработки новых способов управления ими. При этом активное использование и управление снежно-ледовыми ресур-

сами получат совершенно новые возможности и стимулы благодаря росту энерговооруженности, развитию техники и появлению новых технологий.

Снежный покров на сельскохозяйственных угодьях будет использоваться тем эффективнее, чем точнее и надежнее станет долгосрочный прогноз его режима и чем более гибко и дифференцированно во времени и пространстве будут применяться способы и приемы снежных мелиораций. При этом важно предсказывать и соответственно регулировать не только общее количество, но и распределение снега на полях, промерзание под ним почво-грунтов, условия таяния, фильтрации и стоков талых вод, наносов, растворенных веществ, сводя последний к минимуму. Эффективность снежных мелиораций будет повышаться путем более широкого использования полос высокостебельной растительности, усовершенствования орудий и способов снегопахания. Несомненно перспективна массовая снегомелиорация садовоогородных культур в умеренных и особенно высоких широтах.

Снежный покров горных склонов в случае острого дефицита весеннего стока может быть заранее сброшен в виде снежных лавин. Перемещение снега с верхних на значительно более низкие уровни приводит к его таянию и более раннему началу снегового половодья. При этом коэффициент стока будет выше благодаря концентрации тающего снега на меньшей площади. Массовое обрушение лавин возможно, разумеется, лишь в полностью безлюдных долинах. Мало того, должны быть тщательно изучены возможные далеко идущие последствия воздействия, особенно формирование и дальность выброса селей.

Горные ледники или высокогорные снега должны обеспечить потребность в воде на протяжении летнего периода. Интенсификация их таяния потребует разработки достаточно экономичных и в то же время "экологичных" технологий зачернения тающей поверхности. Как уже отмечалось (Котляков, 1986), существенные и долгосрочные преобразования водно-ледового баланса горных бассейнов должны обязательно носить комплексный характер: наряду с интенсификацией талого стока в период острого дефицита воды следует проводить мероприятия по восстановлению запасов снега и льда искусственным вызыванием твердых атмосферных осадков и замораживанием воды в зимнее время при ее избытке.

Ледниковые воды несут с собой массу тонкодисперсных взвешенных частиц, содержащих необходимые растениям микроэлементы, поступающие на поля дальним транзитом из осевой зоны гор. Эта особенность ледникового стока еще мало изучена, но перспективы в этом направлении кажутся многообещающими. В частности, в зонах с наибольшим содержанием нужных веществ возможно искусственно поставлять в ручьи и реки дополнительное количество взвесей. В то же время известно, что растворенных веществ в ледниковой воде мало, а ее температура низка. Эти свойства делают ее незаменимой для различных нужд, особенно для использования в системах охлаждения ТЭС и АЭС. Как известно, их коэффициент полезного действия и сохранность оборудования значительно возрастают с понижением температуры охладителя. Возможно, что окажется перспективной транспортировка ледниковой воды по теплоизолированным трубопроводам к теплоэлектростанциям (с одновременной прогонкой через гидроэлектростанции), а также к разнообразным, требующим чистой воды и охлаждения, промышленным, сельскохозяйственным и коммунальным объектам. По трубопроводам может транспортироваться и водоледяная пульпа, что значительно повысит роль ледников как ресурсов холода в борьбе с тепловым загрязнением окружающей среды и особенно в развитии энергетики. Но и в этом случае крайне важно проведение мероприятий по компенсации изъятого из ледниковой зоны льда. Длительная направленная и некомпенсируемая эксплуатация ресурсов высокогорного снега и льда неизбежно приведет к необратимой деградации оледенения и в итоге к общему иссушению гор.

Использование огромных запасов льда покровных ледников осложняется их географическим положением в отдаленных приполюсных районах, отделенных к тому же от

потребителей океанами (Антарктида) или морями (Гренландия, другие арктические ледники). Однако создание и интенсивное развитие термоядерной энергетики поставит перед человечеством сложные задачи, в том числе по борьбе с локальным и глобальным перегревом географической оболочки Земли. Вероятно, существенную роль в системе управления тепловым балансом планеты смогут играть и покровные ледники. Размещение термоядерных станций по их периферии позволит утилизировать избыточную энергию на таяние льда и переброску больших масс особо пресной воды трубопроводами или танкерами в густо населенные районы. Такой проект потребует анализа возможных отдаленных последствий, допустимых объемов водозабора, разработки прогноза водно-ледового баланса эксплуатируемых ледниковых покровов и мер по его стабилизации.

Естественное оледенение Земли не сможет длительное время противодействовать техногенному перегреву планеты. Ресурсы холода в нем неизбежно будут истощаться, а уровень океана - подниматься в результате таяния материкового льда. Поэтому существенное наращивание техногенного "несолнечного" энергетического потенциала потребует для стабилизации планетарного теплового баланса искусственного отбрасывания в мировое пространство соответствующей части приходящей к Земле солнечной энергии.

Перспектива транспортировки айсбергов, систематически откалывающихся от Антарктического и Гренландского ледниковых покровов, в засушливые и жаркие районы представляется вполне реальной (см.с.354-355 I-го тома Атласа). Осуществление такого проекта приведет только к межрегиональному перераспределению водяного и теплового балансов, не отражаясь на планетарном теплобалансе и уровне Мирового океана. Для реализации проекта необходимо решить по крайней мере три группы задач: а) захвата, передвижения, предохранения от механического разрушения в пути, б) теплоизоляции надводной и в особенности подводной части айсберга для уменьшения потерь в пути, которые в теплых водах будут очень велики, в) причаливания айсберга, его изоляции от морской воды, оптимальной утилизации доставленного потребителю льда. Отметим в этой связи возможности использования не только талой высококачественной воды, но и холода для кондиционирования воздуха, использования в системах промышленного и энергетического охлаждения, генерирования электрического тока за счет термоэлектрического потенциала между льдом и теплой окружающей средой, дополнительного получения воды за счет конденсации пара на холодной ледяной поверхности. Можно ожидать также заметного изменения микроклимата в зоне растопления айсберга.

Разрабатываются также идеи "ледяных кораблей", имеющие достаточно строгие научно-технические обоснования. Лед предполагается применять как основной материал для сооружения кораблей, плавучих аэродромов, паромов огромной грузоподъемности. Сооружение монтируется из блоков. "Скелет" каждого из них состоит из опалубки и арматуры. В опалубку из пенобетона с арматурой в виде труб с хладагентом заливается и замораживается вода. Достаточно толстые ледяные стенки непотопляемы и играют роль понтонов, существенно увеличивающих грузоподъемность сооружения.

Перспективы использования льда водоемов и водотоков как основания для движения наземного и приземления воздушного транспорта, размещения разных грузов в большой степени связаны с надежным и оперативным измерением параметров, главным образом определяющих его прочность. В идеальном случае зондирующий прибор, установленный на наземном или воздушном носителе, должен автоматически обрабатывать информацию о толщине и физико-механических свойствах льда, давая на выходе в готовом виде величину провальной нагрузки, лимитирующей движение или приземление данного вида транспорта.

При освоении холодных районов роль автозимников, прокладываемых по замерзшим рекам, будет несомненно возрастать. Отсюда важность их более раннего открытия и

поддержания проходимости на протяжении всей зимы и части весны. Можно думать, что новый вид транспорта - суда на воздушной подушке - смогут открывать движение ранней осенью, причем не только как транспортное, но и как инженерное средство. Его проходы вдоль речного автозимника будут очищать лед от снега, ускоряя тем самым нарастание толщины ледяного покрова, а в дальнейшем поддерживать дорогу в независимом состоянии. Бóльшие трудности возникнут с морским льдом, во-первых,из-за его меньшей прочности, а во-вторых, из-за подверженности дрейфу и торошению. Создание ледяных островов, платформ, дорог в этом случае потребует существенного инженерного вмешательства.

Перспективы использования наледей, прежде всего речных, связаны с возможностью консервации в них избыточного зимнего стока с последующим его расходованием в весенний и летний периоды, а также с мелиорацией пойменных угодий. Благоприятные для этих целей условия рельефа - чередование узких и крутых с широкими и пологими участков речной долины - часто встречаются как в равнинных, так и в горных районах.Небольшие низконапорные плотины на нижних участках расширений позволят стимулировать естественный процесс наледеобразования и увеличить ресурсы льда в бассейне. При освоении новых районов повысится роль наледей как временных транспортных магистралей и взлетно-посадочных плóс. Как и в случае речных льдов, такой вид использования потребует постоянного контроля за качеством льда, обнаружения воздушных и водных внутриналедных полостей, их устранения или обхода и в целом - организации службы пути вдоль наледного зимника.

Подземные залежные льды изучены пока недостаточно. Но уже сам факт существования крупных подземных ледяных массивов заставляет подумать о путях их использования. Вероятно, в искусственно создаваемых (в том числе высоко технологичных термическим методом) внутриледяных полостях можно будет размещать пищевые, нефтяные, взрывчатые вещества для длительного хранения в условиях постоянных низких температур. Несомненно повысится роль подземных льдов всех видов и как фундаментов разных сооружений в зоне вечной мерзлоты.

В перспективе особенно важно научиться создавать снежные, фирновые и ледяные массивы и покрытия там и тогда, где и когда в них возникнет необходимость, причем такой формы, размера и с такими свойствами, какие диктуются конкретной практической задачей. Создание таких массивов и покрытий в промышленных,транспортных,сельскохозяйственных, коммунальных системах сможет не только улучшить, но в каких-то случаях и в корне изменить их функционирование. Прогресс искусственного льдообразования в большой степени связан с созданием новой техники, особенно дальнеструйной. Уже сейчас создан отечественный дождеватель ДДС-1000 с расходом воды более 1 $м^3/с$, дальностью заброса до 300 м и высотой дождевого факела более 50 м. Эти параметры могут быть значительно увеличены. Высоконапорные артезианские скважины позволят включить в водохозяйственный баланс огромные запасы соленых подземных вод благодаря их опреснению в искусственном фирновом массиве.

Наиболее комплексно и эффективно "искусственные ледники" могут быть использованы в районах с резко континентальным климатом: морозной зимой, жарким летом и постоянным дефицитом или полным отсутствием пресной воды. Потребляя лишь "негоресурсы" высоко минерализованной подземной или озерной воды, применяя к ним метод льдообразования в факеле искусственного дождя, получим полноценный водно-климатический ресурс в виде опресненного фирнового массива. При площади 1 $км^2$, средней толщине 30 м и массе 15 x 10^6 т такой массив изменит окружающий ландшафт сухих степей или полупустынь и возможности его хозяйственного освоения.

В процессе намораживания вода будет откачиваться, например, из соленого озера, складироваться на его берегу в виде фирнового холма, а избыточный рассол,после фильтрации сквозь его толщу - стекать через отводной канал в гидроизолированный солеприемник. В нем после летнего испарения останется соль, которую можно либо вывез-

ти в случае ее промышленного значения, либо продолжать накапливать как "отход производства". С началом весеннего таяния с ледника будет поступать пресная талая вода. Солеприемник при этом перекрывается, а кондиционная вода поступает на разнообразные нужды "приледникового" агропромышленного комплекса. Пока температура воды составляет около $0^{\circ}C$, ее целесообразно подать в систему охлаждения ТЭС и кондиционирования воздуха складских, жилых и других помещений. Отепленная вода через пресноводный распределительный бассейн поступает на орошение и водоснабжение. Используя только один небольшой "ледник" площадью 1 $км^2$, в условиях сухостепной зоны может быть орошено примерно 1000 га земель, занятых водоемкими культурами. Кроме того в окрестностях ледника улучшатся условия и для отгонного животноводства, характерного для зоны сухих степей и полупустынь, как за счет качественной питьевой воды, так и приледникового микроклимата, позволяющего снижать отрицательные экологические эффекты летней жары. В описанном гипотетическом гляциогидрологическом цикле соль постепенно изымается из круговорота вещества.

Глава 16. СНЕЖНО-ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Управление снежно-ледовыми ресурсами - терминологическое новшество наших лет. Однако в действительности это использовалось на протяжении веков - устраивались бытовые хранилища - "ледники" в России, намораживались наледи на реках на летние хозяйственные нужды в Бурятии и Монголии и пр. Этот вопрос достаточно хорошо рассмотрен в предыдущих главах, а здесь внимание сосредоточено на отрицательном воздействии снежно-ледовых явлений на хозяйство (табл.16.1).

Таблица 16.1

Приближенная оценка ущерба от неблагоприятных и опасных природных явлений в мире за последние 35 лет*

Вид неблагоприятных и опасных явлений	Число жертв		Материальные потери наибольшие разовые, в долларах
	среднее за год	разовое наибольшее	
Ураганы	21000	тысячи	$10^9 - 10^{10}$
Наводнения	5000	тысячи	$10^{10} - 10^{11}$
Землетрясения	1000	7000	$10^9 - 10^{10}$
Извержения вулканов и сопровождающие явления	200	22000	$10^8 - 10^9$
Экстремальные морозы и снегопады	сотни	сотни	$10^9 - 10^{10}$
Сели, оползни, обвалы, лавины	десятки	сотни	$10^6 - 10^7$
Лесные пожары	единицы	десятки	10^8
Абразия морских берегов			$10^8 - 10^9$

**По разным источникам, суммированным в "Инженерной географии" (1984).*

16.1. Проблемы преодоления неблагоприятных и опасных природных явлений

Вопреки недавно господствовавшему и все еще распространенному мнению о том, что развитие техники само по себе ведет к "покорению природы", социально-экономический ущерб от опасных природных явлений со временем возрастает, а потенциальный ущерб будет расти и в будущем. Эта тенденция обусловлена несколькими причинами. Во-первых, интенсивно осваиваются территории, подверженные воздействию этих явлений. Во-вторых, из-за увеличивающейся сложности связей между предприятиями и роста подвижности населения более бедственными и дорогостоящими становятся перерывы коммуникаций и аварии на транспорте. В-третьих, внедряются новые технологии, механизмы, устройства, типы сооружений, уязвимые для природных явлений, ранее не относившихся к опасным. В-четвертых, изменяются распространение и режим многих опасных явлений и

появляются новые вследствие антропогенных (техногенных) воздействий на природу, а в недалеком будущем, вероятно, и на климат.

В настоящее время активно заселяются районы, привлекающие своими богатыми природными ресурсами, но в большинстве случаев они оказываются очень сложными для освоения. Как видно на рис.16.1, не менее половины удорожания градостроительства приходится на защиту от неблагоприятных природных явлений. Крайне велики эти цифры для гор, где особенно много опасных явлений.

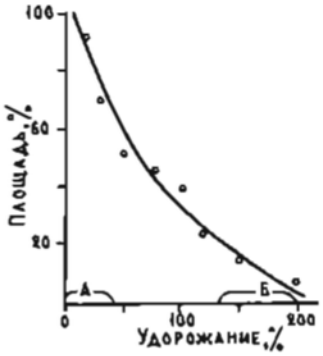


Рис.16.1. Распределение территории бывшего СССР (накопленные частоты) по величине удорожания градостроительства вследствие неблагоприятных природных условий; составлено по карте Ю.С.Кожухова (1981). Индексом А отмечены условия, характерные для главной полосы расселения, индексом Б - для зоны БАМ, районов современного гидроэнергетического строительства и т.д.

Становится все более густой сеть железнодорожных и шоссейных дорог, линиями электропередач объединяются энергосистемы крупных экономических регионов, появляются трубопроводные связи, устанавливаются информационные коммуникации. Быстро растет и подвижность населения. В разных видах туризма во всем мире в 70-х годах принимало участие ежегодно 500-600 млн человек, а в 80-х - более 1 млрд. Соответственно увеличивается напряженность пассажирских сообщений, которые пересекают территории с неблагоприятными природными условиями. Известны случаи, когда, например, уничтожение лавиной одной опоры ЛЭП стоимостью в несколько тысяч рублей вызывает косвенный ущерб во многие миллионы рублей. Легко представить, как может вырасти в будущем потенциальный косвенный ущерб, если иметь в виду, что, согласно прогнозам, в XXI в. число взаимосвязанных производственных элементов, от которого зависит число разных коммуникаций, на территории бывшего СССР возрастет в несколько раз и составит 10^4-10^7, а затем - и до 10^{30}, а выработка энергии к концу следующего века превзойдет современный уровень в 3-4 раза, что отразится и на суммарной протяженности ЛЭП.

Резко возросло воздействие неблагоприятных природных явлений на транспорте, главным образом снежных заносов и гололедиц. В последние десятилетия появились и множатся неблагоприятные природные явления техногенного происхождения, связанные с добычей полезных ископаемых открытым способом, - обрушения, обтекания и размывы, многие из которых не имеют полных естественных аналогов и обусловлены неустойчивостью каменнообломочных масс, переслоенных со снегом, превращающимся в лед. По частоте и объему многие из техногенных явлений превосходят генетически близкие естественные опасные процессы.

Общая площадь распространения техногенных опасностей сравнительно невелика, но приходится на населенные, индустриально освоенные участки. Согласно имеющимся прогнозам, в обозримом будущем она будет быстро расти. Резкий рост опасных явлений может последовать за теми антропогенными изменениями климата, которые предсказываются на начало XXI в. Можно полагать, что на территории бывшего СССР в ближайшие 30-50 лет общий потенциальный ущерб от опасных природных явлений может возрасти примерно в 10-20 раз.

Защита от неблагоприятных природных явлений должна быть комплексной, т.е. принимать во внимание все опасные явления, присущие данному району и угрожающие определенному виду хозяйственной деятельности. Кроме того необходим исторически-прогностический подход. Чтобы предотвратить ожидаемый рост ущерба от опасных природных явлений, нужно организовать соответствующие исследования в форме комплексной программы. Основные ее позиции приведены в табл.16.2. Заключительная позиция - задача соответствующих государственных и хозяйственных органов. Позиции А - З - задачи инженерно-географических и смежных научных и руководящих организаций. До настоящего времени внимание сосредоточивалось в основном на позициях В и отчасти Б. Инженерная геология,

Таблица 16.2

Основные разделы целевой комплексной программы по защите от неблагоприятных и опасных природных явлений (НОЯ)

<table>
<tr><td colspan="4">И. Осуществить оптимальные меры защиты от НОЯ ныне и на прогнозируемое будущее отдельных объектов (населенных пунктов, хозяйственных предприятий, коммуникаций, используемых земельных, водных минеральных и биологических ресурсов) и ТПК в целом</td></tr>
<tr><td colspan="4">З. Внедрить знания о НОЯ и оптимальных мерах защиты от них среди плановиков, проектировщиков, руководителей производства в форме нормативных, научно-методических, справочных и других документов и изданий</td></tr>
<tr><td colspan="4">Ж. Получить необходимые и достаточные знания о НОЯ и оптимальных мерах защиты от них отдельных объектов и ТПК в целом с учетом прогнозов развития природы и хозяйства</td></tr>
<tr><td colspan="2">Д. Разработать методы экономической оптимизации защиты от НОЯ отдельных объектов и ТПК в целом</td><td colspan="2">Е. Дать картографическое изображение и региональное описание НОЯ, методов оценки их опасности и географически оптимальных мер защиты от них ныне и на прогнозируемое будущее отдельных объектов и ТПК в целом</td></tr>
<tr><td>А. Разработать и ввести систему экономического учета, анализа и распространения сведений об ущербе от НОЯ, стоимости и эффективности мер защиты от них</td><td>Б. Разработать методы смягчения и предотвращения воздействий НОЯ на отдельные объекты и ТПК в целом (организационно-хозяйственные меры, мелиорации, прогнозирование и профилактика, инженерная защита, инженерно-технические меры)</td><td>В. Изучить сущность и генезис НОЯ, их распространение, режим, механизм воздействия на отдельные объекты и ТПК в целом и разработать методы оценки их опасности для разных природных условий и видов хозяйства</td><td>Г. Разработать прогнозы изменений климата и антропогенных изменений природной среды и основанные на них прогнозы изменений характера, распространения и режима НОЯ на обозримое будущее.</td></tr>
</table>

инженерная и сельскохозяйственная климатология, а в последнее время и инженерная гляциология преуспели в деле внедрения своих рекомендаций в практику (позиция З).

Опасные нивально-гляциальные явления по формам распространения и режиму имеют ряд аналогов иного генезиса (табл.16.3). Угроза для разных построек, коммуникаций и средств транспорта, возникающая при наличии морских, подземных льдов и наледей, при зажорах и заторах в табл.16.3 для краткости не детализированы. Главным способом защиты от постоянных и сплошных по распространению опасных природных явлений служит приспособление к ним сооружений и механизмов - специальные фундаменты, транспортные средства повышенной проходимости и т. п.

Опасное воздействие всех прочих явлений можно преодолевать теми же способами или посредством строительства инженерных защитных сооружений. Но можно использовать и более дешевые меры - уйти из зоны их действия, подладить работу объекта под режим природных явлений. В нижнем ряду таблицы перечислены явления, прогнозировать которые особенно трудно; они приносят особо ощутимый ущерб или требуют особенно дорогих и нерентабельных мер защиты.

16.2. Распространение неблагоприятных нивально-гляциальных процессов и явлений, меры защиты от них

16.2.1. Снеговые нагрузки

Снеговые нагрузки учитываются при проектировании и строительстве разных сооружений: промышленных, жилых и сельскохозяйственных строений, тоннелей, магистральных трубопроводов и пр. В случае легких конструкций, где снеговые нагрузки превышают всякие другие, испытываемые зданием, именно они влияют на выбор типа строительных конструкций, а следовательно, и на стоимость.

Снеговая нагрузка на сооружение P определяется соотношением $P = P_0 \cdot C$, где P_0 - давление снежного покрова на поверхность земли, т.е.вес снежного покрова на единицу пло-

Таблица 16.3

Типы опасных природных явлений по формам распространения и режиму (в клетках записаны примеры нивально-гляциальных и иных явлений)

Режим		Распространение		
		сплошное по площади	линейное	точечное
Постоянные в течение года		подземные льды, морские льды, эрозия почв, подтопления, криогенные явления и т.д.	наледи, овражная эрозия, заиление каналов и т.д.	оползни, карст, солифлюкция, каменные глетчеры и т.д.
Прерывистые	ежегодные	снежные заносы, размокание грунтов и т.д.	ледяные зажоры, заторы на реках, паводки на реках, переформирование русел, абразия берегов морей и водохранилищ и т.д.	лавины, быстрые подвижки каменнообломочного материала на горных склонах
	неежегодные	засухи и другие экстремальные климатические явления	те же явления в экстремальных размерах	обвалы, подвижки и пульсации ледников, гляциальные сели, лахары, крупные обвалы и т.д.

щади, C - коэффициент перехода от снеговой нагрузки на поверхность земли к снеговой нагрузке на покрытие сооружений, зависящий от геометрии крыши и температурно-ветровых условий периода снегонакопления. Единицами измерения P и P_o обычно служат кг/м^2 или кПа (1 кПа = 102 кг/м^2). Снеговые нагрузки на поверхность земли определяются снегозапасами - это значит, что P можно измерять и в мм слоя воды. Однако во многих странах ряды наблюдений за снегозапасами непродолжительны, и для расчета снеговых нагрузок на поверхность земли используются в основном данные по толщине снежного покрова. При этом величина плотности, принимаемая для определения P, изменяется от 200 до 400 кг/м^3.

Следует различать кратковременные снеговые нагрузки, обусловленные единичными снегопадами, и длительные, для определения которых необходимо знать нормы максимальных за зиму снегозапасов и их вероятностные значения.

Существует два подхода к определению нормальной снеговой нагрузки на поверхность земли. Первый основан на районировании территории по среднему значению максимальных снегозапасов, второй - на использовании вероятностных значений с разным периодом повторяемости. Очевидно, что по мере накопления информации по снежному покрову создается все больше возможностей для применения второго, более надежного способа. Использовать его рекомендует и мировой стандарт, принятый в Женеве (Bases for design, 1978). Однако в России до настоящего времени нормативные снеговые нагрузки определяются по представленной в СНиП карте веса снежного покрова на 1 м^2 горизонтальной поверхности, рассчитанного по средним многолетним значениям максимальной толщины снежного покрова и средним значениям плотности.

Исследование ограниченных рядов наблюдений для расчета периода повторения редких явлений вызывает необходимость применения методов конструирования генеральной совокупности по данным временных рядов, для чего используются разные способы. Обзор методов расчета снеговых нагрузок приведен в ряде исследований (Волобуева, 1977; Заварина, 1976; Леухина, 1978; Карапетьянц, Липовская, 1981; Schriever, Otstavnov, 1967; Martinec, 1977; Boyd, 1970; Taesler, 1970).

При расчете вероятностных характеристик снежного покрова в России используется полуэмпирический метод Чегодаева-Алексеева, который позволяет экстраполировать данные на период, больший фактического ряда наблюдений. М.В.Заварина и В.И.Липовская (1973) рассчитали вероятностные значения для территории страны по статистическому ряду, состоящему из годовых максимумов снегозапасов с использованием интегральных кривых. Периодам повторения 2; 5; 10; 20 лет соответствуют значения повторяемости 50; 20;

10 и 5%. М.В.Заварина (1976) выполнила районирование территории бывшего СССР по весу снежного покрова, возможное раз в пять лет. Каждому району соответствует средняя величина снеговой нагрузки 20%-ной обеспеченности. На значительной территории величина снеговых нагрузок, принятых в СНиП и указанной карте районирования, совпадают, т.е. нормативы, полученные по толщине снежного покрова и его плотности, совпадают с нормативами, рассчитанными по снегозапасам обеспеченностью 20%.Однако выделился район на Камчатке, где снеговые нагрузки выше, чем на карте СНиП.Там при очень интенсивных снегопадах за одни сутки они могут увеличиваться более чем на 100 кг/м^2. Такие снегопады на территории нашей страны нигде не наблюдались, может быть только очень редко в горных районах.

Для уточнения снеговых нагрузок представляет интерес возможная величина веса снежного покрова, образовавшегося в результате сильного снегопада в течение суток. По данным М.В.Зааариной (1976), в районах с небольшим и неустойчивым снежным покровом один сильный снегопад в течение суток создает нагрузку, близкую к ее значению, возможному раз в 5 лет. Такие снегопады наблюдались в Киеве, Батуми и Владивостоке.

В странах Западной Европы за нормативную снеговую нагрузку принимают либо среднее из максимальных значений веса снега (Германия, Австрия, Швеция, Франция), либо вероятностные значения с периодом повторения 10-30 лет. В Чехо-Словакии, Швейцарии, Финляндии и других странах Западной Европы для расчета снеговых нагрузок применяется закон крайних членов выборки - распределение Э.Гумбеля (1965), в некоторых случаях метод Дженкинсона (Jenkinson, 1955). Сравнение вероятностных характеристик снежного покрова, полученных перечисленными методами, показывает (Kunsisto,1964;Zerche, 1974), что расхождения при вычислении снеговых нагрузок 5%-ной обеспеченности незначительны, доказана надежность и возможность использования метода Гумбеля. Для высокогорных районов считается наиболее надежным использование аппроксимации по Дженкинсону.

В США, согласно Американскому национальному стандарту по строительным нормам и правилам (American National Standards..., 1972), для расчета снеговых нагрузок на сооружения используются снеговые нагрузки на поверхность земли повторяемости раз в 50 или 100 лет в зависимости от срока службы здания. В Канаде по мере увеличения длины ряда наблюдений за толщиной снежного покрова появилась возможность расчета вероятностных характеристик снежного покрова и было вычислено с использованием закона распределения Гумбеля ее максимальное значение с периодом повторения 1 раз в 30 лет (Boyd, 1961). По материалам 200 станций для территории Канады составлена карта снеговых нагрузок на поверхность земли, но для некоторых районов они занижены, так как плотность снега в горных областях Британской Колумбии может достигать 600 кг/м^3. Данные по изменению снеговых нагрузок с высотой для этого района приведены в работе Б.Клауса и др. (Claus a.o., 1984). Однако большая часть горной территории Канады и США из-за ограниченности данных наблюдений по-прежнему остается неизученной.

В настоящем Атласе помещены карты снеговых нагрузок на территорию бывшего СССР, возможных раз в 2 года, т.е. близкие к средним многолетним значениям, и в 20 лет. Карта прироста снеговых нагрузок за сутки, возможного раз в 10 лет, дает представление о размерах кратковременных снеговых нагрузок (см.с.332 I-го тома Атласа).

Снеговые нагрузки, возможные раз в 20 лет в Западной Европе (с.333 I-го тома Атласа), определялись стандартным методом с использованием полуэмпирической формулы Чегодаева-Алексеева. Для экстраполяции приходилось в основном использовать теоретическое распределение, предложенное Гумбелем. Для высокогорных и североконтинентальных районов с устойчивыми показателями снежного покрова и высокими значениями самих снегозапасов (северо-восточные высокогорные районы Альп и Карпат) было применено распределение Дженкинсона. При отсутствии данных приходилось использовать обобщающие коэффициенты перехода от средних значений максимальных снегозапасов к сне-

говым нагрузкам 5%-ной обеспеченности, полученные для климатологически однородных районов. При построении обобщающих кривых (рис.16.2) использовалось климатологическое районирование Б.П.Алисова для Европы. Номера кривых соответствуют следующим климатологическим областям: 1 - атлантико-средиземноморской, 2 - континентально-средиземноморской, 3 и 4 - континентальным морским районам атлантико-арктической области, 5 - атлантико-континентальной, 6 - континентально-европейской. Обобщающие кривые на этом рисунке хорошо согласуются с распределением коэффициентов вариации максимальных снегозапасов.

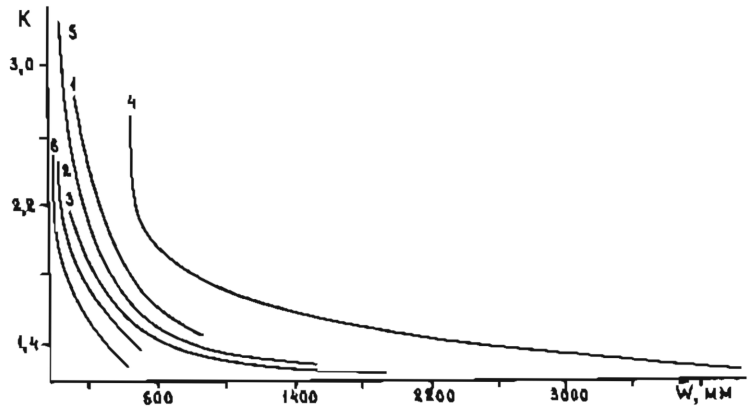


Рис.16.2. Связь коэффициентов K отношения максимальных снегозапасов 5%-ной обеспеченности с их нормой W для разных климатических областей Западной Европы. Пояснения в тексте

Максимальные снегозапасы 5%-ной обеспеченности тем больше превышают средние значения, чем меньше сами снегозапасы и чем выше их изменчивость. На карте максимальных снегозапасов 5%-ной обеспеченности в высокогорных районах обнаруживается заметное расширение областей их наибольших значений по сравнению с распределением средних максимальных снегозапасов. Для равнинных прибрежных районов - побережье Норвегии, западные районы Франции и Пиренейского полуострова, юг Апеннин и Балкан - снегозапасы, возможные один раз в 20 лет, могут возрастать более чем вдвое.

При построении карты снеговых нагрузок 5%-ной обеспеченности для Северной Америки (с.33 I-го тома Атласа) (Ивановская, Геткер,1985) была использована аппроксимация трехпараметрическим γ - распределением, полученным С.Н.Крицким и М.Ф.Менкелем в результате преобразования Пирсона III и широко применяемым в практике гидрологических расчетов. Для удобства расчетов значений в горных районах Северной Америки были составлены номограммы, позволяющие по трем известным параметрам распределения: нормам, значениям C_v и отношениям C_s/C_v, определить модульные коэффициенты максимальных снегозапасов (рис.16.3). Техника вычисления такова: для любой точки на территории горного запада материка по номограмме и значениям $\overline{W}_{max}$ находят величину второго параметра распределения - C_v. В левой части номограммы представлена зависимость модульных коэффициентов от изменчивости снегозапасов C_v для разных соотношений C_s/C_v.

При картографировании снеговых нагрузок заданной обеспеченности на равнинную территорию были использованы два метода. Первый, часто употребляемый, состоит в том,что для каждой точки-метеостанции по эмпирической кривой обеспеченности определяются снегозапасы требуемой обеспеченности, затем путем линейной интерполяции расчерчивается система изолиний. Второй заключается в следующем: по картам норм, коэффициента вариации и коэффициента асимметрии в узлах регулярной сетки с интервалом 2° вычисляются все три параметра теоретической кривой обеспеченности. Далее по номограмме для этих узлов определяются значения W 5%, по которым проводится система изолиний.

Сравнение карты норм снегозапасов с картой снеговых нагрузок показывает для некоторых районов значительные расхождения, увеличивающиеся с ростом коэффициентов вариации и асимметрии. Так, на склонах Берегового хребта и Каскадных гор, для которых характерны большие значения C_v и C_s, один раз в 50 лет могут накапливаться снегозапасы чуть ли не вдвое выше нормы. В высокогорье, где резко возрастают нормы снегозапасов, снижается их изменчивость, а распределение слабо асимметрично, снеговые нагрузки 2%-ной и 5%-ной обеспеченности ближе к норме,чем в тех же районах низкогорья.Небольшие различия выявлены также на севере материка, где распределение снегозапасов

близко к нормальному, а их изменчивость невелика. На территории Великих и Центральных равнин на карте снеговых нагрузок 5%- и 2%-ной обеспеченности все изолинии смещены к югу по сравнению с картой норм, причем в более южных районах различия $\bar{W}$ и W 2%, 5% возрастают. Это объясняется ростом величин C_s и C_v в районе южной границы растространения снега.

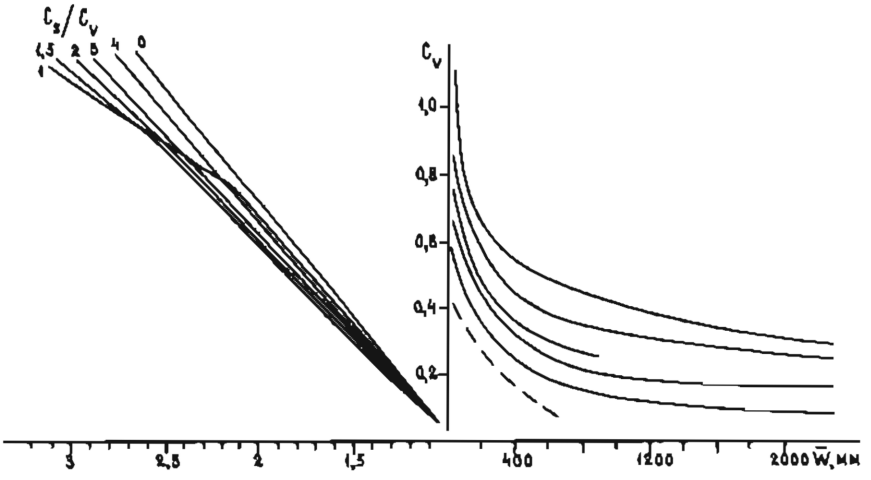


Рис.16.3. Номограмма для расчета модульных коэффициентов снеговых нагрузок 5%-ной обеспеченности по трем статистическим параметрам - норме максимальных снегозапасов $\bar{W}$, коэффициентам вариации C_v и асимметрии C_s; для гор Сьерра Невада, 40-49° с.ш.; Скалистых гор, 35-39°, 40-49°, 50-59° с.ш.; северной части Берегового хребта, хр.Брукса и гор Маккензи

Таким образом, изучение статистических параметров распределения снегозапасов во времени позволяет рассчитывать их вероятностные характеристики, что важно для практических целей.

16.2.2. Снежные заносы и метели

Снежные заносы нередко существенно осложняют обычный ритм жизни в городах и поселках, нарушают и иногда полностью прерывают работу и эксплуатацию транспортных коммуникаций, открытых горных разработок и других предприятий. Объемы снега, переносимого метелями в течение зимы, изменяются в разных районах мира от нескольких десятков до нескольких тысяч кубометров на каждый погонный метр фронта метелевого потока. В настоящем Атласе показаны районы с максимальными годовыми значениями объемов подносимого к объектам снега.

В 70-х годах во всем мире участились случаи экстремальных буранов, т.е. сильных и сверхсильных метелей с катастрофическими последствиями. Границы возможных метелей и снегопадов резко смещаются в направлении экватора, что связывают с действием антропогенных факторов.

Различают снегопадные и метелевые снегоотложения. Первые образуются при отсутствии ветра, вторые сопровождаются им и могут служить, как и снегопадные, существенной помехой для нормальной работы народного хозяйства. В горах они могут быть причиной возникновения снежных лавин и гляциальных селей. Сдувая с полей снег и испаряя его в процессе переноса, метели способствуют иссушению территорий.

Наибольшие снегопадные отложения формируются в горах, где их высота может достигать 5 м. Значительные снегопадные отложения в горах и предгорьях Южной Сибири, Кавказа, Средней Азии, Сахалина, Камчатки часто вызывают помехи и аварии на открытых площадках электрических станций и подстанций. Для борьбы с ними используют снегоуборку, устройства перекрытий над объектами, искусственное таяние и испарение снега.

Метелевый перенос снега. Снежная метель - весьма сложное природное явление, отличающееся от других аналогов наличием межфазовых переходов и активным метаморфизмом снежного покрова. Основной перенос снега происходит в приземном слое воздуха. Диффузионный подъем мелкого снега может произойти лишь при высокой влажности воздуха, при отсутствии ее дефицита, когда испарение снежинок исключено.

В метелевом снегопереносе принимает участие как снег, отложенный на поверхности земли, так и зародившийся в облаках и еще ее не достигший. Различают верховую метель - снегопад при ветре до приземления атмосферных снежинок, низовую метель, т.е. переме-

щение ветром только что упавших и ранее отложенных снежных частиц, общую метель - сочетание верховой и низовой.

Главным фактором взвешивания метелевых частиц служит силовое взаимодействие между воздушным потоком и поверхностью снежного покрова.Снежные частицы отрываются за счет пониженных давлений в пограничном вихревом слое, толщина которого больше размера взвешиваемых частиц. Диффузия взвесей - вторичное явление. Она может появиться только после отрыва частиц от снежного покрова.

Судя по опытным данным (Дюнин и др., 1965; Дюнин, 1974), слой пониженных давлений, или дефицит квазистатистического давления, достигает толщины 8-11 мм при скоростях ветра до 20-25 м/с и нескольких сантиметров при ветре 30-35 м/с. Поверхностные частицы "всасываются" этим слоем и выбрасываются вертикально вверх, а затем круто переходят на плавный спуск.Такой способ движения снежинок называется сальтацией.

Силы взвешивания пропорциональны квадрату скорости потока. По мере насыщения последнего примесями его транспортирующая способность падает, но он еще способен поднимать новые порции снега. Такая метель называется ненасыщенной. В случае насыщенной метели дополнительный груз она "всасывать" не может, а лишний снег откладывает на подстилающую поверхность.

Самый важный показатель - общий твердый расход низовой метели $Q_н$, г/(м·с). Согласно теории:

$$Q_н = JV_{1ср}, \qquad (16.1)$$

где J - нагрузка метели, т.е. общая масса снега в граммах, поднимаемая ветром над 1 м^2 подстилающей поверхности,где $V_{1ср}$ - групповая средняя скорость поступательного движения взвешенных метелевых частиц.В результате теоретического анализа и опытных данных найдено (Дюнин, 1963):

$$Q_{н\,max} = 0,7\,(V_{0,05} - 3)^3 \ г/(м·с); \quad V_{1ср} = 0,55\,(V_{0,05} - 3) \ м/с, \qquad (16.2)$$

где $V_{0,05}$ - скорость потока, измеренная на высоте 0,05 м.

Если скорость ветра измеряется на высоте 0,2 м, используется формула (Бялобжеский и др., 1966):

$$Q_н = 0,34\,(V_{0,02} - 3)^3 \ г/(м·с). \qquad (16.3)$$

При измерении скорости ветра $V_ф$ на высоте флюгера метеорологических станций (10-12 м) формула приобретает вид:

$$Q_н = 0,077\,(V_ф - 5)^3 \ г/(м·с). \qquad (16.4)$$

Снежные метели отличаются от пылевых тем, что их твердые компоненты рождаются в атмосфере, и низовые метели могут сопровождаться верховыми. При снегопаде с ветром к общему твердому расходу низовой метели $Q_н$ добавляется расход верховой метели Q_a.

Твердый расход верховой метели, отнесенный к единице площади отвесной плоскости, нормальной к ветру, выражается простой формулой $q_a = 10^3\,Ui/\omega$,(г/ м^{2}с), где i - интенсивность твердых осадков, кг/(м^{2}с), ω - скорость падения снежинок, м/с, U - горизонтальная составляющая скорости снежинок, приближенно равная скорости ветра V, м/с.

Общий расход снега в горизонтальном направлении в слое атмосферы высотой H для верховой метели равен:

$$Q_a = 10^{-3} \int_0^H \frac{i}{\omega} U dz \ \ г/(м·с).$$

Если i и ω считать постоянными, а $U = \Psi_* V$, где Ψ_* - постоянный коэффициент, то:

$$Q_a = 10^{-3}\,\Psi_* \frac{i}{\omega} HV_{ср}, \qquad (16.5)$$

где $V_{ср}$- средняя скорость ветра в слое высотой H.

На рис.16.4 показаны в логарифмических координатах значения $Q_н$ и Q_a как функции скоростей ветра $V_{0,2}$ и $V_ф$. Кривая "а" построена по формуле Кобаяси (Kobaya-

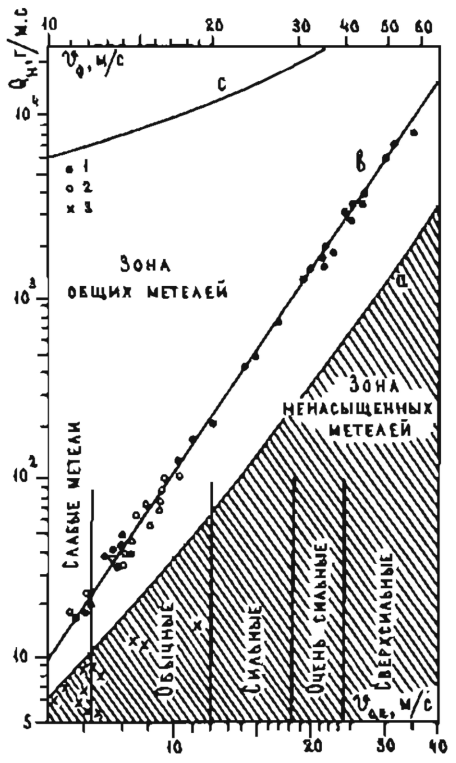


Рис.16.4. Зависимость общего твердого расхода снега Q_H при низовой метели от скорости ветра на высоте 0,2 м от поверхности земли $V_{0,2}$ и на высоте флюгера V_ϕ. 1 - измерения в большом аэродинамическом канале, 2 - полевые данные в условиях ненасыщенной метели, 3 - данные Д.Кобаяси (Kobayashi, 1972)

shi, 1972). Кривая "b" соответствует режиму насыщенной метели согласно формуле (16.3), она хорошо соответствует полевым и лабораторным измерениям Q_H в диапазоне скоростей ветра V_ϕ от 10 до 70 м/с, включающем почти все возможные на Земле метелевые ветры. По силе ветра все земные метели можно подразделить на пять видов (см.рис. 16.4): слабые при V_ϕ менее 12 м/с, обычные при V_ϕ от 12 до 20 м/с, сильные при V_ϕ от 20 до 30 м/с, очень сильные при V_ϕ от 30 до 40 м/с, сверхсильные при V_ϕ более 40 м/с.

Заштрихованная область ниже кривой "b" на рис.16.4 соответствует области ненасыщенных метелей. Если поверхность снега уплотнена и затвердела в результате сублимационного метаморфизма, то даже при сверхсильных метелях снегоперенос может быть незначительным.

Кривая "c" построена для общей метели $Q_H + Q_a$. Общий расход Q_a вычислен для довольно рядового примера верховой метели. Пример показывает, какие громадные массы снега проносятся вдоль земной поверхности во время общих метелей в сравнении с низовыми. Кривая "c" располагается значительно выше, чем "b". Но величины i, ω, Ψ_* на равнинах относительно постоянны, и приращение снежного покрова за счет верховых метелей такое же равномерное, как и при снегопадных отложениях. Положение резко изменяется в горах, где велика изменчивость скорости ветра, и, следовательно, верховая метель может стать главным фактором неравномерности снегоотложений.

На рис.16.5 показаны главные виды снежных метелей и относящиеся к ним разновидности движения снежинок. Во время слабых низовых метелей поверхностные снежинки могут перемещаться частично в виде влечения по поверхности снежного покрова, не отрываясь от нее. Толщина слоя влечения не превышает размеров самих снежинок, т.е. имеет порядок 1-2 мм. Слой преимущественной сальтации простирается до метра и более. В верховой метели участвуют только падающие атмосферные снежинки "A". Слой верховой метели равен высоте облаков, т.е. 1-2 км.

Движение снежных частиц в форме взвеси (диффузии) изучено недостаточно, и предельная высота, достигаемая снежной взвесью, неизвестна. Она зависит от коэффициента турбулентной диффузии и "времени жизни" мелких взвешенных и ле-

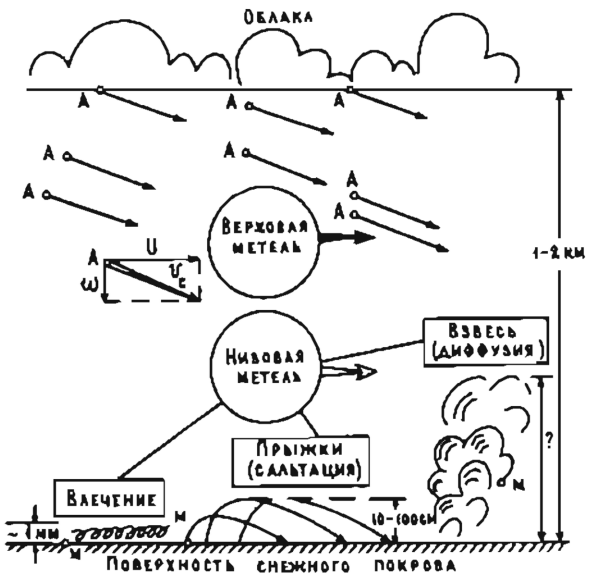


Рис.16.5. Виды метелей и способы движения метелевых частиц. Разъяснения в тексте

гко испаряющихся снежинок. Но даже при отсутствии их испарения в диффузионном движении может участвовать лишь малая доля общего твердого расхода низовых метелей. Масса снега, перемещаемая в виде взвеси, не превышает 3-13% всего объема снегопереноса (Дюнин, 1963).

Более 100 лет тому назад А.И.Воейков (1885) говорил о существенной роли зимнего испарения снега. Мысль об испарении снега при его перемещении метелью впервые была высказана в 1956 г. (Дюнин, 1956), а затем этот процесс был подробно исследован (Дюнин, 1958, 1961; Schmidt, 1972, Tabler, 1975).

Метелевое испарение снега оказывает большое влияние на водный баланс сильнометелевых районов и, следовательно, на хозяйственную деятельность в них. Это, по-видимому, главный фактор резкого изменения гидрологического режима после распашки целинных земель, так как значительные массы снега переходят во время метелей в газообразную фазу, составляя внушительную и безвозвратную долю влагопотерь. Правильно определить объемы снежных заносов можно лишь с учетом метелевого испарения снега (Бялобжеский и др., 1966). Дело в том, что существует предельная дальность переноса снега, так как вследствие его ускоренного испарения метелевые частицы не могут переноситься на произвольно большие расстояния.

Ускоренное испарение метелевых снежинок происходит по двум причинам: во-первых, поверхность каждой из них открыта со всех сторон, тогда как снежинка, лежащая на поверхности снежного покрова, способна испаряться только в одну сторону; во-вторых, летящие снежинки обдуваются ветром из-за его флуктуаций и относительного движения, что, естественно, ускоряет их испарение. Время полного испарения ледяной сферы пропорционально квадрату ее радиуса. Частицы радиусом 0,1 мм исчезают в 100 раз быстрее, чем радиусом 1 мм при одинаковом дефиците влажности воздуха.

"Срок жизни" свободно парящей снежинки, обдуваемой ветром, даже при ее сравнительно крупных размерах, т.е. 0,3-0,4 мм, составляет несколько минут при дефиците относительной влажности воздуха 24-30%. Мелкие снежинки размером 0,1 мм и менее испаряются так же быстро даже без учета влияния ветра. При метелевом снегопереносе в слое сальтации испарение частиц несколько тормозится их взаимным влиянием и недостатком тепла, необходимого для испарения. Поступление тепла обеспечивается главным образом за счет турбулентного массотеплообмена в пограничном слое ветра.

Съем пара $I_в$ с 1 м^2 снежного покрова во время метели определяется выражением:

$$I_в = I_c + I_м,$$

где I_c - испарение с поверхности снежного покрова, $I_м$ - испарение всех поднятых в воздух снежинок, масса которых составляет нагрузку метели J. Очевидно, что:

$$I_м = NI = J\frac{I}{m_o} \quad г/(м^2 \cdot с),$$

где N - общее число поднятых метелью частиц, м$^{-2}$, I - средняя интенсивность испарения одной частицы, г/с, J - нагрузка метели, г/м^2, m_o - средняя масса одной частицы, г. Тогда, имея в виду формулу (16.1),

$$I_в = I_c + \frac{QI}{V_{1ср} m_o} \quad г/(м^2 \cdot с). \qquad (16.6)$$

Снегоперенос и снегоотложение. Существуют два способа определения объемов снегопереноса - расходов и балансов. В первом случае используется формула Д.М.Мельника (1952):

$$Q_н = 0,0215\, V_ф^3 \qquad (16.7)$$

при $V_ф \geqslant 8$ м/с. Преобразуя ее для перехода от массового количества к объемному, получим:

$$W_н = 0,774\, 10^{-4}\, \frac{V_ф^3\, t}{\rho_c} \qquad (16.8)$$

где ρ_c - плотность снега в отложенном вале, т/м^3, t - продолжительность действия метели в часах. Считается, что снегосборный бассейн безграничен и количество находящегося на нем снега достаточно велико. Поэтому, как правило, расчеты по способу расходов дают преувеличенные результаты.

Корректнее связать объем снегопереноса с размерами и особенностями снегосборного бассейна и балансом снега в нем. Пусть от наветренной границы "б-б" снегосборного бассейна, показанного на рис.16.6, проведена по направлению метели заштрихованная полоса шириной 1 м. Найдем величину $Q_н$ при пересечении метелью линии "а-а" перпендикулярной направлению ветра – угол α равен 90°, исходя из запасов и потерь снега в полосе А-Б. Получаем баланс:

$$Q_н = \xi_c(q - q_э)L - I_в L \quad г/(м \cdot с) \qquad (16.9)$$

где L - длина полосы А-Б, ξ_c - коэффициент сдувания массы снега в бассейне q, отнесенной к единице площади поля, за вычетом удельной массы снега $q_э$ задерживаемой растительностью, оврагами, возвышенностями и понижениями; $I_в$ - испарение снега, отнесенное к 1 м^2 снежного покрова, определяемое по формуле (16.6).

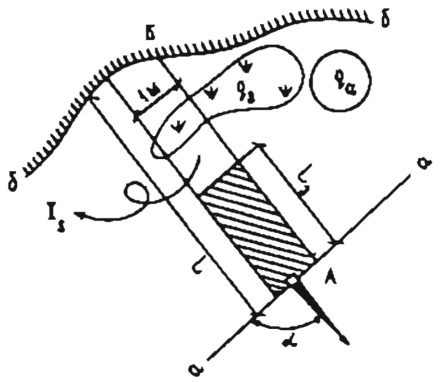


Рис.16.6. Схема к расчету переноса снега по методу балансов. Разъяснения в тексте

Введем в правой части этой формулы обозначение

$$L_э = \frac{V_{1ср}^{m_o}}{I}.$$

Тогда $I_м = \frac{Q_н}{L_э}$ и из баланса снега (16.9) получаем:

$$Q_н = \frac{\xi_c(q - q_э) - I_c}{1/L + 1/L_э}. \qquad (16.10)$$

При очень большом снегосборном бассейне, когда $L \gg L_э$, имеем

$$Q_н \cong \left[\xi_c(q - q_э) - I_c\right] L_э, \qquad (16.11)$$

т.е. к линии "а-а" на рис.16.6 как бы поступает только снег, сдуваемый с заштрихованной полосы длиной $L_э$. Эта длина и названа предельной дальностью переноса снега.

Если господствующие метелевые ветры имеют одно главное направление, характеризуемое углом α, то полный снегоперенос через 1 м фронта "а-а" за зиму определим, использовав формулу (16.10).

$$W_н = \frac{\left[\xi_c(q - q_э) - I_c\right] \sin\alpha}{1/L + 1/L_э}, \qquad (16.12)$$

где q, $q_э$, I_c взяты за весь зимний период, $L_э$ - среднее значение предельной дальности переноса снега. Линия "а-а" может быть, в частности фронтом снегозащиты дороги или другого объекта.

Для получения объема снегопереноса величину $W_н$ надо разделить на плотность снегоотложений. Значения $W_н$ можно определить с заданной вероятностью превышения. Предельная дальность переноса снега определяется по данным полевых наблюдений и теоретически с более строгим учетом сопутствующих метелям факторов, в том числе потерь тепла на испарение снега.

В первом приближении $L_э$ можно вычислить по формуле

$$L_э = 0{,}2\,\frac{V_ф}{\Delta e}, \qquad (16.13)$$

где $V_ф$ - скорость сильных зимних ветров заданной обеспеченности, измеренных на высоте флюгера метеорологических станций на открытой площадке, м/с, Δe - характерный для района дефицит относительной влажности воздуха во время сильных метелей. Применение формулы (16.13) оправдано тем, что сильные метели вносят решающий вклад в образование снежных заносов.

Объемы снегопереноса необходимо знать при проектировании снегозащитных ограждений. Снегоемкость системы снегозащитных устройств, рассчитанных на задержание всего снега, подносимого низовой метелью к ограждаемому объекту, обязательно должна соответствовать возможным объемам снегопереноса.

Без знания этих объемов невозможно планировать работу снегоуборочной техники и определять нужный парк снегоуборочных машин. Если объемы снегопереноса слишком велики, то задержание их становится экономически невыгодным. Это типично для многих районов Крайнего Севера. В этих случаях дороги, например, выгоднее строить насыпями или даже на эстакадах, обеспечивая беспрепятственный пронос метелевого снега над дорожным полотном.

На с.334 I-го тома Атласа дана карта объемов годового снегопереноса на территории бывшего СССР, составленная по методу балансов.

16.2.3. Снежные лавины

К лавиноопасным относится большинство территорий, где встречаются склоны крутизной более 15-20° и длиной свыше нескольких десятков метров. Прочие горные районы могут стать лавиноопасными после вырубки лесов или такого изменения климата, которое приведет к образованию сезонного снежного покрова толщиной более 30-40 см (табл.16.4).

Таблица 16.4

Лавиноопасные территории бывшего СССР

Характер лавинной опасности		Площадь распространения	
		тыс.км^2	процент от площади бывшего СССР
Лавиноопасные территории со степенью опасности	высокой	309	1,4
	средней	1540	6,9
	низкой	1645	7,3
	всего	3495	15,6
Потенциально лавиноопасные территории	занятые лесами	494	2,2
	с недостаточным снежным покровом	506	2,2
	всего	4494	20,0

Долгосрочные изменения лавинной опасности могут быть вызваны антропогенными изменениями состояния лесов на горных склонах, самого рельефа, а также общими изменениями климата. Горные леса служат разносторонним противолавинным средством (Власов и др., 1980). На склонах они закрепляют снежный покров, не позволяя ему обрушиваться. Принимая на себя давление движущейся лавины, лес сокращает ее путь. Если длина разбега лавины над верхней границей леса не слишком велика, он вообще не пропускает лавины вниз по склону. На Центральном Кавказе, например, критическая длина разбега лавин над верхней границей леса - около 300 м; при большой длине разбега они способны пробить лес вдоль всего склона и выйти на дно долин.

В естественных условиях повреждение леса лавинами и его самовосстановление находятся в динамическом равновесии, но воздействие человека может нарушить это равновесие. В этом отношении показателен альпийский опыт: лес понемногу вырубали на бытовые нужды, его вытаптывал скот на протяжении веков, пока не нарушилось природное равновесие и не участились в XVII-XIX вв. лавинные катастрофы, разрушавшие в числе прочего и постройки возрастом до 300 лет. Из-за наличия пастбищ верхняя граница леса снизилась ныне местами на 300-400 м, и в течение почти 100 лет Швейцарская лесная служба выполняет работы по восстановлению противолавинных лесов.

В бывшем СССР нагрузка на высокогорные пастбища особо возросла в последние 30-40 лет. Она сопровождается промышленной рубкой леса, особенно в горах Европейской части страны, на Урале и в Средней Азии. Расширяются лесозаготовки в горах Восточной Сибири и Дальнего Востока. Непродуманная рубка леса уже привела к возникновению лавинной опасности в некоторых районах Хибин, Кавказа, Урала, Восточной Сибири, Сахалина. При этом ущерб от лавин оказывается выше прибыли от лесозаготовок.

Таким образом, современные тенденции сокращения горных противолавинных лесов ведут к увеличению лавинной опасности. Но это увеличение можно минимизировать введением соответствующих правил хозяйственного использования лесных ресурсов, предельно допустимых рекреационных нагрузок, систематических лесовосстановительных работ.

Второй тип антропогенных изменений природных условий лавинообразования - создание искусственных склонов в виде различных выемок и насыпей при прокладывании дорог, добыче полезных ископаемых открытым способом и т.п. Примеры по районам Хибин, Камчатки и другим свидетельствуют, что лавиноопасными становятся искусственные склоны, достигающие высоты 20-40 м. Возникновение лавин возможно на всех малых техногенных склонах, где максимальная декадная толщина снежного покрова превышает 30 см или достаточно силен метелевый перенос снега при меньших ее значениях. По этой причине лавинная опасность имеет тенденцию к распространению на новые территории.

Долгосрочный прогноз изменений лавинной активности зависит, естественно, от климатического прогноза.Для составления подобного лавинного прогноза могут быть использованы статистические зависимости показателей лавинной активности от общих характеристик климата. По данным о сумме осадков холодного периода и средних месячных величинах температуры воздуха в октябре, январе и апреле можно определить фоновые значения максимальной декадной толщины снежного покрова, продолжительности лавиноопасного периода,повторяемости лавин и лавиноопасных ситуаций,вызванных снегопадами и оттепелями, объемов лавин. Имеется опыт разработки подобных зависимостей для лавиносборов в Хибинах (Аккуратов, 1973) и на Центральном Тянь-Шане (Кошоев, 1986).

Хорошо известен долгосрочный прогноз изменений климата М.И.Будыко с соавторами (1978).На его основе с использованием упомянутых выше зависимостей получены следующие примеры прогноза изменения лавинной активности к 2025 г. М.И.Кошоев (1986) рассмотрел современную и прогнозируемую лавинную опасность в верховьях бассейна р.Сары-Джаз - территории предполагаемого индустриального освоения. Согласно упомянутому прогнозу, климат предгорий Тянь-Шаня к 2025 г. изменится следующим образом: средняя месячная температура января повысится на 3°, в июле она останется примерно на современном уровне, годовая сумма осадков возрастет на 150 мм. Анализ данных станции Пржевальск за годы, климатические характеристики которых отвечают прогнозируемым, позволил определить изменения температуры и осадков в 2025 г. по месяцам. Далее для модельных годов были установлены величины вертикальных градиентов температуры и осадков по данным всех метеостанций рассматриваемого района (оказалось, что значения градиентов при потеплении климата возрастают), послужившие основой составленных картосхем.

Сравнение картосхем современной лавинной активности и на 2025 г. показало,что лавиноопасные территории на Центральном Тянь-Шане к 2025 г. несколько сократятся, но в их пределах примерно в 1,5 раза увеличится повторяемость лавин;возрастает доля мокрых лавин. К этому стоит добавить (Мягков, 1981), что при подобном развитии событий существенно увеличится лавинная опасность склонов южной экспозиции, ныне малоснежных вследствие радиационного таяния и испарения снега, а также число крупных лавин, достигающих дна долин.

Крупномасштабная оценка лавинной опасности. Под оценкой лавинной опасности понимается составление специальных карт и пояснительных записок, отражающих все сведения о лавинах, при освоении данной территории. Первые обобщающие работы, в которых характеризовались цели и методы оценки лавинной опасности, принадлежат Г.К.Тушинскому (1949, 1957, 1960). Документом, определяющим, для каких районов бывшего СССР требуется оценка лавинной опасности и защита от нее, стала изданная в 1971 г. "Карта лавиноопасных районов Советского Союза" в масштабе 1:7 500 000,подготовлен-

ная коллективом авторов под руководством Г.К.Тушинского. Она прекрасно выполняет свою задачу и поныне. В середине 80-х годов Госстроем СССР обновлена вся система нормативных документов по инженерно-геологическим и инженерно-климатическим изысканиям для строительства и установлено, что для предпроектной документации различные оценочные карты, в том числе лавинной опасности,должны составляться в масштабах 1:50 000 - 1:10 000, а на стадии рабочих чертежей - 1:10 000 - 1:1 000 (в зависимости от характера и класса ответственности объекта).

Для всесторонней оценки лавинной опасности на соответствующей крупномасштабной карте и в пояснительной записке к ней должны быть отражены следующие сведения: расположение лавиносборов; максимальная дальность выброса лавин; границы распространения лавин разной обеспеченности; границы распространения воздушной волны,сопровождающей сход некоторых лавин; повторяемость лавин; их средние и максимальные объемы; участки отрыва лавин; плотность движущейся лавины; максимальная декадная толщина снега в лавинном очаге и на подножье склона, плотность и продолжительность залегания снежного покрова в лавиносборе; длительность лавиноопасного периода;возможность залесения лавинного очага (его положение относительно верхней климатической границы леса и характер почв); генетические типы лавин, в том числе особо крупных, повторяемость и типы лавиноопасных ситуаций.

Для определения некоторых из этих показателей и составления карты оценки лавинной опасности требуется топографическая основа, достаточно детально отражающая микрорельеф и растительность склонов и дна долин. В Швейцарии наблюдения за лавинами ведутся в течение веков; составлена и регулярно пополняется новыми данными об их сходе карта всей страны в масштабе 1:25 000, на которой нанесено около 10 тыс. лавиносборов. В бывшем СССР обжитость горных районов намного меньше,а число лавиносборов, вероятно, приближается к миллиону. Понятно, что в этих условиях для нашей страны не подходит швейцарский метод оценки лавинной опасности, целиком основанный на прямых наблюдениях. Хотя материалы наблюдений незаменимы, для оценки лавинной опасности в нашей стране была разработана система методов определения показателей лавинной опасности по ландшафтным признакам, т.е. следам схода лавин, запечатленным в рельефе и растительности.

По таким следам, как поврежденный лавинами лес и особые формы рельефа - лавинные конусы, сложенные принесенным лавинами каменнообломочным материалом, в полевых исследованиях или по аэрофотоснимкам выделяются места схода лавин - лавиносборы. По растительности же определяются даты схода наиболее крупных лавин; для этого применяются дендрохронологические, а в последнее время и лихенометрические датировки. Периоды усиления и ослабления лавинной деятельности в прошлом устанавливаются исследованиями стратиграфии лавинных отложений, содержащих погребенные почвы и другую органику, пригодную для абсолютной датировки радиоуглеродным методом.

Хотя в каждом отдельном лавиносборе видимые границы недавнего действия лавин не обязательно предельно возможные, статистический анализ следов по сотням очагов позволяет изучить характер распределения дальностей выброса лавин разной обеспеченности и оценить их предельные величины.

Используя статистические зависимости между длиной пробега и объемом лавин,можно вычислить ее предельный и средний объемы, а через эти показатели и площадь лавиносбора, а также толщину снежного покрова в нем, в надежде получить максимальное ее значение.

Однако эти, как и другие характеристики лавинной опасности (повторяемость и генетические типы лавин, плотность снежного покрова, продолжительность лавиноопасного периода и т.д.), предпочтительнее определить все же путем наблюдений. Для повышения их информативности полезен целенаправленный выбор районов наблюде-

дений, унификация их программы и накопления получаемых сведений в общем банке данных. Роль такого банка отчасти выполняет Кадастр лавин бывшего СССР.

Несмотря на успехи в разработке крупномасштабной оценки лавинной опасности, сумма этих методов еще далека от идеала. Практически неизвестна плотность движущихся лавин и нет надежных методов ее измерения. Не ясно распределение вещества в лавинах, величина и колебания их скорости. Нет методов выявления редкодействующих лавин, т.е. таких лавиносборов, в которых за период между их сходом успевают исчезнуть все ясно видимые следы. В целом точность методов определения разных параметров лавинной опасности существенно различна и часто невысока, что приводит к ошибкам в ее оценке и отсюда к недостаточности или избыточности противолавинных мероприятий. Первое грозит непредвиденным ущербом, второе - чрезмерным удорожанием защитных мероприятий.

Способы защиты от лавин делятся на группы организационно-хозяйственных, оперативно-профилактических и инженерных. К группе организационно-хозяйственных относятся выбор для строительства безопасных территорий и ведение хозяйства таким образом, который исключает антропогенную активизацию лавин.

Оперативно-профилактические мероприятия основаны на прогнозировании времени и мест схода лавин. Для этого требуется создание местной противолавинной службы, примером которой могут быть Цех противолавинной защиты производственного объединения "Апатит", работающий с 1936 г., и ряд снеголавинных станций, организованных Госкомгидрометом СССР в 70-х годах. Эти подразделения оповещают население и хозяйственные органы о приближении и окончании периодов лавинной опасности, контролируют движение в лавиноопасных зонах, в случае необходимости сокращают продолжительность лавиноопасных периодов путем искусственного обрушения лавин. Местные противолавинные службы экономически эффективны на крупных мероприятиях, в центрах зимнего отдыха и туризма и на дорогах с не слишком большой напряженностью движения.

Если напряженность движения велика, приходится строить инженерные противолавинные сооружения, призванные полностью исключить помехи движению. Эти сооружения могут по-разному воздействовать на образование и движение лавин. В зависимости от местной обстановки в одних случаях бывает достаточно воспрепятствовать накоплению метелевого снега в лавинном очаге, в других случаях можно дать опору снежному покрову на склоне и тем самым исключить сход лавин, в третьих - изменить путь движения лавин на подножье склона.

Условия применения различных типов противолавинных мероприятий вкратце изложены в табл.16.5. Выбор необходимого и достаточного способа защиты конкретного объекта зависит от местных особенностей лавинной опасности и характера самого объекта. С течением времени лавинная опасность может изменяться. Изменяются также размеры и режим деятельности защищаемых объектов. Поэтому, как правило, и система противолавинной защиты требует обновления и совершенствования. Вначале обычно вводятся наиболее дешевые организационно-хозяйственные меры, по мере увеличения освоенности территории они пополняются оперативно-профилактическими и инженерными. Наилучший экономический эффект дает обычно применение комплекса противолавинных мероприятий. Например, годовое содержание противолавинной службы, способной охватить десятки лавинных очагов, соизмеримо со стоимостью 200-300 м противолавинной дамбы или 10-20 м противолавинной галереи. Но недостаточность противолавинной защиты может привести к гораздо более крупному социально-экономическому ущербу. Отсюда понятно, сколь ответственен и сложен выбор противолавинных мер.

Для каждого защищаемого объекта противолавинные меры назначаются путем перебора конкурирующих вариантов с учетом местных условий лавинообразования. Но местные условия в той или иной степени отражают общие, региональные условия. Поэтому возможна попытка обобщения опыта противолавинных мероприятий на региональном уровне.

Таблица 16.5

Условия применения разных типов противолавинных мероприятий

Типы противолавинных мероприятий	Природные условия		Типы защищаемых объектов, для которых подходят эти мероприятия
	способствующие применению этих мероприятий	ограничивающие их применение	
Прогнозирование лавин и профилактические меры (выбор безопасных территорий, рационализация землепользования, восстановление леса и т.п.)	все возможные условия климата и рельефа	ограничений по климату и рельефу нет; восстановление леса естественно ограничено пределами лесного пояса	любые объекты на дне долин; прогнозирование лавин - для горнолыжных склонов и дорог, допускающих перерывы в движении
Искусственное обрушение снега с лавиноопасных склонов	интенсивные снегопады и метели, формирующие стратифицированную толщу снега высотой более 70-100 см; широкие долины с местом для безопасного выката лавин	очень большая снежность при высокой температуре, или наоборот, малая толщина снега при низкой температуре; узкие крутосклонные долины	дороги, допускающие перерывы в движении; горнолыжные склоны; нагорные карьеры
Регулирование отложений метелевого снега	существенная роль метелевого переноса снега в образовании лавин	отсутствие метелевого переноса снега	объекты, для защиты которых требуется уменьшить дальность выброса и объемы лавин; нагорные карьеры
Искусственное удержание снега на склонах	не слишком большая высота снежного покрова (до 300 см); уплотненный снег; слабость метелевого переноса; не слишком большая крутизна склонов (до 40-45°); не слишком большие снегосборы (до 15 га)	слишком большая толщина снега; температурные условия, способствующие его быстрому оползанию; сильный метелевый перенос; крутые обрывистые склоны; слишком большие лавиносборы	любые объекты на дне долины
Изменение направления движения лавин	наличие места для отвода лавины в сторону от защищаемого объекта; преобладание лавин без сильной воздушной волны	отсутствие места для отвода лавин; движение лавин в глубоких узких лотках; наличие лавин с сильной воздушной волной	небольшие по площади объекты, которые нельзя сместить с путей лавин - опоры ЛЭП и т.п.
Уменьшение скорости и дальности выброса лавин	малые уклоны и большая ширина и длина зоны выката лавин; преобладание лавин без сильной воздушной волны	узкие днища долин с крутыми подножьями склонов; наличие лавин с сильной воздушной волной	дороги, проходящие по дну долин через нижние края лавиноопасных зон и другие аналогично расположенные объекты
Пропуск лавин над защищаемым объектом	узкие долины с крутыми подножьями склонов; наличие лавин с сильной воздушной волной; движение лавин в глубоких лотках	пологие склоны, широкие пути лавин; трудные инженерно-геологические условия	дороги, проходящие по косогору и требующие надежной защиты от лавин

Такая попытка впервые предпринята при составлении I-го тома настоящего Атласа, где на с.335 помещены карты лавинной опасности и основных направлений защиты от лавин в бывшем СССР.

В основу составления этих карт положены две главные посылки. Во-первых, это наращивание сложности противолавинных мероприятий с ростом хозяйственной освоенности территории. Повсеместно рекомендуются организационно-хозяйственные мероприятия, а для более освоенных районов - также принудительное обрушение снега со склонов, регулирование снегонакопления и, наконец, удержание снега на склонах. Эти типы мероприятий даются в разных сочетаниях, зависящих от природных условий и типов защищаемых объектов, как записано (с некоторыми упрощениями и дополнениями) в табл.16.5. Во-вторых, лавиноопасная территория бывшего СССР разделена на ряд районов с разным снеголавинным режимом, и для каждого из них дана оценка эффективности (высокая, средняя или низкая) ти-

пов противолавинных мероприятий, представленных в табл.16.5. Прогнозирование и профилактические меры получили повсеместно высокую оценку эффективности.

Можно считать, что достигнутый уровень знаний о лавинах позволяет защитить от них любой объект в любом лавиноопасном районе, однако не наилучшим образом. Главная задача на обозримое будущее заключается в оптимизации методов защиты, т.е.таком их совершенствовании, которое позволит выполнять защиту по принципу "необходимо и достаточно". Для этого нужно заполнить имеющиеся пробелы знаний по механике и географии лавин и сходных явлений, технически усовершенствовать способы их прогноза и активного воздействия на снежный покров, получить и осмыслить детальные сведения об ущербе от лавин, стоимости осуществленных защитных мероприятий и их эффективности.

Среди "белых пятен" - особенности движения, распределения плотности и других параметров лавин разных типов и размеров, условия возникновения и механика воздушной волны, сопровождающей сход некоторых из них. Мало известно о предлавинном сползании снежного покрова на горных склонах, которое может быть разрушительно само по себе. Недостаточно изучены водоснежные потоки - явление, переходное между лавинами и селями (Сапунов, 1985).

Совершенствование способов оперативного прогноза лавин возможно главным образом по пути автоматизации снеголавинных наблюдений и компьютеризации анализа получаемых данных. Для уточнения методов прогноза необходимо иметь информацию о состоянии снежного покрова и моментах его обрушения непосредственно из лавинного очага.Совершенствование способов активного воздействия на снежный покров, выполняемого ныне с помощью взрывов, имеет целью удешевление и обеспечение большей безопасности этого весьма эффективного метода защиты от лавин для его исполнителей и природной обстановки.

В предупреждении лавинной опасности и защите от лавин географическая наука имеет собственные задачи. Это анализ районов-аналогов, который позволяет применять детальные выводы о лавинной опасности, полученные путем длительных исследований в освоенных районах, к аналогичным объектам во вновь осваиваемых, неизученных. Подобный метод использован (Дзюба, 1983) при составлении карт факторов лавинообразования на зарубежные территории для настоящего Атласа. Далее, это разработка методов долгосрочного прогноза антропогенных и климатогенных изменений лавинной активности и,наконец, составление карт стоимости противолавинной защиты разных типов хозяйственных объектов.

16.2.4. Обвалы и подвижки ледников

Обвалы и подвижки ледников, представляя собой динамически родственные процессы неустойчивости, оказывают активное воздействие на прилегающую территорию, часто несут разрушения и угрозу катастроф. Крупными бедствиями оборачивались обрушения ледника Алалин в Альпах, быстрые наступания ледника Медвежьего на Памире, ледовые выбросы ледника Колка на Кавказе, знаменитые Казбекские завалы Военно-Грузинской дороги в первой половине XIX столетия, обусловленные подвижками ледника Девдорак.Примеров подобного рода немало как в прошлом, так и в современности.

Обвалы и подвижки ледников распространены намного шире чем было принято думать до недавнего времени. Активное освоение и изучение ледниковых территорий, совершенствование методов получения информации о природных процессах, включая космические системы наблюдений, дают и материал, и повод считать, что указанные явления присущи практически всем крупным ледниковым районам Земли. Они встречаются на Аляске и в Британской Колумбии, Южноамериканских Андах, Каракоруме, в Альпах и Гималаях,на арктических архипелагах. На территории бывшего СССР многочисленные обвалы и подвижки ледников зафиксированы на Памире, Гиссаро-Алае, Тянь-Шане, Кавказе, Камчатке.

Обвалы представляют собой единовременные обрушения значительных масс льда со склонов или уступов рельефа, они обладают мощным ударным действием и чрезвычайно трудно прогнозируются. Непременным условием, предопределяющим возможность ледовых

обрушений, служит "подвешенность" ледников в верхних частях горных склонов,их расположение на крутых участках горного рельефа, над обрывами. Это, как правило, висячие ледники или висячие части более сложных ледников. Нависающие массы льда обладают ослабленной механической устойчивостью и зачастую продуцируют обвалы даже при незначительных внешних воздействиях.

Ледовые обвалы небольших масштабов - рядовое явление в горах с многоярусным оледенением, крутыми и ступенчатыми склонами, значительными амплитудами высот,обильным накоплением фирна и льда в пригребневых частях хребтов. Подобные многочисленные обвалы происходят в самых верхних "этажах" гор, на склонах оледенелых вершин, ледниковых ступенях - ледопадах - вдали от проезжих дорог и селений. С ними постоянно сталкиваются альпинисты, охотники, геологи, гляциологи, чабаны.

Крупные ледовые обвалы случаются заметно реже. Однако известны случаи срыва и падения со склонов целых ледников или обрушения их больших частей. Такие обвалы распространяются далеко вниз и обладают мощным разрушительным эффектом: они могут уничтожить любые сооружения, расположенные в зоне их действия и отложения обвальных масс; завалы льда способны запруживать реки; воздушные волны обвалов гибельны для окружающей растительности, людей и животных; они очень опасны для гидротехнических сооружений.

Чтобы избежать потенциальных бедствий, связанных с обвалами ледников,нужно полностью исключить из пользования те участки осваиваемых территорий, которые могут оказаться под их прямым или косвенным воздействием.

В истории освоения горных территорий много убедительных примеров - от погребенных ледниковыми обвалами альпийских деревень до грандиозной катастрофы в Перуанских Андах, когда обрушившаяся с горы Уаскаран часть ледника уничтожила город Ранраирка и девять селений, а число жертв превысило 4 тыс. человек.

В последние десятилетия среди альпинистов и ученых, исследующих высокогорье, приобрели особую популярность верховья ледника Фортамбек на Памире,расположенные на ближних подступах к высочайшему горному массиву этой страны. Здесь, на высоте около 4000 м на огромной моренной террасе напротив обрывов известного Памирского фирнового плато раскинулся базовый городок научной медико-биологической экспедиции, палаточный город международного альпинистского лагеря, находится вертолетный аэродром.

Основной сток фирна и льда с плато идет через ледник Трамплинный,крутым ступенчатым языком нависающий над обрывистым склоном к леднику Фортамбек, за которым на другом борту долины и находится населенная зона. Обвалы льда с ледника Трамплинного происходят регулярно, почти каждый день. Они, казалось бы, безопасны для многочисленного летнего "населения" террасы и расположенных на ней сооружений. Однако крупные обвалы ледника вызывают мощный шквал ударной воздушной волны, неожиданно и почти мгновенно обрушивающейся на заселенный "оазис" ураганным ветром, тучей несущегося снега и ледяных осколков, вызывающую временную потерю видимости в клубах снежной пыли. В этих условиях застигнутый при заходе на посадку или на взлете вертолет может попасть в серьезную аварию.

Ледниковые обвалы возникают под воздействием многих, чаще всего скрытых и разных причин, предугадать которые в каждом конкретном случае обычно не представляется возможным. Потеря ледником устойчивости и последующий срыв могут быть результатом постепенного избыточного накопления массы, итогом экстремального летнего таяния, снижающего трение льда на ложе вследствие увеличения водной смазки, сейсмических толчков, изменений геотермики в вулканических горных массивах, обрушения скальных пород на ледник и т.д.

Вполне вероятны также и прямые, либо косвенные воздействия на устойчивость ледников хозяйственной деятельности в горах, неуклонно расширяющейся и энергетически усиливающейся. Это, например, взрывные работы, подрезание склонов, подтаплива-

ние ледников искусственными высотными водохранилищами, принудительный сброс лавин, отвал-сброс на ледник пустой породы из высокорасположенных горных выработок и пр.

В отличие от ледниковых обвалов подвижки ледников - процесс не единовременный, а длительный, обычно от нескольких месяцев до 1-3 лет и более. Для пульсирующих ледников он цикличен и повторяется через более или менее равные промежутки времени, индивидуальные для каждого из таких ледников.

Каждая подвижка характеризуется, как правило, тремя главными этапами развития - постепенным нарастанием скоростей движения льда, кульминацией смещения и затуханием его перемещения. Ледники с подобной динамикой диагностически определимы.Их подвижки при наличии достаточных данных можно прогнозировать. При своевременной фиксации начальных этапов подвижек в ряде случаев можно провести оперативные защитно-профилактические и эвакуационные мероприятия. В зависимости от масштабов явления и скоростей смещений льда, которые могут превышать обычные на 1-2 порядка,ледник претерпевает существенные изменения основных морфометрических параметров и радикальную структурную перестройку. Высота ледниковой поверхности изменяется до сотни метров, фронт продвигается на километры, а ранее монолитная поверхность ледника превращается в непроходимый хаос рушащихся глыб.

Как и ледниковые обвалы, подвижки ледников могут быть обусловлены действием многих причин, как внешних, так и внутренних. К настоящему времени известны сотни ледниковых подвижек, но лишь в немногих случаях причины более или менее ясны. Они могут быть вызваны либо случайными нерегулярными внешними воздействиями, либо циклическими автоколебаниями, обусловленными внутренним саморегулированием устойчивости в леднике, что свойственно пульсирующим ледникам.

Подвижки случайного генезиса могут, видимо, возбуждаться сейсмической активностью, вулканогенными процессами (разогрев, выбросы пирокластики, воздействие лавовых потоков), вспышками массовых обвалов на ледник фирна, льда, скальных пород,воздействием соседних или взаимосвязанных в одну систему ледников и т.д. Ярким примером подобной подвижки служит наступание ледника Шермана на Аляске, обусловленное гигантским оползнем раздробленной скальной породы, образовавшей мощный защитный чехол на поверхности совершенно чистого перед тем от морен ледникового языка. С переменной неритмичной активностью ряда вулканов Камчатки связываются подвижки некоторых расположенных на них ледников - на Толбачике, Ключевской сопке и др. (Виноградов, 1985).

Подвижки пульсирующих ледников повторяются периодически, причем для каждого конкретного ледника характерен свой ритм и масштаб явления. Во время подвижки передвижение по леднику невозможно. Продвигаясь вперед, язык ледника перекрывает, погребая подо льдом, долину, дороги, сооружения. Двигаясь, разрушаясь и заполняя каналы стока, такой ледник нередко скапливает в пустотах и трещинах значительные объемы талой воды, которая может неожиданно прорываться. Перекрывая боковые или основную долину, ледник может создавать мощные ледяные плотины в сотни метров высотой, блокирующие сток рек и вызывающие опасные скопления подпруженных вод (Долгушин и др., 1964). В таких временных озерах могут накапливаться десятки и сотни миллионов кубометров воды, они неизбежно прорываются, образуя паводки огромной разрушительной силы. При этом нередко возникают мощные ледово-каменные сели. Крупные подвижки полярных ледников в зоне морских побережий способны блокировать льдом бухты и проливы, продуцировать огромные массы айсбергов, нарушать линии морских коммуникаций.

В бывшем СССР установлено и обследовано большое число ледниковых пульсаций разного типа. Детально исследованы подвижки пульсирующих ледников Медвежьего на Памире и Колка на Кавказе. На с.352 и 353 I-го тома Атласа представлены серии карт, отражающие результаты выполненных на этих ледниках работ.

При планировании любых видов освоения ледниковых районов необходимо самым тщательным образом изучить весь спектр гляциальных явлений и в первую очередь наиболее опасные из них. При этом крайне важно иметь в виду и то обстоятельство, что в подавляющем большинстве случаев ледниковые обвалы и подвижки - лишь звенья в неразрывном ряду нарастающих, взаимосвязанных и разрушительных природных явлений, где они могут играть как роль задающего импульса, так и завершающего этапа в цепи катастрофических событий. Вспомним лишь некоторые примеры.

При пульсации в 1963 г. памирский ледник Медвежий, грохоча обвалами и наступая на сотни метров в сутки, перекрыл мощной ледяной плотиной ущелье р.Абдукагор и похоронил под 150-метровой толщей льда геологический поселок. Скопившиеся за плотиной миллионы кубометров воды были сброшены в долину при прорыве, и гигантский паводок, несущий глыбы льда и камней, промчался по долине Ванча, уничтожая все на своем более чем 100-километровом пути. Погибли люди, скот, разрушены мосты, дороги, электростанция, унесен паводком самолет с аэродрома в поселке Ванч,нанесен огромный ущерб (Долгушин и др., 1964).

В 1902 г., начавшись катастрофической подвижкой пульсирующего ледника Колка в Осетии, ледово-селевой выброс погубил десятки людей, тысячи голов скота,дороги,мельницы, мосты, бальнеологический курорт (Рототаев и др., 1983).

Естественно, что масштабы и характер рассматриваемых явлений обладают определенными региональными особенностями, связанными с характером местного климата и оледенения. Например, горы Аляски, Каракорума, Памира имеют сложную орографию и тектонику, огромную амплитуду высот и благоприятные условия аккумуляции твердых атмосферных осадков. Мощное оледенение здесь представлено большим числом крупных горных ледников долинного и дендритового типов с активным массообменом и динамикой.В силу высокой степени и энергии оледенения, в условиях контрастного рельефа и многочисленных нарушений условий нормального стока льда в этих горных системах особенно велико число обвалов и подвижек ледников, прорывных гляциальных паводков и других активных гляциальных проявлений.

Расширение сферы хозяйственной деятельности вплоть до ледниковой зоны приводит к необходимости поиска мер и средств защиты от обвалов и подвижек ледников. Нужно развивать специальное картографирование горно-ледниковых районов с детальной проработкой всех аспектов зонирования по уровням и источникам природной опасности.

Защита людей, сооружений и коммуникаций от непосредственного воздействия ледниковых обвалов или надвигающегося и разрушающегося при подвижках льда практически невозможна. Единственное разумное средство избежать жертв и материальных потерь - полностью исключить из какого-либо использования и посещения зоны возможного воздействия обвалов. Допустимо ограниченное временное использование приледниковой части долины пульсирующего ледника для тех или иных целей лишь в период между подвижками, при непременном контроле состояния ледника. Необходима также выработка комплекса мер защиты от действия водных паводков, прорывов озер и гляциальных селей, спровоцированных обвалами и подвижками ледников. В целом этот комплекс укладывается в обычную схему противопаводковых и противоселевых мероприятий гляциальной специфики процессов.

16.2.5. Гляциальные сели и водоснежные потоки

Снег и лед играют существенную роль в формировании селей - стремительных русловых потоков, состоящих из смеси воды и обломков горных пород, внезапно возникающих в бассейнах небольших горных рек. Специфика участия снега и льда в процессах селеформирования состоит в том, что они служат - в разных случаях - источниками как жидкой, так и твердой составляющей селевых потоков. Формы участия снега и льда в образовании селей разнообразны. В засушливых районах талые снеговые воды, обеспечивая высокие значения расходов на реках и влагонасыщения грунтов на склонах долин, сдвигают период проявления дождевых селей на весну. Бурное таяние снега и льда при

извержении вулканов, под воздействием раскаленных пирокластических масс или потоков лавы приводит к формированию гигантских селевых потоков (лахаров), - самых крупных по объему выносов обломочных масс и длине пути среди всех типов селей. Русловые снежники, чаще всего лавинного происхождения, служат очагами формирования селей в высокогорьях или в районах альпинотипного рельефа среднегорий. В одних случаях они образуют плотины, прорыв которых ведет к формированию селей - водокаменных в альпийском и водоледяных в субнивальном поясах гор. В других случаях снежники, активизируя процессы солифлюкции, способствуют накоплению грунтовых масс в русле - до момента, пока очередное переувлажнение грунтовых масс талыми водами снежников не приведет к их срыву и возникновению грязекаменного селя.

Приведенные примеры указывают на то, что снег и лед прямо или косвенно воздействуют на состав, режим и параметры селевых потоков. Однако подобные виды селей характеризуются ограниченным распространением или сравнительно редкой повторяемостью. Типичные селевые потоки, прямо связанные с динамикой современных ледников и сезонного снега, - гляциальные сели и водоснежные потоки. Именно они отличаются массовым распространением, закономерно сменяя в качестве господствующих типов ливневые сели в приледниковой зоне высокогорий и в среднегорьях Субарктики. Именно эти виды селей определяют степень селевой опасности указанных территорий.

К гляциальным или ледниковым относятся сели, формирование которых связано с развитием ледниково-моренных комплексов, а жидкая составляющая образуется преимущественно за счет талых ледниковых вод. Зона распространения этих селей окаймляет области современного горного оледенения. Наибольшая их активность характерна для этапа деградации горных ледников, особенно для его начальных стадий. Селеопасный период приходится на июль-август - период максимальных уровней абляции и стока с ледниковых бассейнов в Северном полушарии. Непосредственной причиной образования гляциальных селей служит в одних случаях прорыв ледниково-подпрудных и моренных озер или внутриледниковых емкостей, в других - оползание переувлажненных масс моренных отложений или срыв фирново-ледяных частей ледников. В первом случае собственно селевой поток формируется в русле реки при размыве волной паводка рыхлых отложений, во втором - при разрушении структуры грунтовых масс или дроблении льда, содержащего трещинные и поровые воды. По составу селевой массы гляциальные сели чаще всего бывают водокаменными, реже грязекаменными и в редких случаях водоледяными. Гляциальные сели - наиболее мощные сели высокогорий; объем единовременных выносов составляет от сотен тысяч до 3-6 млн $м^3$, достигая в отдельных случаях десятков млн $м^3$. Повторяемость гляциальных селей составляет в среднем один раз в 15-20 лет, для их режима характерно чередование периодов покоя продолжительностью 20-40 лет с периодами частого, почти ежегодного проявления продолжительностью 5-10 лет.

Водоснежные потоки - самый массовый вид снежных селей или селей весеннего снеготаяния. В горных районах субарктики - это господствующий тип селевых явлений, в горах умеренного пояса они распространены ограниченно. Селеопасный период приходится на май-июнь, когда происходит снеготаяние в горах субарктического пояса Северного полушария. Одно из основных условий формирования - оттепель с резким подъемом температуры воздуха, часто с участием дождя. Механизм зарождения селей связан с прорывом снежных плотин в руслах рек или отрывом пласта снежного покрова в русле или на склоне. Отрыв пласта снега происходит при перенасыщении снега водой или под давлением потока воды в подснежном канале стока. Селевая масса водоснежных потоков представлена смесью зерен и комков снега с водой с обломками горных пород; последние составляют 5-10% объема. Преобладание снега в составе потока определяет низкие значения его плотности - около 0,8 $т/м^3$, что в 2-3 раза меньше плотности водо- и грязекаменных селей. Это обстоятельство, наряду с мерзлым состоянием грунтов, служит причиной слабой эрозионно-аккумулятивной деятельности водоснежных по-

токов. Они формируются в мелких долинах площадью 3-6 км^2. Характерные объемы единовременных выносов составляют 20-40 тыс.м^3, достигая иногда 200-500 тыс.м^3. Повторяемость водоснежных потоков в районах с морским климатом составляет один раз в 10 лет, в районах с резко континентальным климатом - один раз в 5 лет.

Оценка селевой опасности. Селевые потоки представляют, как правило, прямую опасность для жизни людей и сооружений, находящихся в зоне их воздействия. Это объясняется большими скоростями движения потоков - до 10-15 м/с и более, высотой переднего фронта - до 10-20 м, максимальными расходами - до 10 000 м^3/с и ударным действием, достигающим десятков т/м^2. Селевой поток вовлекает в движение глыбы горных пород до 3-5 м в поперечнике массой 200-400 т. Прорывные гляциальные сели характеризуются кроме того большим глубинным и боковым размывом русла в зоне транзита: например, русло р.Малой Алматинки после селя 1973 г. оказалось врезанным в среднем течении на 12-15 м - до 40 м. Коммуникации, идущие вдоль русла, в подобных условиях оказываются поврежденными. Вынесенные селем к подножью хребта или на конус выноса продукты разрушения горных пород заносят многометровым слоем дороги, сельскохозяйственные угодья, населенные пункты. Галечно-валунными выносами гляциальных селей в 70-х годах были занесены территории нескольких альплагерей в долинах рек Цей и Адырсу на Северном Кавказе.

С ростом освоенности гор в опасную зону попадают крупные населенные пункты и города. Размыву и заносам, вызванным сходом гляциальных селей в 60-х годах, подвергались пос.Иссык в Заилийском Алатау, г.Тырныауз на Северном Кавказе, под угрозой до возведения селезащитной плотины находился г.Алма-Ата.

Особо катастрофичными могут быть последствия водоледяных потоков, которые представляют собой один из видов гляциальных селей, но в селевой массе в этом случае преобладают обломки льда. Водоледяной поток, пронесшийся по долине р. Кабахи в 1832 г., вынес в долину Терека массу льда с обломками горных пород объемом около 15 млн м^3. Временная плотина высотой около 85 м удерживала сток Терека в течение 8 часов; сформировавшийся при прорыве плотины паводок принес разрушения ниже по течению. Проезжая часть Военно-Грузинской дороги была освобождена ото льда лишь через два года, окончательно ледяные массы стаяли через пять лет. Еще более мощным был водоледяной поток в долине р.Геналдон в 1902 г. (ледники, расположенные в верховьях р.Геналдон, так же как и в верховьях р.Кабахи, лежат на склонах Казбека). Объем выноса составил около 60 млн м^3. Масса льда с участием камней и грязи заняла всю долину на протяжении более 8 км при толщине до 110 м. Погибли десятки людей, сотни голов скота.

Параметры водоснежных потоков по сравнению с потоками ледникового генезиса значительно скромнее, однако повторяемость их выше, а распространение носит массовый, повсеместный характер в горах субарктики. Высота водоснежных потоков над дном долины в зоне транзита составляет большей частью от 2 до 8 м, возрастая в сужениях и на поворотах до 10-15 м, толщина отложений достигает 7 м. Водоснежными потоками были повреждены полотно автомобильных дорог, дома и иные сооружения в районе г.Норильска, в Хибинах, в Магаданской области; реальную опасность они представляют и в зоне БАМ.

Таким образом, селевые явления существенно осложняют хозяйственную деятельность в горах, приводят к удорожанию всех видов строительства. Поэтому актуальна оценка степени селевой опасности отдельных селевых бассейнов или территории с целью учета ее на разных стадиях освоения и организации защиты от селей. Степень селевой опасности складывается из двух показателей: степени селевой активности и степени освоенности территории или значимости объектов, расположенных в зоне возможного воздействия селя в стоимостном выражении. Очевидно, что в неосвоенных или слабо освоенных областях уровень селевой опасности полностью определяется уровнем селевой активности. Селевая активность отдельного бассейна обусловлена двумя главными характеристика селевого потока: объемом единовременных выносов и повторяемостью.

При оценке степени селевой активности какой-либо территории, помимо основных характеристик селей, необходимо учитывать распространенность селевых бассейнов, которую можно определить через относительную густоту сети селевых русел. В практике оценочных работ используются следующие градации указанных характеристик, лежащие в основе определения степени селевой активности.

1. Группировки селевых потоков по объему единовременных выносов: 1) очень мелкие - менее 1 тыс.$м^3$, 2) мелкие - 1-10 тыс.$м^3$, 3) средние - 10-100 тыс.$м^3$,4)крупные - 100 тыс. - 1 млн $м^3$, 5) очень крупные - 1-10 млн $м^3$, 6) гигантские - более 10 млн $м^3$.

2. Группировки селевых бассейнов по повторяемости формирующихся в них селей: 1) один раз в 3-5 лет - частая, 2) один раз в 6-15 лет - средняя, 3) один раз в 16 лет и реже - редкая.

3. Оценка территории по относительной густоте сети селевых русел (количеству селевых водотоков от их общего числа): 1) более 50% - большая,2) 50-10% - средняя, 3) менее 10% - малая. Аналогичная характеристика - отношение длины русел рек и временных водотоков, по которым проходят сели,к суммарной длине всех водотоков на данном участке; выделяется четыре категории (менее 0,1; 0,1-0,25; 0,25-0,5; более 0,5).

Для получения основных и дополнительных характеристик селевых потоков, таких как плотность селевой массы, максимальный расход, используются полевые и расчетные методы. Итоговым документом, в котором находит отражение оценка селевой активности (опасности) отдельных бассейнов или территорий, служит специальная карта. Назначение и содержание карт меняется в зависимости от масштаба, однако перечисленные выше основные показатели селевой активности, а также генетический тип селя остаются в качестве важнейших и обязательных элементов нагрузки. Как видно из табл.16.6, характеристика селевой активности несколько видоизменяется в зависимости от масштаба оценки. На картах мелких масштабов основными показателями селевой активности служат границы селеопасных территорий и районы, выделенные с учетом генезиса и интегральной характеристики селевой активности, включающей густоту сети селевых русел, объем выносов, повторяемость. На картах средних масштабов районирование селеопасных территорий строится уже на основе различий количественных характеристик основных показателей селевой активности;показываются также сами селевые водотоки. На крупномасштабной карте дается индивидуальная оценка каждого селевого бассейна с количественными характеристиками основных и дополнительных показателей селевой активности.

Сведения об основных показателях селевой активности публикуются в специальных каталогах (кадастрах) селевых бассейнов. При детальных работах используют прямые измерения по следам прошедших селей; на их основе подсчитываются, например,объемы и максимальные расходы селей.

Во всех видах оценочных работ широко используется дешифрирование аэрофотоснимков. Характерными дешифровочными признаками активной селевой деятельности служат: а) светлый контрастный тон селевых отложений, б) селевые врезы, резкая граница пути схода селей, часто в виде бровки, в) спрямление пути движения и выброса обломочного материала на поворотах - следствие инерционности селевого потока,г) наличие в зоне отложения нескольких контуров, занятых разнородной или разновозрастной растительностью, фиксирующих сели разных возрастных генераций.

Для получения данных о повторяемости селей в необжитых районах используют метод дендрохронологии - определение возраста прошедших селей по сбитостям на стволах деревьев и кустарников, сохранившихся вдоль боковых границ пути селя. Именно с помощью этого метода получены представления о режиме водоснежных потоков в северных и восточных районах нашей страны.

Таблица 16.6

Назначение и содержание карт селевых явлений разных масштабов

Масштаб карты	Назначение	Тип карты по назначению	Основные объекты картографирования	Основные показатели селевой активности	Способ картографирования показателей селевой активности
1:2 500 000-1:10 000 000	Научное: научно-справочная карта; отражает наиболее общие закономерности распространения и режима селевых явлений. Прикладное: служит основой при составлении специальных карт для нормативных документов; для высшей школы	многоцелевая	селевой район, охватывающий территорию с близкими значениями селевой активности и однородным генезисом	границы селевых районов; степень селевой активности как интегральный показатель, учитывающий густоту сети селевых русел, объем выносов, повторяемость; генезис	синтетический
1:200 000-1:500 000	Научное: для выявления региональных закономерностей развития селевых явлений и типизации селевых бассейнов. Прикладное: для составления генеральных схем инженерной защиты территорий, обоснования систем противоселевых мероприятий, составления каталогов селевых бассейнов, районирования для целей прогноза	оценочная	селевой район, охватывающий селевые бассейны с близкими значениями параметров и режима селевых потоков; селевые русла	границы селевых районов; средние по району значения объема выносов и повторяемости селей; генезис	комплексный
1:25 000-1:50 000	Научное: для организации стационарных исследований. Прикладное: для выбора конкурирующих вариантов при проектировании и строительстве, проектирования противоселевых мероприятий	проектная	селевой бассейн и параметры формирующихся в нем селей; формы рельефа селевого генезиса, очаги зарождения и твердого питания селей	границы селевых бассейнов; значения объема выноса и повторяемости тип селей по составу селевой массы, по каждому селевому бассейну; генезис	комплексный

При оценке селевой опасности отдельных водотоков на местности основными признаками схода селей служат созданные ими особые виды рельефа и отложений. Селевые отложения, как правило, представлены несортированным (неслоистым) обломочным материалом, - беспорядочной смесью мелкозема, валунов, глыб. К характерным формам селевого рельефа относятся эрозионные врезы, конусы выноса, террасы и гряды (валы). Отложения гляциальных селей отличаются преобладанием грубых - галечно-валунных - фракций; в соответствии с этим селевые валы и террасы сложены с поверхности крупными валунами и глыбами. Формирование гляциальных селей часто сопровождается образованием селевых врезов - в верховьях или среднем течении селевого водотока.

Свежие отложения водоснежных потоков представлены плотной массой крупнозернистого снега, пронизанного органо-минеральными частицами, с включениями щебня и валунов. После стаивания зона аккумуляции фиксируется плащом обломочного материала мощностью 0,2-0,5 м, состоящего из смеси дресвы, песка, щебня, частиц почвы, обломков древесных растений и редких крупных обломков. Отложения отличаются рыхлым, неустойчивым сложением и крупнозернистой (ячеистой) текстурой. Для зоны транзита водоснежных потоков характерны отчетливые признаки коррозии скальных бортов русла.

Результаты оценки селевой опасности на территории бывшего СССР вошли в состав нормативного документа Госстроя. Это обеспечивает учет селевой опасности при всех видах

проектирования и строительства в горах. Методы получения параметров селей и характеристик селевых бассейнов, необходимых для расчета селевых потоков и оценки степени селевой опасности, отражены в специальных руководствах (Методическое руководство..., 1971; Руководство..., 1976).

Возможности долгосрочного прогноза. Прогнозирование селей - необходимый элемент в системе противоселевых мероприятий. Существует фоновый прогноз, который сводится к предсказанию селеопасных ситуаций на значительной территории, например, части макросклона хребта, и локальный, разрабатываемый для отдельного селевого бассейна. Прогностическими критериями в схемах фонового прогноза служат положение нулевой изотермы или сумма средних суточных температур воздуха за 10 суток в течение селеопасного периода. Пример локального прогноза гляциальных селей - метод, основанный на анализе аномальных отклонений на корреляционном графике средних суточных расходов воды двух соседних ледниковых рек; исходное положение метода - чем больше воды удержит ледник, тем заметнее это скажется на режиме и тем выше вероятность прорыва.

В основу методов краткосрочных прогнозов положен режим селевых процессов, характерный для условий настоящего времени. Однако климат не постоянен, и изменения его могут быть весьма значительными, что неизбежно скажется на характере экзогенных процессов. По данным (Будыко и др., 1978; Будыко, 1980б) к 2025 г. нулевая изотерма января сместится к северу на 10-15° широты. Наибольшие изменения ожидают северные регионы, где температура июля повысится на 2-5°, а января - на 10-15°. Количество осадков в тундре возрастет на 500-600 мм/год, а сток - в 2-3 раза. В южных районах значительных изменений климата не ожидается. Тип годового хода осадков всюду сохранится (летний максимум, зимний минимум). Естественно, подвергнется изменениям и характер селевой деятельности.

Режим гляциальных селей тесно связан с динамикой оледенения. Согласно анализу (Гросвальд, Котляков, 1978), ледники Кавказа, Средней Азии и других районов умеренных широт существенных изменений не претерпят, так как рост осадков и потепление зим в целом уравновесят друг друга. В этих условиях заметных изменений в режиме гляциальных селей не произойдет. В засушливых районах гор, как показал С.М.Мягков (1984) на примере Тянь-Шаня, рост осадков должен привести к увеличению в несколько раз повторяемости ливневых селей и расширению зоны их развития. В высокогорьях умеренной зоны может увеличится вклад снежного покрова в процессы селеформирования: возрастет количество или расширятся зоны развития ливневых селей весеннего периода в аридных районах и водоснежных потоков - в гумидных. Таким образом, в целом в высокогорьях умеренной зоны прогнозируемые изменения климата вызовут усиление селевой деятельности.

Одно из важнейших условий возникновения водоснежных потоков - наличие надежного водоупора на контакте снежного покрова и подстилающей поверхности в период снеготаяния в виде многолетней или сезонной мерзлоты грунта. Анализ вероятных изменений мерзлотных условий на севере Западной Сибири при потеплении климата позволил сделать следующие заключения: катастрофической деградации мерзлоты ожидать не следует, так как мерзлые грунты очень консервативны; нижняя граница низкотемпературных грунтов сместится к северу на 300-350 км; усилятся процессы термокарста, солифлюкции, оползания грунтов (Долговременные прогнозы..., 1985). Потепление сильнее проявится в западном секторе субарктики и значительно слабее - в восточном, континентальном, как это имело место в период климатического оптимума голоцена (Авенариус и др., 1976).

В целом сокращение зимнего периода и более высокий температурный фон летнего, увеличение количества и доли жидких осадков, возрастание стока - все это приведет к усилению мерзлотных, флювиальных и гравитационных процессов на склонах гор. Соответственно изменится и характер селевой деятельности в зоне "холодных" селей: во-

доснежные потоки в западном секторе субарктики (Кольский п-ов) станут редким явлением, в восточном уменьшится их повторяемость; возрастет количество и мощность водокаменных селевых потоков дождевого генезиса - увеличатся расходы и объемы выноса русловых форм селевых водотоков, а мелкие склоновые формы получат повсеместное распространение; облик северной зоны селеформирования в целом существенно изменится - господство снежных селей сменится одинаковым развитием и снежных и дождевых селей, значительно возрастут внутрирегиональные различия селевой активности.

Способы защиты. Защита от селей включает три класса мероприятий, различающихся по целям и средствам их достижения, - организационно-хозяйственные, мелиоративные, инженерные. К организационно-хозяйственным относятся такие меры, как оценка селеопасности территории, рационализация землепользования в пределах селеактивных бассейнов, организация службы предупреждения о селевой опасности. Эти меры, как правило, не требуют крупных затрат и могут быть быстро реализованы. Они направлены главным образом на уменьшение возможного ущерба от селей и ослабление селевых процессов. К мелиоративным противоселевым мероприятиям относятся фитомелиорация селевых бассейнов (улучшение и восстановление растительного покрова, в том числе в сочетании с террасированием) и разные виды регулирования жидкого стока: создание водохранилищ, спуск селеопасных озер, регулирование снеготаяния и поверхностного стока. Эти меры направлены на изменение режима последнего (снижение его пиков) или ликвидацию потенциальных очагов формирования прорывных селей. Инженерные меры представляют собой строительство селезащитных гидротехнических сооружений для непосредственной защиты объектов. Селенаправляющие, селепропускные сооружения обеспечивают пропуск селевого потока, задерживающие, к которым относятся плотины, котлованы, системы запруд, - полную защиту от него.

Наибольший эффект при организации защиты от селей дает сочетание всех указанных мероприятий. Конкретные виды противоселевых мероприятий или сооружений выбирают в зависимости от местных условий и значимости объекта. Существенное значение при этом имеют параметры (максимальный расход и объем выноса) и генетический тип селевого потока. Например, гидротехнические сооружения обеспечивают пропуск мелких и средних по расходам селевых потоков и не эффективны в отношении мощных селей,которые могут быть нейтрализованы лишь высокими задерживающими плотинами или системой подпорных запруд. Если для дождевых селей среднегорий фитомелиорация часто может служить в качестве основного звена в системе защитных мероприятий,то для борьбы с гляциальными селями высокогорной зоны она практического значения не имеет. То же можно сказать и в отношении водоснежных потоков, очаги зарождения которых располагаются среди безжизненных ландшафтов холодных пустынь. Оценка селевой опасности, меры предупреждения, обеспечение безопасности размещения объектов и другие виды организационно-хозяйственных мероприятий необходимы во всех селеопасных районах; объем их реализации определяется главным образом уровнем освоенности территории.

Основное средство защиты от гляциальных селей - противоселевые гидротехнические сооружения. Учитывая большие максимальные расходы и объемы выноса гляциальных селей, такими сооружениями в большинстве случаев могут служить лишь высокие задерживающие плотины с селехранилищем перед ними или система более низких запруд и предзапрудных пазух. Плотины строят из грунтовых материалов или железобетона. Емкость селехранилищ обеспечивает аккумуляцию всей массы селя, максимально возможного в данном бассейне. Селехранилища необходимо периодически очищать. Крупные селезадерживающие плотины построены в последние годы в долинах рек Малая и Большая Алматика, где формируются гляциальные сели; первая высотой 150 м - из грунтовых материалов, вторая высотой 40 м - из железобетона. Селехранилище перед плотиной на р.Малой Алматинке способно вместить около 12 млн $м^3$ селевой массы - максимальный объем селя здесь составил 3,8 млн $м^3$.

Среди мелиоративных мероприятий используется спуск прорывоопасных ледниковых озер. С этой целью проходят тоннели в скальной породе или во льду, а также устраивают поверхностный дренаж морен, сифонную систему гибкого трубопровода (Виноградов, 1977). Озеро на леднике Жарсай в Заилийском Алатау было спущено путем расчистки поверхностных каналов стока (Мочалов, Степанов, 1980). При селеопасной ситуации одной из дополнительных мер предотвращения зарождения селя может служить замедление таяния льда путем создания дымового экрана над ледником (Кавецкий, Гулина, 1964).

Средства защиты от водоснежных потоков близки к тем, которые используются при защите от селей ледникового генезиса. Наиболее надежным и рациональным способом защиты может служить строительство одиночной селезадерживающей плотины из грунтовых материалов или сборного железобетона. Размеры и стоимость этих плотин невелика, поскольку объемы выноса измеряются, как правило, десятками тысяч кубометров; эксплуатация их существенно облегчается тем, что заполнение емкости перед плотиной будет происходить чрезвычайно медленно - в основе селевой массы снег, который стаивает . Первая подобная плотина из материала вскрышных горных пород построена в Хибинах для защиты Коашвинского апатитового рудника. Из мелиоративных мероприятий профилактической направленности возможно использование дренажа подснежных вод (Ржевский, Панов, 1983) и регулирования снеготаяния. Последний способ состоит в искусственном ускорении таяния в пределах селевого бассейна путем зачернения снега пылью для рассредоточения во времени периода снеготаяния и снижения максимума талого стока (Флейшман, Сейнова, 1984). Оба способа мелиорации направлены на предотвращение зарождения снежных селей.

Вместе с тем современный уровень изученности гляциальных селей и водоснежных потоков еще не настолько высок, чтобы служить надежной базой для расчета параметров селевых потоков и разработки методов прогноза. Требуется изучить связи режима селей с режимом ледников и эволюцией ледниково-моренных комплексов; разработать модели механизма формирования селей; исследовать характер колебаний селевой активности в зависимости от многовековых и внутривековых колебаний оледенения.

Изучение водоснежных потоков находится в начальной стадии - выявлены лишь самые общие особенности их природы. На повестке дня исследование условий формирования в их связи с характером зимне-весеннего периода, свойствами снежного покрова, особенностями рельефа, а также создание моделей механизма формирования.

Необходима систематизация данных о водоледяных потоках, формирующихся вследствие срыва фирново-ледяных толщ, прорыва снежных завалов лавинного происхождения и пр. Предстоит исследовать их распространение, периодичность проявления, условия и механизм формирования.

16.2.6. Подземные льды и наледи

Подземные льды. Значение подземных льдов как водного ресурса, несмотря на значительные объемы и высокое содержание льда в земной коре, невелико.Подземные льды мало участвуют в поверхностном стоке, искусственное изъятие талых вод за счет них нерационально, в частности из-за низкого качества. В противоположность этому велико инженерно-геологическое значение подземных льдов, которые определяют все основные физико-механические свойства верхних горизонтов пород, в особенности дисперсных и рыхлых в талом состоянии. Выбор одного из двух основных принципов строительства на многолетнемерзлых породах - сохранение их мерзлого состояния или предварительное протаивание - определяется общей объемной льдистостью грунтов основания и температурой этих пород. Картографирование льдистости последних и определение условий залегания подземных льдов необходимы для проектирования любых инженерных сооружений и мелиоративных мероприятий.

Промерзание талых пород нередко приводит к льдовыделению и криогенному пучению, что неблагоприятно воздействует на фундаменты и основания сооружений. Крио-

генное пучение - широко распространенный процесс не только в области многолетнемерзлых, но и сезонно-криогенных пород. При росте повторножильных льдов, процессе достаточно медленном, определенную опасность представляет глубокое морозобойное растрескивание.

Особенно неблагоприятны при хозяйственном использовании территории просадки поверхности при таянии подземных льдов. Масштабы этих процессов определяются в первую очередь объемами подземных льдов, близостью льдистых горизонтов к подошве слоя сезонного протаивания. Сейчас процессы естественного термокарста не имеют столь широкого развития, как в эпохи значительных потеплений в голоцене и верхнем плейстоцене, оставившие следы в виде многочисленных, хорошо выраженных в рельефе форм (аласы в Якутии, хасыреи в Западной Сибири) и термокарстовых озер.

В настоящее время разрабатывается методика составления карт чувствительности многолетнемерзлых пород к техногенным воздействиям. Главное в их содержании - выделение льдистых пород, крупных масс залежеобразующих льдов, определение условий их залегания. Глубина промерзания и протаивания изменяется при техногенных воздействиях на снежный покров на 10-40% и более (Основы мерзлотного прогноза..., 1974). Заметно влияют на режим многолетнемерзлых пород нарушение и удаление растительного покрова, изменения в режиме естественных и искусственных водоемов. Если при отсутствии воды на поверхности в ходе тепловой осадки может наступить стабилизация процесса до полного протаивания льдистого горизонта, то под поверхностным слоем воды, в особенности когда его глубина достигает и превосходит толщину льда, образующегося за зиму, она может продолжаться до полного протаивания льдистого горизонта. Следствием этого будут талики вплоть до сквозных, глубокие термокарстовые провалы.

Прогноз развития подземных льдов при их современном росте имеет наибольшее значение для сегрегационных и инъекционных льдов, формирующихся при промерзании таликов, сезонноталого слоя, сопровождающегося криогенным пучением. Методика прогноза криогенного пучения хорошо разработана (Основы мерзлотного прогноза..., 1974; Гречищев и др., 1984). Для него необходимы сведения о составе, исходной влажности промерзающего грунта, характере и неравномерности промерзания по площади.

Для прогноза термокарста и техногенных тепловых осадок нужны сведения о льдистости горных пород и закономерностях ее распределения по площади и разрезу, условиях залегания крупных масс залежеобразующих льдов. При этом следует учитывать изменения параметров снежного и растительного покровов и в связи с ними увеличение глубины сезонного протаивания и переход его в многолетнее протаивание мерзлоты. Следует также принимать во внимание водный режим поверхности, условия формирования временных и постоянных водоемов и водотоков, возможности развития термоэрозии и термоабразии.

В настоящее время разработан ряд методов борьбы с нежелательными воздействиями криогенного пучения на основания зданий и сооружений. В соответствии со значениями касательных и нормальных сил криогенного пучения по отношению к профилю элементов фундамента выбираются проектные решения и мероприятия, исключающие деформацию сооружений: нагружение фундамента, придание ему такого профиля, чтобы исключить выпучивание касательными силами, обработка заглубленных в грунт элементов фундамента веществами, исключающими смерзание грунта с его боковой поверхностью, замена пучиноопасного грунта, гидро- и теплоизоляция.

Мерзлый грунт в основании сооружений сохраняют путем создания проветриваемых подполий, искусственных подсыпок, насыпей, укладки теплоизоляционного слоя из естественных (торфомеховые подушки) и искусственных (опилки, пенопласт, пенополиуретан и т.п.) материалов. В последнее время широко используются системы искусственного охлаждения оснований, основанные на конденсации таких жидкостей, как керосин, фреон-30, фреон-12 и аммиак. Эти установки работают в автоматическом режиме.

Конвекция керосина в однотрубной и циркуляция в двухтрубной установках определяются тем, что зимой в мерзлых грунтах основания температура выше, чем в наружном воздухе, где находится верхняя часть трубы, и жидкость поэтому движется сверху вниз. Летом грунты холоднее наружного воздуха и движение прекращается, промороженные грунты не отепляются. Такие установки часто совмещают с несущей конструкцией фундамента - они называются термосваями.

Основной задачей дальнейшего исследования подземных льдов должны быть поиски и установление более определенных зависимостей их распространения и условий залегания от генезиса льдов и вмещающих отложений. Насколько эта задача важна с практической точки зрения, можно пояснить следующим примером. До окончательного выяснения генезиса повторножильных льдов по их выходам в естественных обнажениях (при случайном характере сечения массива вмещающих пород) и тем более по условиям залегания, полученным при бурении, они трактовались как тела пластовой или неправильной формы, преимущественно вытянутые по горизонтали. На самом деле повторножильные льды залегают в виде объемной решетки пересекающихся вертикальных и субвертикальных жил. Эпигенетические повторножильные льды могут быть связаны с различными генетическими типами дисперсных пород, сингенетические - с аллювиальными, делювиальными и другими водными осадками при одновременной их аккумуляции со льдом (Шумский, 1959а).

В настоящее время выявлено широкое распространение пластовых залежей подземного льда, явно не жильного генезиса. Их происхождение трактуется по-разному. Дискуссия по этому поводу направлена на поиск теоретического решения проблемы образования крупных масс подземного льда в целом. Инженерно-геологической практике нужны четкие критерии для оценки связи генезиса подземных льдов с генезисом и условиями формирования вмещающих отложений. Характер залегания и распространения пластовых залежей разных генетических типов должен быть связан с геологическим и геоморфологическим анализом истории развития отложений и рельефа, геокриологическим и гляциологическим анализом истории промерзания и льдообразования. Когда пластовые залежи будут привязаны к пространственно определенным геологическим телам известного возраста, тогда их поиски и разведка получат надежную основу. Применение обычно практикуемых дорогостоящих буровых работ и геофизических исследований, их объем и даже выбор конкретных методов будут определяться уже известными в общем виде закономерностями распространения и залегания подземных льдов.

Наледи. Особенности наледей имеют важное значение при проектировании, строительстве и эксплуатации линейных сооружений. Если территориально ограниченная строительная площадка для любого промышленного или гражданского объекта может и должна быть выбрана вне опасной для наледных процессов зоне, то линейные сооружения - автомобильные и железные дороги, линии электропередач, трубопроводы - не могут проектироваться по этому принципу. При пересечении протяженной трассой территорий, где имеются наледи, неизбежно встает задача проектирования и строительства специальных противоналедных сооружений и устройств, иногда почти в каждой долине.

Среди наледных процессов наибольшую опасность представляют следующие: заливание наледными водами и перекрытие льдом насыпей, выемок, верхнего строения пути или покрытия (размыв насыпи водой, механическое разрушение земляного полотна при замерзании воды); заполнение льдом водопропускных и дренажных сооружений - отверстий труб, подпролетных пространств мостов, кюветов и т.п. (разрушение формирующимся льдом искусственных сооружений, процессы криогенного пучения, практически всегда сопровождающие наледеобразование).

Закономерности распространения и режима наледей могут быть использованы для общей оценки наледной опасности на стадии предпроектных разработок. Фиксированные по положению в рельефе крупные наледи подземных вод легко обнаружить не только при полевых наземных исследованиях, но и анализе материалов аэрофотосъемки, аэровизуаль-

ных наблюдениях. Мелкие, непостоянные по режиму и положению в рельефе наледи грунтовых и речных вод в пределах русла не всегда можно выявить даже при наземных исследованиях, поскольку они в отдельные годы могли не формироваться совсем или время их существования было не очень длительным.

Наибольшие трудности вызывает прогноз техногенных наледей, развивающихся в ходе строительства, а иногда даже при работах, связанных с инженерными изысканиями (Методические указания, 1979; Рекомендации, 1968; Чекотилло и др., 1960; Дементьев, 1983). Опыт транспортного строительства в Сибири и на Дальнем Востоке показал, что десятки и сотни техногенных наледей появляются на протяжении трассы от 100 до 500 км, а на некоторых участках - почти на каждом водотоке, который пересекает дорога. При этом техногенные наледи развиваются не в полном соответствии с природными условиями данной мерзлотно-климатической зоны.

Укажем некоторые, наиболее часто встречающиеся конкретные причины возникновения техногенных наледей и изменения направления развития природных наледей: прорезка склонов выемки, приводящая к выводу на поверхность водоносных горизонтов или приближению к поверхности их естественного уровня фронта сезонного промерзания; местные резкие изменения глубины сезонного промерзания и протаивания при устройстве глубоких кюветов, заглублении в грунт массивных фундаментов, мостовых опор, оснований труб, эстакад, отсыпке насыпей, разработке карьеров и резервов и т.п.; изменение глубин сезонного промерзания и протаивания при нарушении растительного покрова, удалении или уплотнении снежного покрова, формировании повышенного снегонакопления у различных сооружений; подпруживание потока поверхностных вод насыпью, потока грунтовых вод - промерзшим основанием насыпи, глубоким промерзанием в выемке; сброс промышленных и бытовых вод без учета особенностей естественного стока и его изменений при строительстве.

Наледная опасность должна быть оценена уже на первой стадии проектирования (предпроектные разработки) при анализе имеющихся данных о наледеобразовании и в ходе рекогносцировочных маршрутных работ и аэровизуальных наблюдений на территории предполагаемого строительства. Выбор наиболее рациональных вариантов трасс линейных сооружений, их технико-экономическое обоснование проводятся с учетом существующей и потенциальной наледной опасности.

В ходе инженерных изысканий на стадии технического проекта, в зависимости от степени и характера развития наледей в районе строительства, планируются маршрутные полевые исследования, дополняющие инженерно-геологическую, гидрогеологическую и мерзлотную съемку специальными наблюдениями на наледях и возможных местах их возникновения. Одноразовые наблюдения в произвольные сроки недостаточны. Необходимы данные о режиме и условиях наледеобразования в критические периоды их развития: в начале зимы или наледеобразования, середине зимы или в период наиболее активного наледеобразования, весенний период, по окончании наледного процесса, в летний период наиболее интенсивного таяния. При широком развитии потенциально опасных наледей организуются режимные круглогодичные наблюдения на выбранных характерных наледях основных генетических типов (Изучение наледей, 1984).

При качественном прогнозе наледей можно использовать метод инженерно-геологических аналогий (Методические указания, 1979). Он заключается в сопоставлении режима и условий развития уже имеющихся в районе техногенных наледей с условиями, которые складываются при данном строительстве. При методе инженерно-геологических аналогий можно использовать и природные аналоги, в том случае, когда создаваемые при строительстве новые условия стока и теплового режима сходны с изученными на природных наледях района.

Количественный прогноз, дающий сведения о возможных параметрах наледей и степени наледной опасности, требует расчета наледеобразования по данным режимных наблюдений (Соколов, 1977). Если данные расчета совпадают с результатами натурных на-

блюдений можно перейти к количественному прогнозу, задавая и вводя в расчеты те изменения теплового и водного режима, к которым приведут те или иные варианты проектных решений. Для количественного прогноза речных наледей, их длины, ширины, площади и объема можно использовать формулы Н.Ф.Савко (Алексеев, Савко, 1975), основанные на математическом описании гидродинамических сил речного потока в ходе изменения его живых сечений при льдообразовании.

Для наледей грунтовых вод расчетная схема предложена Е.А.Румянцевым (1969), подход которого представляется наиболее общим для наледей грунтовых вод (Румянцев, 1978; Невский, 1973). Рассмотрены четыре варианта механизма наледеобразования. Два из них выделены по глубине водоупора по отношению к глубине промерзания в конце зимы, когда последняя больше и меньше первой. Эмпирические коэффициенты в формуле Е.А.Румянцева и некоторые допущения связаны с региональными особенностями наледей (Соколов, 1977). С.Д.Невским при исходных позициях, близких к схеме Е.А.Румянцева, существенно уточнены определения всех параметров для замкнутого контура таликов и при учете запаса грунтовых вод в начале зимы (Невский, 1973; Соколов, 1977).

Для наледей подземных вод, питающихся фиксированным источником, имеется несколько расчетных формул. Все они довольно просты и исходят из измеренного дебита источника подземных вод за весь зимний период или его части. Эмпирические региональные коэффициенты в этих формулах различны и предназначены для учета доли зимнего расхода, идущего на формирование наледи (Соколов, 1977). Для региональных оценок наледного стока такие формулы вполне пригодны, но для прогноза параметров наледей могут быть использованы только при оценке транзита подземных вод от источника ниже формирующейся наледи в ходе полевых исследований.

На основе изучения наледей делается выбор методов борьбы со всеми нежелательными последствиями их воздействия на сооружения. Он должен опираться на технико-экономический расчет. Необходимо соотнести общую стоимость запроектированных противоналедных мероприятий и устройств с расходами на борьбу с наледями в течение срока эксплуатации сооружения.

Противоналедные мероприятия делятся на пассивные, активные и профилактические. Такое деление довольно условно, но, конечно, предпочтение должно быть отдано профилактическим мероприятиям, которые исключат формирование наледи в опасной близости к сооружению. Выбор приемов борьбы с наледями и конструктивные особенности противоналедных сооружений определяются генезисом наледи, механизмом ее развития, размерами, условиями положения в рельефе, удаленностью источника питающих вод от наледного массива. Можно перечислить следующие примеры: каптаж источников подземных вод, питающих наледь, и отвод их за пределы опасной для сооружения зоны; устройство мерзлотных поясов для задержания подземных вод и наледи вне опасной для сооружения зоне; оборудование противоналедных (задерживающих) валов, заборов, шпунтовых стенок; перехват и отвод от сооружения питающих наледь вод открытыми и закрытыми дренажными системами, водоотводными нагорными канавами; безналедный пропуск поверхностных (русловых) и подрусловых вод спрямлением и углублением естественных водопроводящих путей, утеплением водопропускных искусственных сооружений, заменой слабо дренирующих грунтов на хорошо дренирующие; отсыпка нижних частей высоких насыпей из хорошо фильтрующих крупнодисперсных, крупнообломочных грунтов; проходка резервных водосборных выработок для сбора избыточных наледеобразующих вод и фиксации их в виде наледи вне опасной для сооружения зоны.

Изученность наледей в региональном, тематическом и методическом отношениях нуждается в дальнейшем углублении. Основной проблемой остаются вопросы генезиса наледей и наледеобразующих вод в связи с гидрогеологическими и геокриологическими региональными условиями. При картографировании наледей в содержание карт наряду с параметрами наледей следует также включать климатические, геологические, гидрогеологические и геокриологические условия их развития.

16.2.7. Речные и озерные льды

В балансе ресурсов снега и льда на земном шаре озерные и речные льды составляют небольшую долю, занимая около 1,72 млн км^2 в средние по климатическим условиям зимы. Ежегодно частично или полностью покрываются льдом большинство рек и озер, расположенных севернее 35° с.ш. в Азии, Северной Америке и Европе за исключением рек и озер Ирландии, Англии и некоторых других стран, которые находятся под благоприятным влиянием Гольфстрима и почти никогда не замерзают.

Озерные и речные льды относятся к сезонным образованиям. Появляются они в сентябре-ноябре и достигают наибольшего развития в марте-апреле, а затем постепенно исчезают. Максимальная толщина льда сильно колеблется по длине рек и акваториям озер вследствие неоднородности условий ледообразования и формирования ледяного покрова, а также из-за локальных особенностей теплообменных процессов. На севере она достигает 1-2 м и более, а на южных реках и озерах не превышает 0,8-1,0 м за исключением участков рек с интенсивным шугообразованием. Существенное различие между коэффициентами временной изменчивости максимальной толщины льда северных (0,15-0,30) и южных (0,38-0,52) районов объясняется характером устойчивости условий погоды.

Из общего количества льда, образующегося на реках и озерах в средние по климатическим условиям зимы, 56% находится в Азии, 30% в Северной Америке и только 14% в Европе (табл.16.7). В отдельные суровые зимы, например 1953/54, 1962/63, 1984/85гг. и др., количество льда на водных объектах увеличивается в полтора-два раза.

Таблица 16.7

Площадь S, тыс.км^2 и масса M, 10^{17} г ежегодно образующихся озерных и речных льдов

Вид льда	Европа		Азия		Северная Америка	
	S	M	S	M	S	M
Озерный	181169	1,20	484050	3,98	298984	2,44
Лед водохранилищ	52104	0,28	97405	0,72	59205	0,33
Речной	49445	0,32	337400	2,54	148324	1,05

Речные льды уступают озерным по площади и массе. Между тем они составляют около 30% единовременных запасов вод в русловой сети меженного периода, в то время как льды озерные и водохранилищ содержат всего лишь один процент водных запасов. Основная масса льда сосредоточена на акваториях больших озер - Байкале, Балхаше, Ладоге, Большом Невольничьем, Большом Медвежьем, Оленьем, Великих - и крупных речных систем - Енисей, Лена, Маккензи, однако и на малых перемерзающих реках районов с суровыми климатическими условиями находится большое количество льда. В связи с этим очевидна роль речных и озерных льдов в жизни природы и хозяйственной деятельности человека.

С появлением льда на реках и озерах изменяются теплообменные процессы между водой и атмосферой. Ледяной покров становится регулятором между ними, защищая водные массы от выхолаживания и тем самым создавая благоприятные условия для зимовки водной флоры. Ледяной покров рек и озер использовался для устройства разных переправ - пеших, автодорожных и даже железнодорожных. Известна железнодорожная переправа, созданная в 1904 г. на льду оз.Байкал протяжением 45 км, соединявшая восточный и западный участки озера. Хорошо известна переправа через южную часть Ладожского озера протяженностью около 80 км, действовавшая в период блокады Ленинграда, названная "Дорогой жизни". Ледяной покров рек и озер северных районов регулярно используют нефтяники для перевозки тяжелых грузов и установки оборудования, а лесозаготовители для подготовки леса к сплаву. В последние годы ледяной покров рек и озер широко используется в качестве взлетных и посадочных площадок для самолетов, вертолетов и т.д. Кроме полезного использования льда с появлением его на водных объектах создаются неблагоприятные условия эксплуатации гидротехнических сооружений, водозаборов промышленного и коммунального водоснабжения, прекращается регулярное судоходство. Характер ледовых затруднений обусловлен особенностями развития

ледовых процессов в зависимости от гидрологических характеристик водного объекта и погодных условий зимнего периода.

В период замерзания рек и озер наибольшие затруднения возникают при внутриводном ледообразовании. На реках со скоростями течения более 0,4 м/с и на водохранилищах при сильном ветре и волнении свыше 2 баллов лед образуется не только на поверхности, но и в глубине потока (водоема), а также на дне. Интенсивность образования внутриводного льда на любой глубине P_z рассчитывается по формуле, учитывающей плотность теплового потока S, коэффициент турбулентного обмена A и период максимального переохлаждения воды m (Рымша, Донченко, 1962):

$$P_z = \frac{S}{\sqrt{Am}} \cdot \frac{ch \frac{H - z}{\sqrt{Am}}}{Sh \frac{H}{\sqrt{Am}}}, \qquad (16.14)$$

где H - глубина реки. В начальной стадии процесса ледообразования кристаллы льда перемещаются в виде пассивной примеси, распределенной в толще потока в форме шуговых облаков. Размеры их соответствуют структурным особенностям турбулентного потока, а также связаны с морфометрией русла. Преобладающие размеры шуговых облаков соизмеримы с глубиной потока, но наибольшие достигают 5-7 глубин.

Кристаллы льда находятся во взвешенном состоянии до тех пор, пока их гидравлическая крупность меньше вертикальной составляющей пульсационной скорости. Вследствие гидродинамической неустойчивости основного течения шуговые облака распадаются на менее крупные образования-комья, которые затем превращаются в более плотные шуговые скопления в результате роста, смерзания и коагуляции кристаллов льда в переохлажденной воде. Шуга появляется на водной поверхности в виде комьев размером от 30 до 70 см в диаметре.

Образующийся внутриводный лед примерзает к металлическим конструкциям и механизмам судов, плотин, водозаборных сооружений. При интенсивном шугообразовании могут возникнуть аварийные ситуации из-за перебоев в подаче воды вследствие обмерзания или закупорки труб, сороудерживающих решеток, оголовков.

Под влиянием шуговых образований возникают дополнительные сопротивления потоку, в результате которых изменяется его скоростная структура. Даже при равномерном распределении шуги в потоке и небольшой толщине шуговых образований, не превышающей 0,1 глубины, создается поверхность шугового льда с шероховатостью вдвое большей, чем у гладкого льда. В случае неравномерного распределения шуги под ледяным покровом существенно увеличивается шероховатость и возникает сложный режим обтекания потоком шуговых скоплений, что вызывает уменьшение водопропускной способности. Гидравлическое сопротивление зависит от степени стеснения потока шуговыми образованиями. При этом сопротивление формы скоплений в два-три раза больше, чем сопротивления трения. На Енисее, Ангаре, Амударье, Катуни, Неве и других реках с увеличением зашугованности русла, особенно при формировании зажорных скоплений, в несколько раз увеличиваются коэффициенты шероховатости и в свою очередь снижаются зимние коэффициенты $K_{зим}$, характеризующие изменение пропускной способности, выраженное отношением зимнего расхода к летнему при заданном уровне воды (табл.16.8) (Готлиб и др., 1983).

В период формирования ледяного покрова на шугоносных реках в местах изменения их продольного профиля образуются зажоры льда. Под влиянием стеснения русла скоплениями шуги и увеличения сопротивления движению потока уровни воды непосредственно на участке зажора и выше по течению повышаются, вызывая зимние наводнения. Зажорные подъемы в среднем составляют 2-3 м, однако на крупных шугоносных реках, например Ангаре, Западной Двине, они достигают 5-7 м. Относительный подпор зажорного уровня изменяется от 0,1 до 0,7 при увеличении уклонов от 0,1 до 3‰. При малой водности реки зажоры не вызывают опасных затоплений, а создают затруднения главным образом для водоснабжения. Серьезные осложнения возникают в эксплуатационном режи-

ме работы гидроэлектростанций при образовании шуговых скоплений в водохранилище, а также из-за постоянно действующей полыньи в нижних бьефах. Под влиянием суточного регулирования ГЭС на этом участке создаются благоприятные условия для формирования зажоров и заторов, сопровождающихся повышением уровней воды, что приводит к снижению напора на ГЭС и уменьшению выработки электроэнергии.

Таблица 16.8

Значения коэффициентов шероховатости n и зимних коэффициентов $K_{зим}$

Реки	% зашугованности	n	$K_{зим}$
Ангара	20-60	0,06-0,25	0,15 -0,30
Амударья	20-50	0,06-0,14	0,30
Катунь	35-65	0,02-0,18	0,13-0,35
Томь	10-30	0,02-0,05	0,16-0,24
Северная Двина	10-30	0,02-0,10	0,25-0,30
Уса	28-47	0,02-0,08	0,05

При вскрытии многих северных рек Европы, Азии и Северной Америки образуются заторы льда. На европейской территории бывшего СССР повышенной заторностью отличаются реки западных районов. Заторные подъемы уровней воды в отдельные годы на больших реках достигают 10-12 м, вызывая катастрофические наводнения (Донченко и др., 1982; Донченко, 1984).

Для расчета максимальных заторных или зажорных уровней воды используются связи между гидравлическими характеристиками открытого русла и при наличии скоплений льда или шуги, под влиянием которых происходит стеснение русла и увеличивается гидравлическое сопротивление. Оно преодолевается потоком путем увеличения глубины и уклона на исследуемом участке реки.

Заторный (зажорный) уровень можно записать в виде функции глубины у верхней кромки скоплений $h_{зт(зж)}$:

$$H_{зт(зж)} = f(h_{зт(зж)}),$$

а в свою очередь $h_{зт(зж)}$ представить зависимостью от глубины открытого русла h_o и коэффициента заторности (зажорности) $A_{зт(зж)}$:

$$h_{зт(зж)} = A_{зт(зж)} h_o.$$

Значения $A_{зт(зж)}$ устанавливаются путем обобщения данных об уровнях воды при заторах (зажорах) за все годы наблюдений. В случаях отсутствия данных гидрометрических наблюдений можно использовать зависимость, установленную при обобщении и систематизации многолетних наблюдений (Каталог заторных..., 1976):

$$h_{зт\ (зж)} = I^{0,3} e^{\alpha} h_o, \qquad (16.15)$$

где $\alpha_{зж} = 3,30 \pm 0,10$; $\alpha_{зт} = 2,85 \pm 0,15$.

В качестве исходных данных для расчета заторных (зажорных) уровней воды используются кривые расходов воды, средних значений глубины и ширины русла, а также сведения об уклонах на исследуемом участке реки.

Значительная опасность для гидротехнических сооружений возникает при воздействии зажорных масс, особенно при их прорыве. На больших реках толщина зажорных скоплений в зависимости от формы поперечного профиля русла может превышать 10 м, а в длину скопления достигают 5-10 км и более. Известны случаи повреждения водозаборов на Оби, Днепре, Западной Двине, набережных и причалов на Неве, Катуни, Амударье, Амуре и других реках.

Для определения нагрузки на сооружения от зажорных масс льда требуется определить силу от прорезания опор зажорной массой льда (F_{bj}, *мН*), силу от последней на сооружение перпендикулярно его фронту ($F_{a,j}$, *мН*) и линейную нагрузку от навала зажорных масс льда на сооружение, расположенное параллельно направлению течения (g_i, *мН/м*). Используются формулы:

для отдельно стоящих опор при прорезании ими зажорных масс льда

$$F_{bj} = 0,12\ m\ B\ h_j, \qquad (16.16)$$

где h_j - расчетная толщина зажора, м, определяемая по данным натурных наблюдений. Допускается принимать ее не более 0,8 средней глубины наполнения русла при расходе воды зажорного периода; b - ширина сооружения по фронту, м; m - коэффициент формы опоры прямоугольной - 1,0; многогранной - 0,9; треугольной: 45° - 0,54; 60° - 0,59; 90° - 0,69; 120° - 0,77;

для сооружения перпендикулярно его фронту

$$P_{в,\ j} = lL_j(4P_м + P_\gamma + P_i + P_{м,а}), \qquad (16.17)$$

где L_j - длина участка сооружения на уровне воздействия зажорных масс, м; l - длина участка зажора, принимаемая равной полуопорной ширине реки в створе сооружения, м; $P_м$, P_γ и $P_{м,а}$ - значения составляющих общего давления льда от остановившегося зажорного скопления. При этом скорость течения и уклон водной поверхности принимается по данным наблюдений, а при их отсутствии - по аналогии с данными натурных наблюдений на реках для смежных районов.

Значение линейной нагрузки от навала зажорных масс льда на сооружение, расположенное параллельно направлению течения, определяется по данным $P_{в,j}$ и l:

$$g_i = \xi \frac{P_{в,j}}{l}, \qquad (16.18)$$

где ξ - коэффициент, принимаемый в зависимости от вида берегового покрытия: для песчаного - 0,7; глинистого - 0,8; скального - 0,9.

Зимой гидротехнические сооружения подвергаются силовому воздействию, оказываемому ледяным покровом или ледяными полями. Различают динамическое давление льда, возникающее за счет энергии движения ледяных масс, и статическое, создающееся при тепловом расширении льда. Статическое давление в основном развивается в зимний период, оно существенно для сооружений большой протяженности, в том числе плотин, причалов, ледозащитных стенок, находящихся в суровых климатических условиях. Случаются повреждения под влиянием статического давления льда и отдельно стоящих сооружений на реках Сибири и Северной Америки. При интенсивном повышении температуры воздуха, превышающим $5\text{-}6^{\circ}$ в час, статическое давление может достигнуть 2-3 МН/м^2.

Более опасно динамическое давление в период весеннего ледохода, когда случается большинство аварий и повреждений (Коржавин, 1962). В зависимости от размеров ледяных полей, скорости их движения и физико-механических свойств льда динамическое давление может достигнуть 10-15 МН/м^2 и привести к разрушению плотин, мостовых опор, береговых сооружений. В ряде случаев переменные во времени ледовые нагрузки в период ледохода служат главной причиной повышенных колебаний сооружений и усталостных разрушений конструкций или их элементов.

Сила воздействия льда на гидротехнические сооружения принимается по предельным разрушающим усилиям для льда на основе исходных данных за ледовой обстановкой для периода времени с наибольшими ледовыми воздействиями. Используются две расчетные схемы для определения статического давления льда в зависимости от взаимодействия сооружения с ледяным покровом и его температурного режима. В первой принимается повышение температуры от ее минимального уровня, а во второй рассматривается максимальный градиент температуры. За расчетное принимается большее давление из вычисленных.

Динамическое давление льда на гидротехнические сооружения зависит не только от его прочностных характеристик, размеров, формы, скорости движения ледяных полей, но и от характера их взаимодействия с сооружением - остановка, внедрение с остановкой, раскалывание, прорезание, а также от вида разрушения льда - сжатие, смятие, изгиб.

К числу ледовых воздействий льда на гидротехнические сооружения также относятся нагрузки от примерзшего к сооружению ледяного покрова при изменении уровня, а кроме того истирающее действие льда, вызываемое силами трения, возникающими между движущимися льдинами и берегом или сооружением.

Ледовые условия неблагоприятны для судоходства. Лед на реках, озерах и водохранилищах препятствует навигации, а поэтому ее сроки и продолжительность находятся в полной зависимости от сроков появления и исчезновения льда на водных объектах. Между тем современные речные и озерные суда способны курсировать не только после полного очищения водных объектов ото льда, а часто и до вскрытия, если его прочность не превышает некоторого допустимого предела. Вместе с этим продление навигации, а тем более обеспечение круглогодичного плавания даже в районах с менее суровым климатом - чрезвычайно сложная комплексная задача. Для ее решения флот пополняется мощными линейными ледоколами, проводятся исследования ледовых качеств последних в разнообразных ледовых и путевых условиях, ведется поиск рациональной технологии выполнения ледокольных работ.

В условиях продления навигации возможны ледовые затруднения при появлении шуги вследствие закупорки решеток насосных станций. Аналогичные трудности могут возникнуть и в системе питания судоходных шлюзов. В период усиленного шугообразования вообще судоходство вряд ли возможно.

В ряде случаев с шугой можно успешно бороться. Один из наиболее эффективных методов - регулирование режима замерзания, обеспечивающего быстрое образование ледяного покрова, что прекращает непосредственный теплообмен водных масс с атмосферой. Для этой цели используется гидравлическое регулирование потока путем устройства перемычек, запаней, ряжей и т.д., способствующее поверхностному ледообразованию вследствие уменьшения скорости течения, задержки и аккумуляции шуги, поступающей из верхних участков реки. В настоящее время для повышения интенсивности ледообразования в поверхностном слое применяется диспергирование воды при отрицательных температурах воздуха, вызывающее образование гранулированного льда и осаждение его на водной поверхности в количестве, достаточном для начального формирования ледяного покрова (Готлиб и др., 1983; Ляпин и др., 1985). Для производства льда используются разные методы - гидродинамический, пневмогидравлический и аэродинамический в зависимости от эффективности работы ледогенератора в соответствующих погодных условиях (Петрович, Сморыгин, 1983). При низких отрицательных температурах (-15, -20°С) более эффективен гидродинамический способ распыления воды за счет энергии высокого напора и скорости водной струи. Большинство устройств, реализующих аэродинамический способ, рассчитываются на диапазон температур от 0° до -5°С и небольшое повышение интенсивного ледообразования. Наиболее целесообразен для распыления воды и повышения концентрации льда в поверхностном слое пневмогидравлический метод распыления воды в атмосферу.

В практике зимней эксплуатации водозаборных сооружений на реках Волге, Великой, Нерли и др. для борьбы с шуговыми затруднениями в течение многих лет применяется пневмозащита. Эффективность ее работы определяется кинематической структурой течения при выпуске сжатого воздуха в речной поток, благодаря которому образуются водовоздушные струи, захватывающие шуговые массы, плывущие в зону водоотбора. Восходящие водовоздушные течения уносят их на поверхность реки, а потоки поверхностного растекания отводят эти массы в сторону от зоны водоотбора.

Для предотвращения или снижения шугообразования также применяются методы термического регулирования путем попусков теплой воды из глубинных слоев водных объектов, сброса воды теплых притоков, выпуска вод ГЭС и других промышленных предприятий. В основе этих методов находятся энергетически невыгодные условия для образования и примерзания льда к поверхности конструкций за счет поддержания температуры воды выше 0°С. Кроме того применяется непосредственный обогрев конструкций электрическими нагревателями, включая гибкие греющие ленты, кабели, калориферы, а также индукционные и коаксальные нагреватели. Затраты энергии составляют от 0,1 до 5 Вт/см^2 защищаемой поверхности.

Перспективен метод противообледенительных покрытий с использованием разных полимеров. Оптимально по всему комплексу свойств покрытие с кремнийорганическими или

перфторированными слоями (Алейников, Панюшкин, 1982). Для ликвидации обледенения или закупорки водоприемных устройств и других гидротехнических конструкций используется ручная или автоматическая очистка решеток, пуск к ним горячей воды или сжатого воздуха.

Борьба с зажорами и заторами льда ведется с учетом условий их образования и характером ледовых затруднений. В зависимости от их масштабов принимаются или предупредительные, или непосредственные меры борьбы с образовавшимися скоплениями льда или шуги (Готлиб и др., 1983; Методические указания..., 1970). Преобразование гидрологического режима путем сооружения каскада гидроузлов может полностью ликвидировать заторообразование на реке. Однако при возведении изолированных гидроузлов исчезают старые заторопасные участки, попадающие в зону подпора, но появляются новые в зоне выклинивания подпора воды водохранилищ. Кроме того зажорно-заторные скопления образуются в нижних бьефах ГЭС, на участке пульсации кромки ледяного покрова при повышенных попусках ГЭС. Регулирование попусков в соответствии с развитием ледовых процессов в период разрушения ледяного покрова может способствовать беззаторному характеру вскрытия реки. Однако при интенсивной предпаводочной сработке водохранилища возможно заторообразование вследствие посадки ледяных полей на дно. Поэтому для предотвращения заторов или снижения заторопасности на зарегулированных участках рек режим работы ГЭС в период вскрытия должен быть строго регламентирован.

Для предупреждения заторов эффективно также регулирование пропуска транзитного льда с помощью выправительных работ, обеспечивающих ледопропускную способность русла в любом створе. При этом устанавливаются участки спрямления русла и отсечения ряда притоков, учитываются особенности движения льда на поворотах реки.

С целью предупреждения заторов льда регулируют вскрытие реки либо путем ослабления, либо разрушения ледяного покрова или упрочения (Берденников, 1974). Ледяной покров разрушается в местах резкого уменьшения уклонов водной поверхности, на крутых поворотах русла, перед большими островами. Размеры участка и выбор наиболее эффективных средств зависят от морфологических характеристик русла, особенностей процесса замерзания и нарастания толщины ледяного покрова, а также прогноэируемых условий вскрытия.

Ослабить ледяной покров можно с помощью мероприятий, способствующих его стаиванию с нижней или верхней поверхности. В первом случае используется снегозадержание и искусственное увеличение толщины снега на льду в течение зимы, но так, чтобы не допустить перегрузок ледяного покрова и выхода воды на него. Используются также пневматические и гидродинамические средства для замедления роста льда путем увеличения теплообмена нижней поверхности ледяного покрова с водным потоком. Во втором случае для повышения интенсивности стаивания ледяного покрова сверху рекомендуется радиационный и химический методы, ускоряющие стаивание льда в 2-4 раза.

Наиболее широко используются механические средства разрушения льда: проведение ледокольных работ перед вскрытием, иногда в сочетании с работой ледорезных машин. В последние годы внедряются гидроструйные, электроимпульсные, электрогидравлические методы разрушения ледяного покрова. Перспективное техническое средство для разрушения льда - применение судов на воздушной подушке.

Заторы льда разрушаются главным образом под воздействием сил природы в результате напора водных масс выше затора, гидро- и аэродинамической нагрузке водного потока и ветра при потере прочности заторными скоплениями. В настоящее время нет достаточно надежных средств борьбы с образовавшимися заторами льда на больших реках Севера и Сибири. Вместе с тем разработан ряд технических средств, способствующих разрушению заторов льда на средних и малых реках и снижающих заторопасность на больших.

Образовавшиеся заторы льда ликвидируют при помощи ледоколов, взрывов, бомбометания с самолетов, регулирования уровня воды в водохранилище. Выбранное средство применяется с учетом развития процесса вскрытия по длине реки, места и особенностей формирования заторного скопления, для чего проводятся систематические авианаблюдения.

Заторы льда на зарегулированных участках ГЭС разрушаются специальными попусками, при которых теряется устойчивость заторных скоплений, и затор прорывается вследствие увеличения скорости течения и изменения гидравлического перепада. Эффективность этого метода зависит от мощности затора, объема и продолжительности попуска, ледовой обстановки ниже затора и условий погоды.

Бомбометание можно использовать для разрушения затора на ранней стадии его образования. Ликвидация уже образовавшегося и уплотнившегося затора этим методом может быть эффективной лишь в том случае, если бомбы попадут в наиболее напряженные места затора и вызовут разрушение его уплотненной части.

Для предохранения сооружений от статического давления льда предусматривается нарушение или ослабление контакта в местах соприкосновения конструкции со льдом путем образования прорезей механическим тепловым или гидродинамическим способом. Чаще всего ледяной покров отделяют от сооружения, поддерживая полыньи, которые формируют путем укладки на дне вдоль фронта трубопровода; через него подается сжатый воздух, увлекающий теплые воды на поверхность и таким образом препятствующий льдообразованию. Еще больший эффект в задержании ледообразования получают при продувании через трубопровод нагретого воздуха или пара, а также подачи теплой воды. Связь ледяного покрова с сооружением ослабляют, засыпая снежный вал вдоль его фронта, который препятствует резким колебаниям температуры льда и тем самым способствует снижению статического давления льда. Хорошим средством для гашения усилий, создаваемых ледяным покровом, служат деревянные ограждения вдоль защищаемой поверхности или пенопластовые панели на стенке.

В последние годы в связи с освоением районов с суровыми климатическими условиями, существенно расширились исследования в области ледотехники в России, США и Канаде. Особое внимание уделяется разработке мероприятий по снижению или предотвращению ледовых затруднений при эксплуатации гидротехнических сооружений в зимний период. Проводится поиск новых эффективных способов борьбы с обледенением металлических и бетонных поверхностей гидротехнических сооружений, разрабатываются методы искусственного ослабления ледяного покрова, изучаются приемы гидравлического и термического регулирования водных объектов для борьбы с заторами и зажорами, развиваются исследования по продлению навигации на внутренних водных путях.

16.2.8. Морские льды

Повсюду, где образуются морские льды, они оказывают существенное влияние на хозяйственную деятельность человека. Чаще всего оно имеет негативный характер, так как абсолютное большинство традиционных и вновь зарождающихся видов деятельности человека на море при наличии льдов сильно затруднены и сопряжены с дополнительными усилиями и материальными затратами. Мореплавание, рыболовство, китобойный и зверобойный промыслы, разведка и добыча полезных ископаемых, строительство и эксплуатация морских инженерных сооружений, прокладка по дну телеграфных кабелей и трубопроводов при наличии льдов иногда настолько осложняются, что становятся экономически невыгодными и просто невозможными. Из-за льдов остаются недоступными для надводных судов обширные внутренние районы Северного Ледовитого океана. Но и в окраинной его части, где льды летом обычно отходят от берегов, время от времени складываются такие ледовые условия, при которых плавание даже под проводкой ледоколов оказывается на пределе возможностей.

Не следует забывать, что самое обычное плавание во льдах содержит некоторую долю риска, зависящую не только от технических возможностей судна, но и от физического состояния льдов, т.е. от их сплоченности, толщины, торосистости, разрушенности. Ледовое плавание нередко сопровождается поломками винтов, образованием пробоин и другими повреждениями корпуса и механизмов. Инженерные сооружения, в том числе нефтяные вышки и платформы для бурения, под давлением больших масс движущегося льда могут быть "срезаны" или опрокинуты. Напор льда способен разрушить причалы, дамбы и другие береговые сооружения. Айсберги, оказавшиеся на мели, могут изменить подводный рельеф, разорвать трубопроводы, нарушить кабельную связь. Особую опасность представляют такие ледовые явления, как обледенение, сжатие и появление айсбергов в районах интенсивного судоходства.

Обледенение, т.е. образование льда на палубе, рангоуте, такелаже, лобовых и боковых поверхностях и других судовых конструкциях вследствие главным образом забрызгивания и заливания забортной воды, вызывает потерю остойчивости. Обледенения возникают при отрицательных температурах воздуха, низких температурах воды, сильном волнении и штормовых ветрах. Это обычное явление в Лабрадорском, Гренландском, Баренцевом, Балтийском, Белом, Беринговом и Охотском морях. В Южном полушарии - это пояс океана, ограниченный на севере нулевой изотермой в приводном слое атмосферы, а на юге - кромкой морских льдов. В холодное время года все эти районы представляют собой арену интенсивной циклонической деятельности, сопровождающейся сильными ветрами и волнением.

Наибольшую опасность обледенение представляет для малотоннажных низкобортных судов, легко подвергающихся забрызгиванию и заливанию в условиях зимнего штормового моря. В большинстве своем это рыболовные и промысловые суда. При низких температурах воздуха, сильном ветре и волнении эти суда в течение немногих часов могут принять на борт несколько десятков тонн льда, потерять остойчивость и опрокинуться. Согласно имеющейся статистике, от обледенения ежегодно гибнет в среднем около 10 судов, а десятки и даже сотни их оказываются в критическом положении (Панов, 1976).

Несмотря на интенсивные поиски как у нас в стране, так и за рубежом, пока не найдены эффективные средства защиты судов от обледенения. Ведутся, в частности, поиски новой архитектуры судов, снижающей интенсивность обледенения, новых покрытий, обеспечивающих ослабление сцепления намерзшего льда с поверхностями, и средств удаления образовавшегося льда. Однако и сегодня основными средствами защиты продолжают оставаться околка льда, применение горячей воды, снижение скорости, уход в укрытия и в районы, где опасность обледенения незначительна или вовсе отсутствует. В связи с этим важное значение приобретают заблаговременные оповещения мореплавателей об угрозе обледенения. Этой цели отвечают прогнозы условий обледенения с суточной заблаговременностью, составляемые приморскими УГКС на синоптической и численной основе (Методические указания..., 1972).

Значительную опасность для мореплавания в ледовых водах представляет сжатие льда, т.е. его уплотнение после достижения сплоченности 9-10 баллов. Сжатие сопровождается разломами, приводящими к измельчению льда, его наслоением и торошением. При максимальном сжатии (3 балла) эти процессы идут непрерывно и достигают наибольшей интенсивности. Поверхность льда покрывается торосами, всюду образуются валы из ледяной каши. Суда, оказавшиеся в зоне сжатия, испытывают сильнейшее давление на корпус, теряют способность к маневрированию и оказываются во власти стихии. Даже современные мощные ледоколы в этих условиях не могут двигаться и стоят в ожидании улучшения обстановки. Именно сжатия во многих случаях служат причиной повреждения корпусов, винтов и даже гибели судов. Сжатие льдов имеет довольно высокую повторяемость и наблюдается на любой акватории, занятой сплоченным дрейфующим льдом. В среднем около 10-25% общего расстояния переходов и проводок летом и 20-40% зимой приходится на плавания в условиях сжатий разной степени. При этом наиболее сильные сжатия чаще

всего происходят не в открытом море, а в сравнительно узкой (около 50 км) прибрежной полосе вследствие уплотнения льда при дрейфе его в сторону берега. С удалением от него частота сильных сжатий уменьшается и зависит от повторяемости штормовых ветров в данном месте.

Основные причины, вызывающие сжатие льда, - ветер и приливные течения. Ветровые сжатия носят нерегулярный характер, тогда как приливные отличаются строгой периодичностью. В зависимости от характера прилива они могут повторяться один или два раза в сутки. Максимальной силы приливные сжатия достигают в сизигию, минимальной - в квадратуру. Возможность точного вычисления времени наступления приливных сжатий и "расслаблений" в ледяном покрове позволяет мореплавателям, если это необходимо, придерживаться той или иной тактики плавания. Но в большинстве районов, покрытых морскими льдами, влияние приливов оказывается вторичным и сильно затушевано нерегулярными ветровыми сжатиями. Именно последние представляют наибольшую опасность для мореплавания. Даже вдали от берегов устойчивый по направлению ветер силой до 4 баллов способен вызвать сжатие в 1 балл, а силой 6-8 баллов - сжатие в 2 балла.

Учитывая высокую повторяемость сжатий и невозможность избежать их во время плавания среди льдов, судовладельцам приходится идти на дополнительные материальные затраты и строить суда с усиленным корпусом, способным выдерживать сильное внешнее давление. Вместе с тем угроза сильных сжатий, особенно значительная в прибрежной полосе, требует поисков возможностей их заблаговременного предвидения. Своевременный прогноз позволил бы судам выйти из зоны сильного сжатия и избежать угрозы быть раздавленным. В настоящее время такие прогнозы даются для отдельных районов Северного полушария. Однако их успешность в значительной степени зависит от надежности метеорологического прогноза и, в частности прогноза барического поля.

Огромную опасность представляют айсберги, вынесенные на судоходные трассы или в районы буровых и промысловых работ. Обладая огромной массой, достигающей в отдельных случаях нескольких десятков и даже сотен миллионов тонн, они способны сокрушить любое инженерное сооружение. Еще в начале нынешнего столетия в результате столкновения с айсбергами ежегодно погибало шесть морских судов. Но и в наши дни, несмотря на все научно-технические достижения, плавание в айсберговых водах, особенно в условиях ограниченной видимости сопряжено с немалым риском.

Хотя айсберги и в Северном, и в Южном полушариях проникают почти до субтропиков, наибольшую угрозу для мореплавания они представляют в районе о.Ньюфаундленд. Здесь их выносит Лабрадорское течение на оживленные морские пути, связывающие порты Европы и Северной Америки. Чтобы уменьшить число таких столкновений, в 1913 г. была создана специальная служба наблюдений за айсбергами и своевременного оповещения мореплавателей о них в районе, ограниченном параллелями 39° и 49° с.ш. и меридианами 42° и 60° з.д., так называемый Международный ледовый патруль.

Первоначально ледовое патрулирование южных и восточных границ плавучего льда в Северо-Западной Атлантике и наблюдение за перемещением здесь айсбергов выполнялось двумя судами. Позднее эти функции приняли на себя также специальные самолеты, оборудованные средствами обнаружения айсбергов и морских льдов и навигационными системами для определения их точного местоположения. С началом космической эры для такого рода наблюдений стали использовать также ИСЗ. Данные, собранные всеми этими средствами, дважды в сутки в картографическом виде передаются на суда.

Практическая деятельность человека в современную эпоху находится под влиянием морских льдов на 36 млн $км^2$ поверхности Мирового океана, из которых 16 млн $км^2$ приходится на Северное и 20 млн $км^2$ - на Южное полушарие. Степень этого влияния в значительной мере определяется характером самих льдов, далеко не одинаковым в разных районах. Так, около 1/3 пространства, на котором распространяются морские льды, занята ими в течение круглого года. Это область постоянных по преимуществу двухлетних и многолетних льдов, отличающихся большой толщиной - до 6 м, мощными торосами

и подводными килями. Многие виды работ здесь пока просто невозможны. В Северном полушарии постоянные льды располагаются вокруг географического полюса на площади 8 млн км^2. В Южном полушарии они вытянуты вдоль антарктического побережья, примыкая к нему, и занимают площадь около 5 млн км^2 (Захаров, 1981; Chin, 1983).

С внешней стороны этих областей располагаются сезонные льды. Продолжительность их существования не охватывает полного годового цикла; они успевают полностью вытаять до начала нового ледообразования. Площадь, покрытая этими льдами, в течение года непрерывно изменяется, достигая максимума в конце периода нарастания - март в Северном и сентябрь в Южном полушариях. В Северном полушарии этот максимум составляет 8, а в Южном - 15 млн км^2. Время существования сезонных льдов и их толщина изменяются в широких пределах (табл.16.9).

Многие виды хозяйственной деятельности тяготеют к прибрежным районам, где на протяжении большей части ледового сезона вдоль побережий континентов и островов стоит неподвижный лед, припай. Ширина последнего колеблется в разных районах от нескольких метров до сотен километров. Наибольшее развитие в Северном полушарии припай получает в районе Канадского Арктического архипелага, где он покрывает зимой все проливы и распространяется на площади 0,8 млн км^2. Второй обширный припайный район в Арктике - это Новосибирские острова. Площадь неподвижных льдов составляет здесь 0,4 млн км^2. В целом на полушарии они занимают в общей сложности примерно 2 млн км^2, или 12% всей площади льдов в момент годового максимума. В Южном полушарии припай развит слабее, несмотря на то, что он окаймляет антарктический континент почти на всем его протяжении. По данным В.Х.Буйницкого (1973), его площадь может достигать 0,8 млн км^2, что в два с половиной раза меньше, чем в Северном полушарии.

Таблица 16.9

Средние многолетние площади, занятые морскими льдами в течение определенного времени

Количество месяцев со льдом	Площадь льда, млн км^2		
	Северное полушарие	Южное полушарие	Мировой океан
1	0,3	0,7	1,0
2	0,6	0,9	1,5
3	0,6	1,0	1,6
4	0,8	1,7	2,5
5	0,7	1,9	2,6
6	0,8	2,0	2,8
7	0,8	1,9	2,7
8	1,0	2,0	3,0
9	1,0	1,5	2,5
10	0,8	0,9	1,7
11	0,6	0,5	1,1
12	8,0	5,0	13,0
Годовой максимум площади льда	16	20	36

Летом припай почти повсеместно разрушается, льды приобретают свободу перемещения и становятся дрейфующими. Только в отдельных глубоко вдающихся в сушу заливах, закрытых бухтах и узких проливах он время от времени подвергается летнему таянию и вступает в новый цикл своего развития. Иногда это повторяется несколько лет подряд и припай становится многолетним. Такие образования можно встретить во фьордах Северной Гренландии, некоторых островах Канадского Арктического архипелага и в ряде районов антарктического побережья. Впрочем, площадь, занимаемая многолетним припаем, невелика. В Антарктике она составляет, по ориентировочным оценкам, около 17-18 тыс.км^2 (Припай..., 1977), а в Арктике, по-видимому, несколько больше, однако точных количественных данных не существует.

В районах Мирового океана, которые покрываются сезонными льдами, ледовые условия испытывают заметные межгодовые и многолетние изменения. Это проявляется в колебаниях продолжительности ледового сезона, степени развития припая, сроков начала ледообразования и таяния, возрастного состава льдов, их толщины, сплоченности и т.д. Естественно, что страны, экономика которых в какой-то мере связана с ледовитыми мо-

рями, вынуждены считаться с этими колебаниями и даже нести определенные материальные затраты на их изучение и поиск способов заблаговременного предвидения. Исследования ледового режима представляют особый интерес для стран, берега которых омывают воды Северного Ледовитого океана.

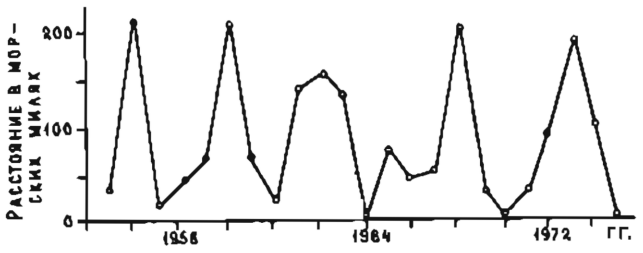


Рис.16.7. Расстояние от берега до границы плавучих льдов сплоченностью 5 баллов и более на меридиане мыса Барроу в середине сентября. По У.Хиблеру (Hibler, 1980)

Некоторое представление об изменчивости ледовых условий в окраинной зоне этого океана можно составить на основании рис.16.7. На нем показано, что в одни годы граница сплоченных морских льдов смыкается с берегом, в другие отступает от него на 400 км. Хотя поведение этой границы в каждом ледовитом районе имеет свои особенности, ей присуща и одна общая черта - большие межгодовые изменения. В результате моря то полностью очищаются ото льда, то покрыты ими на протяжении всего лета. В связи с этим большую важность приобретает прогноз ледовых условий заблаговременностью от 1-3 дней до полугода. Его физической основой служат природные закономерности, учитывающие накопление, таяние и дрейф льда. Успешность прогнозов с учетом допустимой ошибки и заблаговременности в настоящее время изменяется от 75 до 90%. Между тем практика предъявляет все более высокие требования к точности, заблаговременности этих прогнозов и расширению числа прогнозируемых элементов.

Планирование хозяйственной деятельности на длительную перспективу в районах Мирового океана, покрывающихся морскими льдами, требует знания многолетних, т.е.климатических, изменений их режима. Опыт прошлого позволяет говорить, что длительные ухудшения и улучшения ледовых условий могут заметно отразиться на экономике стран, расположенных вблизи границы полярных льдов. Достаточно вспомнить, какую важную роль сыграло улучшение ледовых условий вдоль побережья Сибири в 20-е и 30-е годы нынешнего столетия в организации регулярного плавания по Северному морскому пути.

Исторические данные о морских льдах в районе Исландии позволяют говорить о заметных вековых колебаниях в их распространении, начиная с раннего средневековья и до нашего времени. В конце прошлого и в начале нынешнего тысячелетия состояние льдов в исландских и гренландских водах было более благоприятным, чем в последующем. Именно в это время норманны заселили Исландию, открыли Гренландию и североамериканский континент, плавали в высоких широтах.

Эта эпоха сменилась длительным периодом ухудшения ледовых условий, известным в литературе как малый ледниковый период. Но и в это время открытая вода в Северо-Европейском бассейне занимала господствующее положение и распространялась на север почти до 80-й параллели; широкое водное пространство, ограниченное на востоке берегами архипелага Шпицберген, а на севере и западе кромкой плавучих льдов, на протяжении XVII и XVIII вв. было районом интенсивного китобойного промысла в арктических водах. С последней четверти XIX столетия ледовые условия вновь стали ухудшаться, кульминация наступила в 1940-е годы.

Может ли быть случайной подобная, весьма умеренная в масштабах исторического периода изменчивость ледовых условий в Арктике? В главе 13 обсуждались условия,обеспечивающие устойчивость морских льдов в современный период. Было показано, что определяющим ее фактором служит существующая структура верхнего слоя океана в полярных районах, поддерживаемая постоянным превышением осадков над испарением и притоком сюда материковых вод. Вследствие опреснения поверхностные арктическая и антарктическая водные массы, которые занимают верхние 50-150 м, имеют меньшую плотность, чем нижележащие слои, и играют роль экранов для потоков тепла снизу. Таким

образом, адвективное тепло, поступающее из более низких широт, оказывается в значительной мере изолированным и слабо участвует в энергообмене с атмосферой. С учетом того, что полярные районы Земли в течение года излучают в мировое пространство больше тепла, чем получают его от Солнца, это обстоятельство играет решающее значение для образования льда в районах распространения поверхностных арктических и антарктических вод. Морские льды образуются здесь как компенсация дефицита тепла на поверхности океана, возникающего за счет ослабления экранирующими слоями потока тепла из глубин.

Органическая связь между распространением морских льдов и поверхностных водных масс в Северной и Южной полярных областях океана проливает свет на то, почему на протяжении исторического периода изменения ледовых условий носили в общем умеренный характер. Чтобы площадь льда могла существенно измениться в ту или иную сторону, им должны предшествовать соответствующие изменения в распространении опресненной поверхностной водной массы. Последние возникают лишь при условии нарушения баланса пресных вод, сопровождающегося изменением объема опресненной поверхностной водной массы. Хотя причины этих нарушений изучены пока недостаточно, можно определенно утверждать, что наиболее важные из них связаны с глобальным перераспределением атмосферных осадков. Такие перераспределения совершаются медленно, а их направленность становится ясной лишь по прошествии длительного времени. Перераспределения атмосферных осадков по поверхности земного шара на протяжении четвертичного периода, сопровождавшиеся изменениями в распространении поверхностных арктических и антарктических вод, были вызваны такими изменениями в характере подстилающей поверхности, какие невозможны в рамках исторического периода. При этом фактором, ограничивающим масштабы временны́х изменений площади льдов в полярных районах Мирового океана, всегда оставался определенный консерватизм в развитии и географическом распространении опресненных поверхностных вод.

Совершенно очевидно, что этот фактор будет накладывать такие ограничения и в будущем. Поэтому пока нет серьезных оснований ожидать, что предстоящие многолетние изменения в распространении морских льдов на Земле, вызванные естественными причинами, выйдут за рамки, характерные для последнего тысячелетия.

Однако важная особенность современного периода - все возрастающее антропогенное воздействие на природную среду. Среди факторов этого воздействия наиболее существенно повышение концентрации двуокиси углерода в атмосфере. Если темпы потребления ископаемого топлива для промышленных нужд сохранятся и в будущем, то, как полагают специалисты, уже в 2030-2060 гг. произойдет удвоение концентрации CO_2 в атмосфере. Следствием такого развития событий станет повышение средней глобальной температуры у земной поверхности на 2-3°. При этом ожидается, что в полярных районах это повышение будет в 2,5-3 раза больше, чем в среднем для земного шара (Будыко, 1980а, 1982).

При таком повышении приземной температуры воздуха рост ее значений в полярных областях достигнет 8-10°, что вызовет очень важные изменения в состоянии морских льдов. Разогрев атмосферы будет сопровождаться сокращением площади распространения и уменьшением толщины этих льдов. Расчеты С.Манабе и Р.Стоуфера (Manabe, Stouffer, 1980) по модели общей циркуляции атмосферы показали, что морские арктические льды могут исчезнуть, если глобальная температура приземного слоя атмосферы повысится более чем на 4,4°. Расчеты состояния льдов, выполненные М.И.Будыко (1984) на основе уравнения теплового баланса, привели его к выводу, что они могут полностью растаять при повышении этой температуры до более низкого уровня, всего 2,5°.

Ожидаемое антропогенное повышение температуры земной атмосферы, как показывают расчеты по моделям, не приведет к существенным изменениям в режиме осадков (Fletcher a.o., 1973; Manabe, Wetherald, 1980). Это означает, что строение верхнего слоя океана не претерпит значительных изменений и опресненные поверхностные арктические воды будут сохраняться в середине XXI в. Волнение и поверхностные течения усилят ко-

нтрасты на границе поверхностных и атлантических вод и, по-видимому, затруднят вертикальный теплообмен.

Но при сохранении современной халинной структуры верхнего слоя океана (Захаров, 1977, 1981) растаявшие летом морские льды неизбежно должны восстанавливаться даже при более значительном, чем ожидается, разогреве атмосферы в Арктике. Лишь изменив эту структуру, т.е. удалив с поверхности опресненный слой и таким образом обеспечив беспрепятственный поток тепла из глубин океана к его поверхности, можно создать условия, препятствующие восстановлению ледяного покрова.

Итак, ожидаемое антропогенное повышение средней глобальной температуры воздуха на 2-3^{o} к середине следующего столетия не должно привести к исчезновению морских льдов в Арктике. Но оно вызовет сокращение площади их распространения, уменьшение толщины и устойчивости. Это будут льды по преимуществу однолетние и более молодые, которые в теплое время года будут вытаивать. Естественно, что деятельность человека на море в этих условиях будет меньше зависеть от морских льдов, чем в наше время.

16.3. Районирование территории бывшего СССР по распространению неблагоприятных и опасных нивально-гляциальных явлений

Возможны три типа карт районирования неблагоприятных и опасных нивально-гляциальных явлений. На картах первого типа различные территориальные сочетания подобных явлений прослеживаются путем наложения исходных карт отдельных явлений, которые затем изображаются в упрощенных показателях. В I-м томе Атласа подобные карты помещены на с.327 и 328, они характеризуют стихийные снежно-ледовые явления в Северном полушарии и на территории бывшего СССР. На карте полушария оказалось возможным показать лишь районы с разным сочетанием опасностей снежных заносов, лавин, селей, наледей, заторов на реках, подвижек ледников, а на карте бывшего СССР также изображены районы с различным сочетанием этих опасностей, в контуры районов вписаны цифровые индексы, характеризующие степень опасности (высокую, среднюю, низкую) каждого из стихийных явлений. Практическая ценность этих карт состоит в указании границ территорий, где для проектирования той или иной хозяйственной деятельности нужны заблаговременные оценки опасности нивально-гляциальных явлений.

На картах второго типа различные территориальные сочетания природных условий изображены в экономических показателях для конкретных видов хозяйственной деятельности (поскольку разные ее виды чувствительны к разным группам природных условий). Примером таких карт служат карта удорожания строительства на территории СССР, составленная Ю.С.Кожуховым (1981) и серия карт Севера СССР С.А.Ракиты (1983) . Ю.С.Кожуховым учтены 12 природных факторов, удорожающих градостроительство, и среди них опасности, связанные с ледниками и вечной мерзлотой, а также лавинная и селевая. Вместо условных баллов в сводной оценке используются показатели удорожания, подсчитанные на основе нормативных документов Госстроя СССР и экономико-статистических справочных материалов. Таких материалов пока немного и не все природные факторы удорожания могут быть по ним квалифицированы с желаемой точностью. Поэтому результаты Ю.С.Кожухова имеют ориентировочный характер. Но они указывают эффективный путь инженерно-географического районирования.

Более детальная работа примерно для половины территории СССР выполнена С.А.Ракитой. Он учел более 30 инженерно-климатических, инженерно-гидрологических, инженерно-геологических и инженерно-гляциологических факторов, сгруппированных по их влиянию на стоимость строительства автодорог и поселений и себестоимость автомобильных перевозок. В числе этих факторов - снеговые нагрузки, снегозаносимость, толщина снежного покрова, продолжительность ледостава на реках, мерзлотные условия, опасность наледей, лавин и селей, т.е. все, кроме опасности ледяных заторов на реках, неблагоприятные нивально-гляциальные явления, а также сумма температур ниже 0^{o}C, потенциал охлаждения тела человека, отапливаемых сооружений, двигателей внутреннего сго-

рания, индекс хладоломкости металлов и многие другие показатели, по числу которых это районирование далеко опережает все прочие. Исключительно велик и объем использованных С.А.Ракитой экономико-статистических сведений.

Итог обобщения всех этих данных представлен в виде серии карт, среди которых карты удорожания строительства автодорог, себестоимости автоперевозок, градостроительства, а также карта транспортно-географического районирования Севера, показывающая территории, где наиболее эффективны автоперевозки по постоянным или зимним дорогам, воздушные перевозки или же использование аппаратов на воздушной подушке. Одна из этих карт воспроизводится на рис.16.8. С.А.Ракита использовал оценки нивально-гляциальных явлений, составленные до 1982 г. Карты, подготовленные для настоящего Атласа, существенно более точны и детальны.

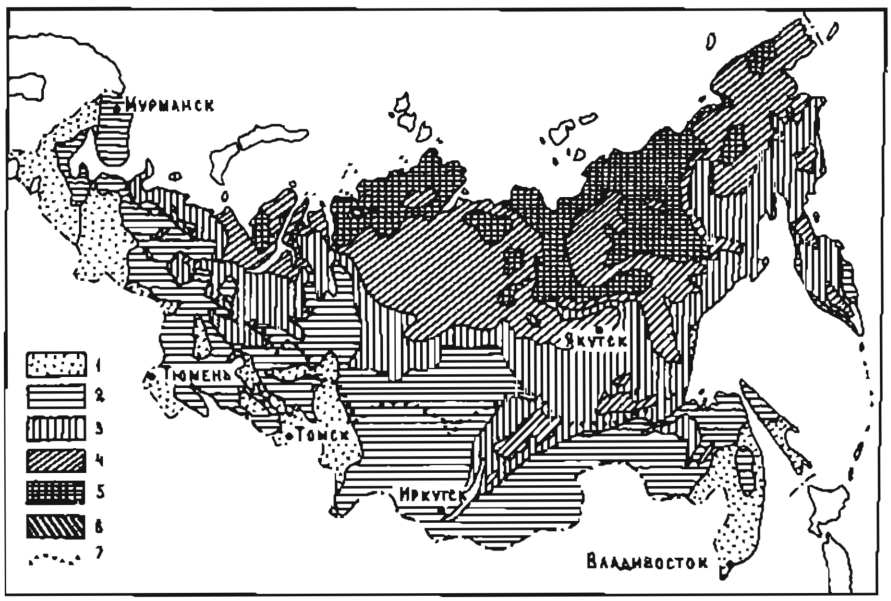


Рис.16.8. Влияние природных факторов Севера на стоимость гражданского строительства по С.А.Раките, 1983 . Удорожание в процентах от нормы: 1 - 20-50, 2 - 51-100, 3 - 101-150, 4 - 151-200, 5 - 201-250, 6 - более 250, 7 - граница Крайнего Севера

Как бы ни были хороши карты, отражающие природные условия в экономических показателях, едва ли можно призывать заниматься впредь районированием только на такой основе. Ведь сбор экономико-статистических сведений представляет не всегда легкую задачу, особенно в отношении стоимости защиты от редких явлений. Поэтому полезен третий тип карт районирования, сочетающий некоторые черты первого и второго, когда в натурных показателях изображаются территориальные сочетания снежно-ледовых условий, имеющих значение для конкретных видов хозяйственной деятельности человека. На таких картах могут, например, характеризоваться снежно-ледовые условия эксплуатации наземных дорог, условия градостроительства и т.п.

Наибольшее практическое значение имеют карты отдельных неблагоприятных нивально-гляциальных явлений с возможно более полными их характеристиками, знание которых необходимо для выбора и оценки стоимости защитных мероприятий. Именно такие карты помещены в I-м томе Атласа. Карты отдельных нивально-гляциальных явлений составляются на генетической основе, карты районирования - и на генетической, и на физико-географической основах. Для карт отдельных явлений это естественно,для карт районирования - недостаточно, так как потребители этих карт оперируют обычно категориями природно-хозяйственного районирования. Следовательно, инженерно-географическое, в том числе и инженерно-гляциологическое районирование желательно перевести на основу природно-хозяйственного, пример которого содержится в работе Ю.Г.Саушкина (1980).

Задачи дальнейших исследований. Содержание этой главы убеждает в том, что проблема совершенствования защиты от неблагоприятных и опасных нивально-гляциальных явлений исключительно актуальна и со временем обостряется. Исследования подобных явлений должны быть направлены на оптимизацию методов защиты от них - предотвращение непредвиденного ущерба и посильное снижение стоимости защиты при одновременном повышении ее надежности. Для этого требуется заняться тем, чем гляциологи ранее не занимались: сбором и анализом экономико-статистической информации об ущербе от опасных явлений и эффективности защитных мероприятий.

Другая проблема - уточнение методов оценки и прогноза опасных явлений. Здесь видны три задачи общего характера. Первая - устранение пробелов в исследованиях условий и режима опасных нивально-гляциальных явлений. Пробелов, к сожалению, еще довольно много. В качестве примеров можно назвать прогноз места и времени подвижек горных ледников, лахаров и ледяных обвалов, схода водоснежных потоков. Сползание снежного покрова по склонам в некоторых местах причиняет существенные разрушения, но пока это явление не привлекло внимания ученых.

Вторая задача - разработка методов переноса количественных оценок и оперативного прогноза опасных нивально-гляциальных явлений для хорошо изученных на неизученные районы. Достаточно надежные для практических решений выводы о показателях нивально-гляциальных явлений получают путем прямых, часто многолетних исследований. На каждом новом участке их приходится начинать заново, тратить на них средства и время. Пока не был достигнут определенный объем знаний, такой путь был единственно возможным. Теперь, по крайней мере в отношении отдельных явлений, и достаточно подобрать к неизученному району (объекту, синоптической ситуации) хорошо изученный аналог. Теоретическая основа подбора аналогов может быть разной. Например, для подземных льдов ею должна быть детальная теория их генезиса, обзорный очерк факторов и истории их образования, а для снежных лавин - система количественных корреляций показателей лавинной опасности с региональными и локальными показателями климата и рельефа.

Третья задача - долгосрочный прогноз изменений нивально-гляциальных явлений. Они могут быть местными, антропогенными или же общими, климатогенными. Антропогенные изменения подземных льдов, наледей весьма неблагоприятны, сравнительно скоротечны и хорошо заметны. Они возникают почти при всякой хозяйственной деятельности и поэтому давно привлекли внимание. Прогноз антропогенных изменений этих явлений стал обязательным элементом инженерно-геологических и гидрогеологических изысканий.

Оценка снегозаносимости представляет долгосрочный прогноз взаимодействия снеговетровых потоков с искусственными сооружениями. В связи со строительством водохранилищ быстро развивается прогнозирование вызываемых ими изменений ледовых условий на реках. В решении этих, как и других проблем, ныне достигнуты значительные успехи.

Проблема климатогенных изменений опасности нивально-гляциальных явлений обнаружилась лишь после того, как в 70-х годах появились опасения быстрого и существенного техногенного потепления климата. Большую известность получило предположение о возможном распаде Западноантарктического ледникового покрова, грозящем повышением уровня океана и соответствующими бедствиями в прибрежных районах.

Для разработки долгосрочного прогноза климатогенных изменений нивально-гляциальных явлений необходимы два направления исследований: получение надежного, достаточно детального прогноза климата и построение количественных зависимостей показателей нивально-гляциальных явлений от прогнозируемых климатических показателей. Первый вопрос в компетенции климатологов, второй - гляциологов. В качестве климатических факторов тех или иных явлений в разных сочетаниях выступают следующие показатели: средние многолетние и экстремальные месячные суммы осадков и средние месячные температуры воздуха; число дней с экстремальной интенсивностью осадков; экстремальные де-

кадные суммы температур; средние многолетние и экстремальные средние месячные скорости и продолжительности ветра. Зная величины названных показателей, по соответствующим статистическим зависимостям можно определять значения снеговых нагрузок, снегопереноса при метелях, повторяемости лавин, продолжительности лавиноопасного периода, ледостава на реках и т.п.

Следовательно, для разработки прогноза климатогенных изменений нивально-гляциальных явлений требуется найти корреляции названных выше метеорологических показателей с прогнозируемыми показателями климата, а также найти или уточнить корреляции тех же факторов и показателей гляциологических процессов. Установление этих количественных зависимостей полезно и для развития теории районов-аналогов.

В научно-методическом отношении очень важно разработать единую общесоюзную целевую программу исследований всех, в том числе неблагоприятных и опасных нивально-гляциальных явлений; выбрать места для длительных стационарных исследований; целенаправленно и сбалансированно развивать аэрокосмические и наземные, в первую очередь автоматизированные методы исследований, математическое и физическое моделирование; организовать централизованный сбор, хранение, обработку и распространение данных, включая материалы ранее выполненных наземных и воздушных стереофотограмметрических съемок.

Все это - задачи отнюдь не простые, но они остры и несомненно заслуживают первостепенного внимания.

Глава 17. ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ И ПРОГНОЗ СОСТОЯНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

17.1. Методы индикации по составу и свойствам льда

Изотопный состав льда. В состав молекул воды, а следовательно, и льда, входят стабильные изотопы ^{2}H, ^{17}O и ^{18}O, содержание которых по отношению к наиболее распространенным изотопам ^{1}H и ^{16}O составляет: ^{2}H - $1{,}38\cdot10^{-4}$, ^{17}O - $4{,}2\cdot10^{-4}$ и ^{18}O - $19{,}8\cdot10^{-4}$. Содержание стабильных изотопов водорода и кислорода во льду испытывает временны́е и пространственные вариации под влиянием условий окружающей среды, главным образом - сезонных и долгопериодических колебаний температуры воздуха, связанных с изменениями климата. Географическим выражением температурной зависимости вариаций стабильных изотопов служат широтный, высотный и континентальный эффекты: с увеличением широты, абсолютной высоты и расстояния от источника влаги изотопный состав снега и льда становится более легким. Долгопериодические изменения содержания стабильных изотопов в ледниках могут быть использованы для изучения прошлого природной среды.

В ледниковом льду всегда присутствуют естественные радиоактивные изотопы: тритий ^{3}H входит в состав молекул воды, ряд элементов содержится в составе газов, в частицах и растворимых примесях.

Некоторые изотопы перспективны для определения абсолютного возраста льда: для этого уже успешно применяются ^{210}Pb, ^{32}Si, ^{14}C. В верхней части фирново-ледяной толщи распространены искусственные радиоактивные изотопы, образовавшиеся при термоядерных взрывах. Главные среди них - ^{3}H, ^{90}Sr и ^{137}Cs. Их используют для выделения в ледниковой толще реперных горизонтов повышенной радиоактивности, связанных с термоядерными испытаниями в атмосфере, с целью вычисления скорости аккумуляции за последние 30 лет.

Текстура, структура и плотность льда. В холодных ледниках текстура ледникового льда - особенности расположения и соотношения отдельных участков или слоев, характеризующих степень неоднородности ледниковой толщи - обусловлена главным образом не различимыми визуально вариациями удельного содержания и размеров воздушных включений и отчасти наличием тонких, размером в доли миллиметра, прослоев малопузырчатого льда - радиационных корок. Сезонные и длиннопериодные вариации температуры во-

здуха и скорости осадконакопления отражаются в количестве защемленного во льду воздуха и текстуре льда.Образование радиационных корок также связано с климатическими условиями - уровнем солнечной радиации, прозрачностью атмосферы, дефляцией снега и другими процессами на поверхности. Текстурные особенности льда полярных ледников слабо отражаются на плотности отдельных слоев льда.Кристаллическая структура льда - размеры, форма и ориентировка осей - на этих ледниках зависит, с одной стороны, от климатических условий, а с другой, от температуры и напряжений в ледниковой толще. Поскольку температура приповерхностной толщи таких ледников зависит от температуры воздуха над ними, то размер, а точнее скорость роста кристаллов отражает климатические условия.

На субполярных и умеренных ледниках повышение температуры воздуха летом приводит к таянию. При этом наряду с перекристаллизацией здесь в порах фирна и снега замерзает вода. Толща таких ледников имеет ярко выраженные текстурные и плотностные неоднородности.Интенсивность таяния и температура ледниковой толщи в слое инфильтрации связаны с температурой воздуха разных сезонов, скоростью аккумуляции и определяют тип льдообразования, текстуру, структуру и плотность льда. Выделение сезонных и длиннопериодных вариаций характеристик климата требует статистического анализа отмеченных параметров в вертикальных разрезах ледниковых толщ.

Температура и скорость намерзания (таяния) льда в Антарктиде. Температурное состояние ледникового покрова Антарктиды и тепловой режим у ложа можно рассчитать при наличии достаточного количества исходных данных о толщине ледника, скорости и характере его движения, условиях аккумуляции-абляции у поверхности и температуре поверхностного слоя. В настоящее время в центральной части наземного ледникового покрова Антарктиды температурный профиль для всей его толщи известен лишь в районе станции Бёрд и до глубины 2500 м в районе станции Восток. Краевая область ледникового покрова наземной Антарктиды характеризуется данными о температуре ледника в районе станций Мирный и Новолазаревская, а о режиме шельфовых ледников можно судить по температурным данным, полученным в толще ледников Росса,Шеклтона, Модхейм, Эймери.

Граница распространения слабого подледного таяния рассчитывается исходя из величины геотермического потока тепла в Восточной Антарктиде, равной $8{,}7 \cdot 10^{-4}$ Дж/(с·м^2). Пояс слабого подледникового намерзания по периферии областей слабого таяния в Центральной Антарктиде построен на основе предположения о том, что в нем выделяется дополнительное тепло, образуемое повторным намерзанием со скоростью 0,1 см/год. Каналы стока подледниковой воды из Центральной Антарктиды в окраинные моря приурочены к выводным ледникам.

Области распространения вечной мерзлоты в Антарктиде соответствуют районам, где температура льда у ложа с учетом выделения тепла при повторном намерзании ниже температуры замерзания воды. Геотермическая ступень в коренных породах принимается равной 1°C на каждые 25 м глубины. Области под выводными ледниками,очевидно, находятся в условиях интенсивного донного таяния. Шельфовые ледники разделяются на две зоны: таяния в краевой части и намерзания в тыловых частях. Область таяния также разделена на два пояса: прилегающий к мористому краю пояс интенсивного таяния и область слабого таяния, простирающаяся на расстояние до 200 км от края. Еще дальше от него начинается слабое намерзание снизу. Однако в местах поступления в тыловые части шельфовых ледников пресной талой воды из-под наземного ледникового покрова формируются области интенсивного намерзания, обусловленного охлаждением пресной воды холодной и соленой водой подледниковых морей.

Анализ уравнения переноса тепла в толще квазистационарного покрова показал, что в Центральной Антарктиде существуют обширные районы, где температура у ложа ледникового покрова равна температуре плавления льда и идет непрерывное таяние со скоростью 0,2-0,3 см/год (см. с.314-315 I-го тома Атласа). Эта вода в виде срав-

нительно тонкой пленки выдавливается, по-видимому, по направлению к краям ледникового покрова.Здесь она снова намерзает на нижнюю поверхность ледника и дальше двигается вместе с ним в виде слоя льда водного происхождения. Лишь в отдельных углублениях подледного ложа она может скапливаться, создавая озера у границы льда с подстилающей породой.

Бурение ледникового покрова в западной части Центральной Антарктиды показало, что у ложа имеется слой воды, толщина которого не менее нескольких сантиметров.При анализе радиолокационных отражений от дна ледникового покрова в ряде мест Центральной Антарктиды выявлены подледные озера с толщиной слоя воды не менее нескольких метров и размером порядка километров. Эти озера расположены в тех областях, где,исходя из теоретического анализа теплового режима, существует подледниковое таяние.

Таким образом, путем численного моделирования на ЭВМ процесса переноса тепла в ледниковом покрове Антарктиды, находящемся в квазистационарном состоянии, получены изолинии температур льда у ложа и скорости подледникового таяния на основе фактических данных о высотах ледникового покрова, его толще, скорости аккумуляции и температуре у поверхности, и для различных значений геотермического потока в Западной и Восточной Антарктиде. На основе этого моделирования при высоких значениях геотермического потока, обнаруженных наблюдениями, выделяются области подледникового таяния как в центральной, так и краевой зоне Антарктического ледникового покрова (Зотиков, 1977, 1982).

Растекание наземного ледникового покрова происходит с тенденцией к дифференциации в краевых областях: быстрое движение к краю выводных ледников сочетается с медленно двигающимся льдом на недифференцированных участках ледникового покрова. Тепловые эффекты движения выводных ледников велики, у их ложа, по-видимому, идет таяние со скоростью около 10-15 см/год.

Теплофизический анализ характера измеренных в скважинах изменений температуры в толще шельфовых ледников показал, что у их края идет таяние поверхности со скоростью 60-80 см/год. В то же время, судя по данным о соотношении стабильных изотопов кислорода в толще шельфового ледника Эймери, его центральная часть сложена намерзшим снизу льдом, причем скорость намерзания около 30 см/год. Под шельфовый ледник Эймери поступает большое количество пресной талой воды из-под окрестного ледникового покрова.

Аналогичные результаты получены и на других шельфовых ледниках. Так, судя по данным об изменении температуры льда с глубиной, под ледником Кеттлиц лед намерзает со скоростью около 100 см/год. В центре шельфового ледника Росса на расстоянии 500 км от его мористого края намерзает 3-4 см льда за год.

Таким образом, теплофизический анализ изменения теплообмена нижней поверхности шельфового ледника с морской водой выделяет краевую область шельфового ледника,где идет интенсивное таяние. Его скорость резко уменьшается от 80-100 см/год у края шельфового ледника до 10 см/год на расстоянии 40-60 км от края. Более удаленная от края область простирается на расстояние до 200 км и характеризуется уменьшением таяния до средней для этой зоны величины, близкой к 2-3 см/год. В тыловой части этой зоны нет ни таяния, ни намерзания. Далее, к тылу шельфовых ледников простирается область слабого намерзания, достигающего 2-3 см/год в 500-600 км от края.

Химические, минеральные и газовые примеси во льду. Химический состав льда формируется под влиянием климатических, вулканических, космических, почвенно-геологических, биологических, физических и антропогенных процессов. В этот состав входят макро- и микроэлементы. Основные макроэлементы морского происхождения - ионы Cl^-, Na^+, K^+, SO_4^{2-}, Mg^{2+}, континентального - Fe, Al, Ca, Mn. Присутствие в снежно-ледяной толще микроэлементов в значительной мере связано с антропогенным влиянием.

Химический состав горных ледников резко изменяется во времени и пространстве вследствие чередования таяния и намерзания в фирново-ледяной толще, контакта с мо-

ренным материалом и горными породами, близости других локальных источников загрязнений. Минерализация теплых ледников зависит от типа льдообразования в области питания - она понижается с усилением таяния и роли инфильтрации в льдообразовании. В холодных ледниках концентрация примесей зависит главным образом от интенсивности их выпадения и скорости аккумуляции снега: с уменьшением последней содержание ионов возрастает.

Микрочастицы, присутствующие во льду, имеют континентальное,вулканическое,морское, космическое и антропогенное происхождение. Выпадение микрочастиц на ледники обычно носит сезонный характер, что объясняется режимом атмосферной циркуляции и приводит к возникновению и сезонных, и годовых их циклов в ледниковой толще. Обнаружено повышенное содержание нерастворимых микрочастиц в позднеплейстоценовом льду, что связано с уменьшением в это время скорости аккумуляции, сокращением размеров кристаллов льда, повышением концентрации пыли в атмосфере, усилением циркуляции последней. Указанные закономерности формирования химического состава ледников могут быть использованы для индикации льдообразования и миграции воды в ледниках и химического состава атмосферы.

В процессе льдообразования лед захватывает газы. Воздушные включения в ледниках, подвергшихся частичному таянию, обеднены газами в порядке их растворимости: $CO_2 > Ar > O_2 > N_2$. Поскольку растворимость двуокиси углерода в воде во много раз больше, чем кислорода, появление воды и последующее ее замерзание ведет к значительному увеличению содержания двуокиси углерода во включенном в лед воздухе.

Если таяние отсутствует, то благодаря малой миграции газов во льду годовые включения относительно хорошо сохраняются в высокополярных ледниках,поэтому в глубине ледниковой толщи Антарктиды и Гренландии можно обнаружить древнюю атмосферу. Установлено почти вдвое меньшее по сравнению с современным содержание двуокиси углерода и метана во льду позднего плейстоцена и, наоборот, несколько повышенное содержание этих газов во льду, отложенном в голоцене.

17.2. Методы индикации по структуре,морфологии и режиму элементов нивально-гляциальных систем

Индикация климатических условий по типу и элементам нивально-гляциальных систем. Основные характеристики климата могут быть восстановлены для прошлых эпох или неизученных территорий по набору гляциальных объектов, составляющих нивально-гляциальные системы в той или иной местности. Так, граница распространения подземных льдов индицирует среднюю годовую температуру воздуха около $-1^{\circ}C$ и может быть использована для уточнения рисовки изотерм для сложных по условиям рельефа и с редкой сетью станций Восточной Сибири и Монголии. Присутствие наледей и вечной мерзлоты в горных районах свидетельствует о достаточно холодной зиме и малом снежном покрове и т.д. Сопоставление распространения этих элементов с гляциоклиматическими и снежными картами позволяет уточнить области, в которых возможно существование тех или других элементов нивально-гляциальных систем.

На графиках распределения площади ледников по экспозициям хорошо отражаются условия их питания и направления переноса влаги. Например, распределение по экспозициям ледников Камчатки указывает на участие в их питании влаги из Охотского моря, что недостаточно выявляет поле изолиний аккумуляции. Подобный анализ легко выполнить для любых ледниковых систем.

Индикация осадков, снежного покрова и талого стока по полям аккумуляции на ледниках. Поля аккумуляции на высоте границы питания ледников используются для индикации твердых осадков на этом уровне. Для этого величина аккумуляции делится на коэффициент концентрации снега на ледниках, зависящий от преобладающего морфологического типа и размеров ледников. На поверхности выпуклых ледников - куполов и плоских вершин - преобладает снос снега, а коэффициент концентрации меньше единицы (от

0,7 до 1,0). В ледниках, занимающих понижения, коэффициент лежит в пределах 1,0-2,0 (типичные величины: 1,2 для висячих и крупных долинных ледников, 1,4 для простых долинных, 1,6 для каровых ледников).Упрощенно величина твердых осадков для горных ледниковых систем может быть получена делением аккумуляции на средний коэффициент концентрации, равный 1,4. Для перехода от расчетных твердых осадков к суммарным осадкам добавляются жидкие, определенные экстраполяцией высотной зависимости их доли от высоты.

Карты осадков на высоте границы питания дают существенно новую информацию, используемую, в частности, для оценки снегозапасов и лавинной опасности. Полученные поля суммарных осадков, снегозапасов и лавинной опасности можно использовать при построении карт осадков на горные системы в целом. С этой целью можно получать дополнительные точки у ледников для пространственной плановой интерпретации,либо дополнительные экстремальные точки для расчета высотных зависимостей.

Величина суммарного стока может быть получена перемножением суммарных осадков, определенных при помощи гляциологической индикации, на коэффициент стока. Последний в гляциальной зоне вне ледников, судя по полевым данным, можно принять равным 0,85. Коэффициент стока с ледниковой поверхности можно принять за единицу,тогда величина ледникового стока определяется непосредственно по карте аккумуляции на высоте границы питания ледников. На этой высоте как осадки, так и аккумуляция близки к средним для всей площади ледника. Полученные таким образом величины стока в ледниковой зоне можно затем использовать для построения карт стока со всей горной территории. Их также можно принять в качестве дополнительных точек на высотных зависимостях стока. Для отдельных районов такие зависимости могут быть получены лишь по ледниковой точке с соблюдением подобия кривых, обеспеченных гидрологическими наблюдениями на более низких уровнях.

Индикация влагопереноса по гляциологическим полям. Подъем воздушных масс перед горами и над ними приводит к усилению выпадения осадков: их тем больше, чем выше влагосодержание воздуха. Естественно предположить, что градиенты осадков, а вследствие этого и аккумуляции, направлены навстречу потокам влаги. С учетом такого предположения становится возможным по направлению градиентов аккумуляции судить об источниках питания систем и о направлении переноса влаги в атмосфере.

Анализ полей аккумуляции позволяет утверждать, что восточная граница питания атлантической влагой в Евразии проходит по водоразделу рек Яны и Индигирки, хребтам Скалистому и Атте-Дабану. Далее на юге она располагается восточнее Кодара, идет через Монголию в восточную часть Тибета и огибает с запада Гималаи. Границы влияния океанов не совпадают с границами влагопереноса в атмосфере, так как выпадение осадков не пропорционально свободному переносу влаги.

Указанное положение раздела зон влияния океанов находит подтверждение в данных о распределении по экспозициям ледников и снежников среднегорья. Снежники и относительно небольшие горные ледники располагаются, как правило, на подветренных склонах и смена их ориентировки свидетельствует о смене направления преобладающих осадконесущих ветров. На небольших ледниковых покровах, наоборот, выводные ледники обращены навстречу влагонесущим ветрам, от которых они получают питание.

Мезомасштабные особенности поля аккумуляции служат индикаторами поведения воздушных потоков в условиях сложной орографии либо при встрече с возвышенностями или островами над ровными низменностями или морем. Детальный анализ подобных закономерностей выполнен для Памиро-Алая (Оледенение Памиро-Алая, 1993).

17.3 Методы индикации по геологическим следам снега и льда

Индикация изменений климата по положению датированных морен. Изучение размаха и направленности колебаний ледников дает представление об изменениях климата. Конкретные связи между этими изменениями и колебаниями ледников весьма сложны. Однако известно, что благоприятные гляциоклиматические условия (обильные снегопады,затяж-

ные периоды аккумуляции, короткие периоды абляции, холодные зимы или прохладные летние сезоны с частыми снегопадами могут вызвать наступание концов ледников или переход от отступания к условиям стационарности. При неблагоприятных гляциоклиматических условиях ледники отступают. Установив время ледниковых подвижек или отступаний, мы получаем данные о климатических изменениях прошлого, которые, однако, можно подразделить только на благоприятные и неблагоприятные для развития оледенения. Конкретизировать эти изменения по колебаниям концов ледников не представляется возможным, хотя широко признается, что наступания ледников связаны в основном с похолоданием. Определенный ответ может быть получен при привлечении других косвенных, но независимых признаков изменений климата: дендрохронологических, палинологических и пр.

При наступании или стационарном состоянии ледники формируют морены. Определив возраст конечных морен, можно восстановить время и периодичность климатических изменений. Известно, в частности, что общее похолодание климата, происходившее в XIII-XIX вв., совпало с повсеместным наступанием ледников. Серии разновозрастных морен в ледниковых долинах горных стран Евразии и Северной Америки позволили выяснить, что это похолодание неоднократно прерывалось периодами потепления. Время и периодичность похолоданий можно установить с помощью методов абсолютного датирования моренных гряд - лихенометрического и радиоуглеродного. С их помощью было выяснено, что, например, на Центральном Кавказе этапы сильной активизации ледников приходились на конец XIII - начало XIV в., конец XV в., концы XVII и XVIII вв., середину и конец XIX в., начало и и середину XX в. Однако общие гляциоклиматические условия за весь интервал времени с XIII по XIX в. были неблагоприятны для ледников, так как несмотря на периодические их подвижки наблюдалось общее сокращение оледенения Кавказа. Результаты, полученные на Кавказе, хорошо соответствуют данным о колебаниях ледников Альп, Норвегии, Исландии и Северной Америки. Таким образом, ледники на Кавказе изменялись аналогично тому, как это установлено для основных ледниковых областей Европы и Северной Америки. Подобные изменения, следовательно, были вызваны изменениями климата, проявившимися в масштабах всего Северного полушария.

Интегральной климатической характеристикой, получаемой по формам ледниковой эрозии и аккумуляции, служит положение границы питания ледников. Если имеются несколько разновозрастных комплексов таких форм, например лестницы разновозрастных каров, системы датированных стадиальных моренных поясов и т.д., то граница питания определяется для каждого из них.

В горах наиболее обычный способ определения высот границы питания - по карам и коротким ледниковым долинам, к которым применимы методы Гефера, Варданянца и некоторые другие. На равнинах положение краевых ледниковых образований - конечных морен, флювиогляциальных дельт, туннельных долин и пр. - позволяет сначала реконструировать форму ледниковых покровов, а затем определить и границу питания; одной из исходных характеристик при этом служит палеотемпература у ледникового края. Данные по составу и текстурам ледниковых отложений равнин позволяют оценить температурные условия на контакте древнего ледникового покрова с ложем: наличие следов воздействия воды говорит о температурах таяния, обилие чешуйчатых гляциодислокаций - о подледной мерзлоте. В океане наличие таких подводных форм ледниковой эрозии, как желоба-троги гляциальных шельфов, а также следов аккумуляции (моренных банок), полей распространения ледниково-морских (айсберговых) осадков, полей аккумуляции диатомовых и диатомово-радиоляриевых илов с холодолюбивыми родами планктонных организмов (Globigerina pachyderma Ehr., Nitzchia и др.) дают возможность реконструировать поля древних покровных оледенений, шельфовых ледников, обилия айсбергов, распространения морских льдов, а, следовательно, и разные климатические области и зоны.

Индикация изменений климата по нивальным формам рельефа. Степень воздействия снежников на подстилающую поверхность зависит от характера рельефа, времени существования и толщины снега в снежнике, состава подстилающих горных пород.

Наиболее информативны для изменений климата снежники в зоне перехода их от сезонных форм к снежникам-перелеткам. В настоящее время снежники-перелетки распространены в районах, где продолжительность залегания снежного покрова более 260 дней в году; согласно картам продолжительности залегания снежного покрова в I-м томе Атласа - это равнинная территория, лежащая в основном севернее 70° с.ш., и горы.

Индикация изменений климата по нивальным формам рельефа возможна, так как имеется цепочка связей: климат -- снежник -- рельеф. Воздействие климата на снежник возможно путем изменения количества твердых осадков или летней температуры воздуха. Изменение взаимодействия в системе снежник -- рельеф в этом случае происходит следующим образом. Об увеличении твердых осадков свидетельствует наличие снежников-перелетков при отсутствии выработанных нивальных форм - ниш, каров, террас,отсутствие роста нагорных террас, поскольку они формируются только сезонными снежниками, а при снежниках-перелетках консервируются, развитие снежников на структурных уступах в карбонатных породах при отсутствии значительных карстовых полостей коррозионно-нивального происхождения. Уменьшение осадков индицируют пустые нивальные формы или снежники, занимающие только часть нивальных форм, на стенках которых заметен уровень прежних снежников (например, отсутствие лишайников до определенного уровня на стенках), а также отсутствие снежников на структурных уступах в карбонатных породах при наличии значительных карстовых полостей коррозионно-нивального происхождения. Об изменении направления влагопереноса можно говорить в том случае, когда при наличии нивальных форм на склонах определенной экспозиции в настоящее время снежники формируются на склонах другой экспозиции.

Индикация орографических и геологических структур. Анализ пространственных структур гляциосистем, базирующихся на двух главных генетических показателях - общеклиматической характеристике и рельефе рассматриваемой страны, дает возможность достаточно четко оценить ее орографическое строение, а следовательно, и важнейшие геолого-тектонические особенности. Такой подход позволяет совершенствовать наши представления о малоизученных районах современного оледенения по аэрокосмической и картографической информации или реконструировать рельеф прошлого по следам древнего оледенения.

При учете фоновых климатических данных роль индикаторов орографии и геологических структур такого района играют масштабы и пространственная дифференциация скоплений снежно-ледяных масс, ориентация и геометрия каналов стока льда,форма и преобладающая типология ледников, т.е. элементы, определяющие размещение основных горных поднятий страны, направления хребтов и долин, их рисунок и структурные особенности.

Интегральным показателем связи морфометрических характеристик местности со структурой ледниковой системы служит степень оледенения. Анализ подобных корреляционных зависимостей для горно-ледниковых районов Средней Азии показал, что ведущими факторами формирования оледенения здесь служат гипсометрическое положение местности, глубина врезов долин и специфика проявлений разрывной тектоники, включающей новейшие блоково-глыбовые поднятия. Все эти орографические элементы ярко фиксируются строением самой ледниковой системы. Так, в Центральном Памире долины ледников Федченко, Грумм-Гржимайло, Гармо приурочены к зонам тектонических разломов, а резкие изгибы долин связаны с узлами их пересечения. Здесь отчетливо выделяется мощное оледенение поперечных зон поднятий (хребты Академии Наук, Зулумарт, Кызкурган).

Не менее перспективен и анализ расчетных гляциологических полей аккумуляции-абляции на высоте границы питания или полей самой высоты границы питания ледников. Рисунок их изолиний надежно выявляет направления основных долин и степень сплошности орографических препятствий на пути влагонесущих воздушных потоков, а также зоны перевальных прорывов через хребты - по аномалиям аккумуляции (Рототаева, 1979).

Отражение тектоники территории и ее конкретных пространственных проявлений фиксируется конфигурацией ледников, этажностью их структур, наличием обвально-ледниковых явлений. При высокой степени оледенения наличие крупных дендритовых ледников и множественных срединных морен свидетельствует о высокой расчлененности рельефа и сложном рисунке орографии района.

Крупные геологические структуры также нередко индицируются конфигурацией ледников. Например, расположение главного ствола сложно-долинного ледника вкрест простирания пород (по тектоническому разлому) предполагает, как правило, наличие серии перпендикулярных к нему основных притоков, тогда как ориентация по простиранию обычно формирует систему согласных по направлению составляющих, сходящихся под малыми углами. Оледенение же, характеризующееся сочетанием обширных платообразных областей аккумуляции и их плавным переходом к пологим широким языкам, служит показателем малой расчлененности рельефа, сравнительно простой орографии и тектонической стабильности территории.

О литологии, стратиграфии, степени тектонических деформаций и денудационном разрушении пород района достаточно полное представление дает картина формирования и типологии ледниковых морен - их обилие, гранулометрия, петрография и трассы выноса. Их непосредственный анализ позволяет с достаточной достоверностью определить геологические характеристики труднодоступных высотных зон и нередко дает важные поисковые критерии в руки геологической разведки.

17.4. Прогноз изменений гляциосферы Земли

Реконструкция палеотемператур воздуха и баланса массы льда за тысячелетия, основанная на изотопно-кислородном анализе ледяного керна из скважин на больших ледниковых покровах, позволяет продлить ряды инструментальных метеонаблюдений. Например, изучение гренландского керна показало, что за последние 800 лет имело место 10 циклов изменений соотношения $^{18}O/^{16}O$, соответствующих флуктуациям температур на 75-80° с.ш. с размахом в 1,7° (Гросвальд, Котляков, 1978).

"Теплые сценарии". Многие климатологи предполагают, что на естественные тренды и ритмы уже сейчас накладывается сильное антропогенное потепление, связанное с парниковым эффектом CO_2, накапливающегося в атмосфере в результате сжигания минерального топлива. Ожидают, что к 20-м годам XXI в. средняя температура приземного слоя атмосферы повысится на 2°, а к концу этого века - на 4°.

Изменения ледников в первой четверти XXI в. при глобальном потеплении в разных районах будут неодинаковыми. В горных странах умеренных широт Евразии, согласно климатическому прогнозу, температуры лета останутся примерно на современном уровне, а сильное потепление зим уравновесится ростом осадков, так что ледники принципиально не изменятся. В то же время в Арктике, где и зимние и летние температуры возрастут на 10-15°, резко усилится абляция ледников, и арктические ледниковые купола могут исчезнуть за несколько десятилетий. В Гренландии граница питания поднимется на 250-650 м, и площадь абляции почти удвоится, в результате Гренландский ледниковый покров будет снижаться ежегодно на 0,5-0,7 м.

Ледниковый покров Восточной Антарктиды, слишком холодный, чтобы на него повлияло повышение температуры на 7-10°, в общем останется без изменений. Однако шельфовые ледники у его берегов либо исчезнут, либо сильно деградируют. Наибольшие изменения может претерпеть "морской" ледниковый щит Западной Антарктиды. Здесь также станут быстро исчезать крупнейшие шельфовые ледники Росса и Фильхнера-Ронне. В результате нарушится динамическая устойчивость ледникового покрова, ложе которого находится ниже уровня моря, и сам он начнет катастрофически распадаться, сбрасывая лед в океан. В результате этого уровень океана повысится на 5,5 м, что создаст серьезную угрозу для низменных побережий материков, а конфигурация Антарктиды резко изменится - она станет аналогичной той, какой, вероятно, была в последнюю межледниковую эпоху.

В случае, если сильное потепление сохранится на тысячелетие, на земном шаре могут растаять все ледники, и тогда мир обретет облик, показанный на с.50 I-го тома Атласа.

Холодный сценарий. Развитие событий на Земле может привести и к похолоданию, которое станет следствием роста облачности (эффект ее увеличения на 4% эквивалентен похолоданию на 2^{o}) или меридиональной циркуляции, выносящей влагу на север, где она выпадает в виде снега. В 60-х и 70-х годах, несмотря на рост CO_2, улучшалось состояние ледников и ледяного покрова Северного Ледовитого океана. Поэтому следует рассмотреть второй сценарий, а именно вероятную реакцию ледников на снижение температур, длящееся несколько десятилетий или даже столетий. Такое похолодание вызовет наступание ледников - незначительное в горах умеренного пояса и более заметное на полярных ледниках.

Причин более сильной реакции высокоширотных ледников на изменения климата несколько. Во-первых, это эффект "полярного усиления": температура в высоких широтах понижается в 4-5 раз быстрее, чем в среднем на Земле. Во-вторых, снижение снеговой линии при похолодании не только ведет к росту ледников, но и расширяет ареалы снежного покрова и морских льдов, которые обладают высокой отражательной способностью и тем самым способствуют похолоданию. В-третьих, увеличение ледовитости и снежности полярных областей усиливает меридиональную циркуляцию атмосферы: в результате на крайний север и юг вторгаются циклоны и растут твердые атмосферные осадки. Источниками последних служат теплые океанические акватории, продолжающие соседствовать с ледниками. В-четвертых, сокращающееся поступление теплых атлантических вод в Арктику при понижении температуры воздуха способствует увеличению толщины и площади морских льдов. Отсюда следует, что даже относительно короткие похолодания продолжительностью в несколько десятилетий могут вызвать трудообратимые процессы разрастания снежного покрова, морских льдов и ледников.

Катастрофический сценарий. Человечество способно производить энергию, которая может вызвать катастрофическое изменение климата. При этом могут действовать разнообразные механизмы, последствия которых частично предсказуемы. Примером служат оценки климатических эффектов термоядерных взрывов. Так, взрывы ядерных устройств общей мощностью 10 мт тротила в средних широтах Северного полушария существенно повлияют на состояние атмосферы: ее нагрев, радиоактивное заражение, частичное разрушение озонового слоя и др. Однако главным последствием станет глобальное запыление атмосферы, что снизит ее прозрачность, ослабит радиацию, достигающую земной поверхности, установится сверхустойчивая стратификация атмосферы. В результате температура приземного слоя воздуха снизится по разным оценкам на 15-30^{o}, а через несколько месяцев или через 1-2 года, когда пыль осядет, земная поверхность прогреется на 20-30^{o} выше нормы.

Однако самые высокие горы могут остаться перегретыми с самого начала, а это приведет к катастрофическому таянию ледников и мощным паводкам. В прибрежных регионах будут ураганные ветры и снегопады. При таком развитии событий неизбежен уже упомянутый распад Западноантарктического ледникового щита.

17.5. Региональные и локальные гляциологические прогнозы

Прогноз естественного климатического тренда, выполненный по результатам анализа ледяного керна из скважины в Гренландии, говорит об ожидаемом полуцикле потепления в течение 40 лет, начиная с конца 80-х годов. Если принять, что одновременно потепление будет усиливаться из-за роста содержания CO_2 в атмосфере и парникового эффекта, как наиболее существенных результатов антропогенного изменения климата, то для нивально-гляциального пояса гор Средней Азии, где в основном формируется ледниковый сток, к 2050 г. следует ожидать повышения средней летней температуры воздуха на 2^{o} и увеличения количества атмосферных осадков на 12-15 см.

Опираясь на этот прогноз и расчеты реакции современного оледенения гор Средней Азии на климатические изменения (Глазырин, 1980), покажем изменения оледенения в этом регионе, которые могут произойти к середине XXI столетия. При увеличении летней температуры воздуха на 2° и росте годовых осадков на 20% площадь оледенения, составляющая ныне 18,6 тыс.км^2, уменьшится до 13,3 тыс.км^2, количество ледников сократится от 18,7 до 13 тысяч, а объем заключенного в них льда от 1190 до 980 км^3.

При повышении средней годовой температуры воздуха в Северном полушарии на $0,5^{\circ}$ поля температуры и осадков изменяются неоднородно. Так, в Северном Забайкалье годовая температура также увеличивается на $0,5^{\circ}$, ее значения в зимний период будут выше на 2°, сумма зимних осадков уменьшится на 10%. Уменьшение зимних осадков приведет к сокращению снежного покрова, снежных заносов, лавинной и селевой деятельности, в то время как условия существования подземных льдов и наледей изменятся несущественно. На Полярном Урале средняя годовая температура повысится на 1°, температура зимы поднимется на 4°, количество зимних осадков увеличится на 20%. Это приведет к увеличению снежного покрова, усилению снежных заносов, лавинной и селевой активности; количество и размеры наледей сократятся, условия существования подземных льдов ухудшатся, так как уменьшится промерзание грунтов.

С 50-х годов в Северном полушарии отмечено начало общего похолодания, которое продолжалось по крайней мере до начала 80-х годов. В этот период гляциальные системы, в том числе ледники, действительно отражали недавнюю эпоху похолодания. Так, к началу 80-х годов число наступающих ледников в Альпах превысило 50%. Такая же тенденция имела место на Кавказе и Памире.

Понижение температуры воздуха в субконтинентальных ледниковых районах вызовет уменьшение количества атмосферных осадков, что отрицательно скажется на балансе массы ледников. Однако часть летних атмосферных осадков начнет выпадать на ледники в виде снега и существенно снизится их абляция, что приведет к росту баланса массы ледников. Поэтому при небольших понижениях средней годовой и летней температуры воздуха, порядка 1°C, можно не учитывать изменения количества атмосферных осадков, и все изменения размеров оледенения связывать с понижением температуры воздуха.

Согласно расчету Г.Е.Глазырина (1980), оледенение Средней Азии при понижении летней температуры воздуха на 1° изменится следующим образом: площадь ледников возрастет от 18,6 до 24,4 тыс.км^2, их количество - от 18,7 до 22,1 тыс., объем льда - от 1190 до 1730 км^3.

При снижении средней годовой температуры воздуха в Северном полушарии на $0,5^{\circ}$ поле температуры и осадков изменяется неоднородно. Так, в Северном Забайкалье средняя годовая температура воздуха понизится на $0,5^{\circ}$, температура зимы упадет на 2°, количество зимних осадков увеличится на 10%. Снежный покров, снежные заносы и лавинная активность увеличатся, условия для существования подземных льдов и наледей существенно не изменятся. Вследствие снижения температуры воздуха, возможно, уменьшится селевая активность. На Полярном Урале средняя годовая температура воздуха понизится на 1°, температура зимы на 4°, зимние осадки уменьшатся на 20%. Снежный покров сократится, ухудшится питание ледников, уменьшатся снежные заносы, снизится лавинная и селевая активность; с учетом понижения температуры зимы резко увеличится количество наледей и устойчивость подземных льдов.

17.6. Гляциологический мониторинг и охрана природы в нивально-гляциальных областях

Гляциологический мониторинг предназначается для слежения за состоянием нивально-гляциальных систем или их элементов - глобальной со спутников или региональной площадью снежного покрова, состоянием ледников, их опасными подвижками, ледниково-подпрудными озерами, пределами и сплоченностью морского ледяного покрова. Цель такого мониторинга заключается в слежении за состоянием снежно-ледовых ресурсов и предупреждении об опасных стихийных явлениях.

В задачи мониторинга входит также слежение за гляциальными объектами как индикаторами состояния других элементов природной системы или этой системы в целом. Так, изменение содержания химических примесей в ледниках используется для суждения о степени загрязнения атмосферы, изменение положения снеговой линий - для суждения об изменениях осадков и теплового состояния атмосферы, а значит и об изменениях стока.

Высота снеговой линии, как сезонной, так и предельной (границы питания на ледниках), служит важнейшим интегральным показателем режима самих нивально-гляциальных систем, а также атмосферы и стока на суше в целом. С учетом экстраполяции до этой высоты температуры воздуха по положению снеговой линии можно рассчитывать осадки, лавинную активность, ледниковый сток, баланс массы ледников. Снеговая линия легко дешифрируется на космических и аэрофотоснимках. При наблюдениях за границей сезонного снега надо учитывать ее изменения в теплое время, зависимость от мезо- и микроформ рельефа, подобие ее рисунка из года в год при сходных балансовых соотношениях. Мониторинг снеговой линии проводится глобально, регионально и локально. Слежение за площадями, занятыми снегом, вносит важный вклад в мониторинг теплового баланса планеты, а наблюдения за границей сезонного снега в горах - в мониторинг осадков, что необходимо для понимания интенсивности влагооборота.

При выполнении мониторинга целесообразно рассматривать ледниковые или нивально-гляциальные системы. При таком подходе оперируют комплексными показателями, которые характеризуют состояние всей системы в целом. Выбор ранга и границ системы зависит от целей исследования. В качестве системных показателей могут выступать как традиционные гляциогидрометеорологические (высота границы питания, интенсивность процессов аккумуляции-абляции - величина аккумуляции на уровне границы питания, ледниковый коэффициент, высотный градиент баланса массы, колебание высоты концов ледников, слежение за химическими примесями в шурфах и керне и т.д.), так и другие, имеющие интегральный смысл (компактность, мозаичность, площадь, объем, число входящих в систему ледников, высотное положение, устойчивость). Вероятно, техногенное влияние проявляется неодинаково в разных типах нивально-гляциальных систем: заметнее и с большими последствиями на ледниках с меньшей интенсивностью природных процессов. Ледники, особенно небольшие, а также многолетние снежники чутко реагируют на изменение климата. Наблюдения за ними могут составить основу прогноза развития высокогорных ландшафтов. Исследования по мониторингу должны охватить отдельные биосферные заповедники, включающие нивально-гляциальную зону.

Хозяйственная деятельность все больше затрагивает регионы с нивально-гляциальными ландшафтами. Необходимость охраны природы в горах диктуется малой устойчивостью природных комплексов, узким диапазоном условий их нормального существования. Неумеренные воздействия на природу могут создать предпосылки для опасных денудационных и нивально-гляциальных явлений (лавины, сели, снежные обвалы и др.), создающих угрозу для жизни людей и нормального функционирования технических систем и сооружений. Все это диктует необходимость разработки и внедрения оповестительных, защитных и природоохранных мероприятий в нивально-гляциальных областях: заповедниках, заказниках, охраняемых объектах природы, национальных ледниковых парках, охранных зонах, службах охраны природы.

Ледниковые парки обладают спецификой всех трех функций, присущих национальным паркам в разных ландшафтных зонах: охраны уникальной или типичной природы, организации спорта и отдыха, природоохранного воспитания и научно-исследовательской деятельности. Охранные зоны включают: ледники и подземные льды, участки, где запрещены рубка леса, выпас скота, удаление дернового покрова, застройка и сооружение дорог подрезка склонов, участки, где не допускается спуск хозяйственных и сточных вод. Охрана природы, ограничение доступа, оборудование подходов и ограждений необходимы и из соображений комфортности и безопасности туристов. Разным видам рацио-

нального природопользования в той или иной степени должна быть свойственна природоохранная специфика.

17.7 Опыт гляциологических прогнозов и управления

Вероятностный прогноз режима и колебаний ледников. Прогноз режима ледников может выполняться вероятностным методом по причине стохастической природы аккумуляции снега на ледниках, являющейся главной составляющей прихода массы B_w. Абляция, или летний баланс B_s, определяющая расход массы ледников, зависит главным образом от прихода тепла от солнца и из атмосферы, но также и от местных условий климата, орографии, частоты и продолжительности летних снегопадов. Поэтому величина B_s имеет также существенную случайную компоненту.

В первом приближении можно полагать, что соотношения между B_w и B_s сформируют ряд из бесконечного множества значений баланса массы ледника B_n в границах тех абсолютных величин B_w и B_s, которые определены зональными и высотными условиями климата. Тогда величины баланса массы можно представить в виде вероятностных кривых обеспеченности. Они вычисляются по разным формулам, например $P = \frac{n}{m+1} \cdot 100\%$, где n - порядковый номер в убывающем ряду величин B_n, m - количество членов ряда. На оси абсцисс откладываются значения P - вероятности превышения или обеспеченности значений B_n в %. При этом шкала для P подбирается так, чтобы эмпирические значения B_w аппроксимировались прямой линией. Например, если значения B_w распределены по нормальному закону, то на ось P проектируются значения плотности вероятности нормального закона распределения. Приводятся кривые обеспеченности баланса массы наиболее детально и продолжительное время изучавшихся ледников Земли, расположенных в разных горных системах.

К сожалению, пока самый продолжительный ряд наблюдений за балансом массы ледника Стур в Швеции еще не достиг 50 лет. Поэтому вероятностный прогноз по кривым обеспеченности пока применим для области, имеющей повторяемость (обеспеченность) не реже 2-98%.

Кривые обеспеченности баланса массы для ледников с коротким рядом наблюдений могут строится с использованием связи баланса с высотой границы сезонного снега за 1-2 теплых года, данных о норме баланса массы, полученных по косвенным оценкам многолетней средней высоты границы питания, и данных о среднем квадратичном отклонении высоты этой границы, характерных для данного типа климата.

Методы прогнозов ледникового стока в бассейнах рек. На основе исследования детерминированных вкладов индексов аккумуляции и абляции снега и льда в описание многолетней вариации объемов сезонного снега в бассейне в общем виде получено решение задачи долгосрочного прогноза ледникового стока для рек с ледниково-снеговым и снего-ледниковым типами питания. Зимне-весенние осадки могут быть эффективным предиктором только при заметном преобладании вклада индекса аккумуляции над вкладом индекса абляции. Установлено, что использование сумм зимне-весенних осадков, измеренных на метеорологических станциях, для прогноза ледникового стока в третьем квартале года и его отдельных месяцах возможно во всех бассейнах рек Средней Азии, где оледенение составляет не более 10% площади, замыкаемой гидрометрическим створом.

Методической основой такого прогноза в бассейнах, где существует оледенение, служит раздельный прогноз ледниковой и снеговой составляющих стока. Для рек Зеравшан и Вахш получены уравнения множественной регрессии, позволяющие с заблаговременностью 3-5 месяцев прогнозировать сток в третьем квартале года как сумму ледникового и снегового питания. Оправдываемость прогнозов на независимом материале составила 75-85%, что существенно лучше по сравнению с предшествующими способами.

К настоящему времени разработаны методы прогноза ледникового стока по таянию на поверхности ледников, по стоку за предшествующий период с учетом или без учета "климатических" норм стока. Дополнительный сток за счет водоотдачи из толщи ледни-

ка в разгар и конец лета оценивается по потерям на задержку воды в толще весной, определяемым балансовым методом.

Предложены также способы расчета прорыва ледниково-подпрудных озер. Начало прорыва оценивается по скорости их наполнения, а гидрограф прорыва - по балансу давления и таяния на стенках канала прорыва.

Прогнозы быстрых подвижек и пульсаций горных ледников основываются на данных аэротопографических и космических наблюдений и снимков. Существует ряд видимых отличительных признаков пульсирующих ледников от обычных. По данным снимков и визуальных наблюдений определяется общее количество пульсирующих ледников в ледниковой системе и дается ориентировочный прогноз или заключение о том, в какой стадии (деградация, активизация, начало или конец) очередной подвижки находится ледник.

Наиболее детально изучены катастрофические подвижки ледника Медвежий на Памире, которые происходят с периодичностью раз в 10-14 лет, а последние две измерены детально. Наиболее эффективен и точен прогноз по наблюдениям за скоростью перемещения по леднику волны активизации, что требует постоянных и тщательных измерений, особенно накануне подвижки. Вместе с этим имеет большое прогностическое значение определение массы льда, которая накапливается в области питания ледника, выше ледопада. Для ледника Медвежий установлено, что квазипериодичность пульсаций определяется изменчивостью баланса массы в области питания. Расчеты накопления массы там выполнены с использованием данных метеостанции Ледник Федченко и прямых измерений баланса массы в области питания на высоте 4700-5700 м над ур.моря. Приход массы за соответствующие периоды между подвижками изменялся от 300 до 400 млн тонн, составляя в отдельные периоды следующие цифры:

1938-1951	370 ± 74
1952-1963	403 ± 81
1964-1973	302 ± 60
1974-1983 (год измерений)	270 ± 54

Период времени между подвижками ледника Медвежий определяется накоплением критической массы в области питания и обусловлен климатическими факторами. При существующих климатических условиях средний период времени между подвижками составляет 12-13 лет и средняя критическая масса 360 ± 70 млн тонн. Между подвижками половина прошедшей через ледопад массы льда успевает растаять и уходит в сток, а около $180 \cdot 10^6$ т составляет критическую массу пульсирующей части ледника. По достижении избытка льда этой критической массы он в течение нескольких недель переносится вниз по долине р.Хирсдары на 1,5-2 км.

Дополнительным индикатором близкой подвижки льда для холодных ледников служит повышение до точки плавления температуры льда на их ложе и наличие воды на плоскостях скольжения льда по льду или по ложу, по которым произойдет скол во время подвижки.

Прогноз сроков и масштабов двух последних подвижек ледника Медвежьего в 1973 и 1989 гг. полностью оправдался.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ледниковые покровы и многолетние морские льды в полярных областях, снежный покров в умеренных широтах характерны ныне для природы Земли. Они подробно рассмотрены в двух томах Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Геологическая история свидетельствует о подобных и более обширных оледенениях и в прошлом. Ледниковые периоды, длящиеся сто и более миллионов лет, чередовались с теплыми периодами той же или еще большей продолжительности. Как и продолжающийся поныне кайнозойский ледниковый период, начавшийся с разрастания ледников в Антарктиде более 25 млн лет назад, все оледенения прошлого охватывали полярные области и обусловливали ярко выраженную широтную климатическую зональность. В теплые периоды, когда многолетних снегов и льдов

почти или вовсе не было, климат был равномерно теплым на всех широтах. Этот факт сам по себе свидетельствует о существенном влиянии оледенения на климат. Судя по наиболее известному кайнозойскому ледниковому периоду, оледенения не были устойчивыми, ледниковые эпохи чередовались с межледниковыми.

Современное оледенение, включая снежный покров и морские льды, оказывает сильное влияние на климат. Большие ледниковые покровы служат окнами излучения тепла в мировое пространство, самые большие, такие как Антарктида, имеют глобальное значение, меньшие, например Гренландия, влияют на климат целых климатических зон, малые островные оказывают местное влияние. Климатическое влияние горных ледников неотделимо от влияния самих гор. Важная роль в формировании климата принадлежит снежному покрову.

Ковейший этап геологической истории, голоцен, длящийся 10-12 тыс.лет, сменил последнюю ледниковую эпоху с кульминацией 18-20 тыс.лет назад. Ледниковые эпохи менялись на межледниковые в течение плейстоцена неоднократно. По исследованиям на суше были определенно установлены четыре ледниковые эпохи. Однако геологические исследования дна океана и изучение глубоководных отложений показали, что ледниковых эпох могло быть значительно больше: до 10-11 за последние 700-900 тыс лет. Голоцен, продолжающийся и в настоящее время, очевидно, очередная межледниковая эпоха современного кайнозойского ледникового периода.

Положение А.И.Воейкова, что снег и лед, будучи продуктами климата, становятся в ряд воздействующих на него причин, лежит в основе современной ледниковой теории. Возможность возникновения ледников и их существования определяется особым снегоизбыточным слоем в земной атмосфере, в советской литературе называемым хионосферой. Реальность существования талого слоя показывают вечные снега в горах выше снеговой линии на всех широтах. Предельная высота нижней поверхности хионосферы определяется высотой нижней поверхности морозного слоя атмосферы в середине лета. Возможность колебаний в системе земная поверхность - атмосфера, вызываемых взаимодействием между ними, подтверждается математическим моделированием. Колебания инсоляции из-за изменений элементов земной орбиты служат спусковым механизмом, возбуждающим колебания, но не могут вызывать ледниково-межледниковые климатические колебания сами по себе.

Судя по известному в прошлом чередованию холодных и теплых эпох, современная межледниковая эпоха, продолжающаяся уже 10 тыс.лет, продлится, вероятно, еще столько же времени, а затем нужно ожидать поворота к ледниковой эпохе. Гляциологические колебания меньшего масштаба неизбежны, но для предвидения, каковы они будут, надежных оснований нет. Потепление из-за увеличения содержания CO_2 в атмосфере, связанного с хозяйственной деятельностью, прогнозируется многими учеными, но имеются соображения и о возможном похолодании в силу естественного хода событий и антропогенного запыления атмосферы.

Перспективы гляциологии. Темпы развития гляциологии начали увеличиваться с начала нашего столетия и особенно быстрыми стали в 50-х годах и позднее. С каждым новым десятилетием в гляциологии наряду с прежними возникали новые задачи и внедрялись новые методы, приводившие к формированию новых отраслей и направлений исследований. В 20-х годах усилиями немецких и швейцарских исследователей развилась гляциогеодезия; в 30-х годах в скандинавских странах зародилась гляциометеорология; в 40-х годах в ряде европейских стран был дан толчок к развитию гляциогидрологии; 50-е годы были эпохой рождения структурной гляциологии, главный вклад в которую внесли советские и американские ученые; в 60-х годах усилия в основном советских и английских исследователей привели к рождению динамической гляциологии, а работы американских инженеров принесли первые успехи в глубоком бурении льда; 70-е годы стали эпохой бурного развития изотопно-геохимической гляциологии, и здесь следует отметить прежде всего пионерные исследования датских и французских ученых;

80-е годы стали временем развития космической гляциологии, которая приносит новые и более детальные данные о природе нивально-гляциальных процессов и явлений.

Завершен Каталог ледников СССР, составлены карты полей массообмена всех ледниковых систем нашей страны, создана аппаратура для дистанционного зондирования горных ледников, пробурено свыше 2,5 км толщи льда на станции Восток в Антарктиде, близится к концу разработка методов расчета и прогноза стока с ледников, создаются отдельные звенья наземно-воздушно-космической службы наблюдений за снегом и льдом. Ведутся обширные работы по созданию Всемирного каталога ледников и Банка гляциологических данных.

Гляциология находится на пути к ряду фундаментальных решений: разработке модели формирования снежного покрова в горах, наращиванию крупных массивов льда многоцелевого назначения, созданию модели ледниковых систем и методов прогноза их колебаний, выяснению физики и термодинамики ледникового покрова Антарктиды, наконец, расчету антропогенного влияния на природные льды.

Познание мира беспредельно, и через десятилетия станет ясно, как мало мы еще знали о снеге и льде в 80-х годах XX в. Однако и эти знания очень важны, потому что дают взаимосвязанную картину природных явлений и позволяют правильно видеть окружающий нас мир. Надо и дальше исключить возможность разрыва между нашими знаниями о природных льдах и быстро возрастающими техническими возможностями их использования на благо человечества.

ЛИТЕРАТУРА

В списке литературы приняты следующие сокращения:

ААНИИ - Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт

ГГИ - Государственный гидрологический институт

ГГО - Главная геофизическая обсерватория

ДВНИГМИ - Дальневосточный научно-исследовательский гидрометеорологический институт

ЗакНИГМИ - Закавказский научно-исследовательский гидрометеорологический институт

МГИ - Материалы гляциологических исследований

ПНИИИС - Производственный научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям для строительства

САНИГМИ, САНИИ, САРНИГМИ - Среднеазиатский научно-исследовательский гидрометеорологический институт

САЭ - Советская антарктическая экспедиция

Абраменков Н.М., Агальцева Н.А. Численное моделирование в ледотермических исследованиях. - Тр. V всес.гидрол.съезда, т.7, Л., 1989, с.221-226.

Авенариус И.Г., Муратова М.В., Спасская И.И. Палеогеография Северной Евразии в верхнем плейстоцене-голоцене и проблема долгосрочного географического прогноза. - Проблемы общей физич.географии и палеогеографии. М., 1976, с.329-342.

Аверьянов В.Г. Массоэнергообмен ледникового покрова Антарктиды с атмосферой. - Изв. АН СССР, сер.геогр., 1979, № 1, с.20-30.

Аверьянов В.Г. Морфометрические характеристики ледникового покрова Антарктиды. - Информ.бюлл.САЭ, № 100, 1980, с.5-9.

Аверьянов В.Г., Клоков В.Д. Инженерно-гляциологические предпосылки и технология строительства снежной ВПП в Антарктиде. - Тр.САЭ, т.65, 1975, с.177-203.

Авсюк Г.А. Ледники плоских вершин. - Тр.Ин-та географии АН СССР, вып.45, 1950,с.15-44.

Авсюк Г.А. Температурное состояние ледников. - Изв.АН СССР, сер.геогр., 1955, № 1, с.14-31.

Авсюк Г.А., Гросвальд М.Г., Котляков В.М. Палеогляциология: предмет и методы, задачи и успехи. - МГИ, вып.19, 1972, с.92-98.

Авсюк Г.А., Котляков В.М., Ходаков В.Г., Голубев Г.Н. Проблемы гидрологии ледников и ледниковых районов. - Водные ресурсы, 1973, № 2, с.3-20.

Автомобильные дороги Севера. М., "Транспорт", 1981, 247 с.

Агроклиматический атлас мира. М.-Л., Гидрометеоиздат, 1972, 28 с.

Акифьева К.В. Развитие изображения оледенения на общегеографических картах. - Инф. сб. о работах по МГП, № 9, М., 1962, с.48-92.

Акифьева К.В. Оценка топографических карт масштабов 1:25 000, 1:50 000, 1:100 000 как материала для изучения оледенения высокогорных районов (на примере Центрального и Западного Кавказа). - МГИ, вып.10, 1964, с.193-196.

Аккуратов В.Н. Снежные лавины в Хибинах (условия образования и защита от них). - Автореф.канд.дисс., М., 1973, 26 с.

Аккуратов В.Н., Нечаев Н.Ф. О методах определения границ лавиноопасных зон. - Тез. докл.Всес.совещ. по изучению процессов формирования и схода лавин.Ташкент,1963, с.27-28.

Алейников С.М., Панюшкин А.В. Борьба с обледенением гидротехнических сооружений. М., Энергоиздат, 1982, 98 с.

Алексеев В.Р. Наледи Сибири и Дальнего Востока. - Сибирский геогр.сб., № 8, Новосибирск, 1974, с.5-68.

Алексеев В.Р. Наледи и наледные процессы (вопросы классификации и терминологии). Новосибирск, "Наука", 1978, 188 с.

Алексеев В.Р., Савко Н.Ф. Теория наледных процессов. М., "Наука", 1975, 204 с.

Алиев И.А., Залиханов М.Ч., Цомая В.Ш. Средние многолетние снегозапасы и снеговая нагрузка на дату максимального снегонакопления в горах Кавказа. - Тр. ЗакНИГМИ, вып.88(95), 1988, с.46-58.

Алисов Б.П. Климатические области зарубежных стран. М., Географгиз, 1950, 352 с.

Аллисон А., Кидж П. Колебания ледников острова Хёрд и соответствующие изменения климата. - МГИ, вып.57, 1986, с.89-95.

Алюшинская Н.М., Куприянов В.В., Маркова О.Л. К методике составления карт талого стока материков для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. - МГИ, вып.50, 1984, с.63-68.

Ананичева М.Д. Ресурсы речного и талого стока горных районов Северной Америки. - МГИ, вып.60, 1987, с.91-98.

Андреева С.М., Исаева Л.Л. Динамика ледникового покрова северо-востока Средне-Сибирского плоскогорья в позднем плейстоцене. - МГИ, вып.61, 1988, с.112-118.

Антонова С.Ю., Десинов Л.В., Котляков В.М. и др. Возможности использования мелкомасштабных космических снимков для изучения динамики ледников. - МГИ, вып.30, 1977, с.146-160.

Антропоген Таймыра. М., "Наука", 1982, 184 с.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. и др. Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности. - Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.,1987,с.101-111.

Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.В. и др. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск, "Наука",1980,109 с.

Архипов С.А., Гайгалас А.И., Гросвальд М.Г. и др. О сходимости результатов радиометрических определений и биостратиграфического изучения четвертичных отложений (на примере разреза Красный Яр). - Геология и геофизика, 1982, № 1,с.23-30.

Архипова О.М., Геткер М.И. Распределение годовой доли твердых осадков по территории Средней Азии и их расчет. - МГИ, вып.52, 1985, с.177-183.

Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М., "Наука", 1974, 319 с.

Атлас Антарктики. т.I. М.-Л., ГУГК, 1966, 225 с.

Атлас Антарктики. т.2. Л., Гидрометеоиздат, 1969, 598 с.

Атлас Арктики. М., ГУГК, 1985, 197 с.

Атлас ледников Эльбруса. - МГИ, вып.13, 1967, с.126-179.

Атлас ледников Эльбруса. Ч.1. Фотоснимки ледников. М., Изд-во Моск.ун-та, 1965, 19 с.

Атлас мира. М., ГУГК, 1967, 250 с.

Атлас мирового водного баланса. М.-Л., Гидрометеоиздат, 1974.

Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. М., Изд-во МО СССР, 1980, 184 с.

Бажев А.Б. Методы определения ввутреннего инфильтрационного питания ледников. - МГИ, вып.39, 1980, с.73-81.

Баранов И.Я.Географическое распространение сезоннопромерзающих и многолетнемерзлых пород. - Основы геокриологии, ч.1, М., 1959, с.193-218.

Барат М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М., "Наука",1988, 272 с.

Бардин В.И., Суетова И.А. Об истории развития Антарктического ледникового покрова. - МГИ, вып.19, 1972, с.118-125.

Барков Н.И. Шельфовые ледники Антарктиды. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 225 с.

Барри Р.Г. Погода и климат в горах. Л., Гидрометеоиздат, 1984, 311 с.

Берденников В.П. Модельные исследования механизма заторообразования для обоснования схем льдозадержания на р.Днестре и определения ледовых нагрузок. - Тр.ГГИ, вып.219, 1974, с.31-55.

Бобов Н.Г. Геоморфологические признаки широкого распространения пластовых форм подземного льда на севере. - География и геоморфология Азии. М., 1969, с.143-153.

Богданова Э.Г. Способ расчета доли твердых, жидких и смешанных осадков в их месячной норме. - МГИ, вып.26, 1975(1976), с.202-207.

Богданова Э.Г. Методика расчета доли осадков разных видов (твердых, жидких и смешанных) в горных условиях. - МГИ, вып.30, 1977а, с.126-129.

Богданова Э.Г. Годовое количество и годовой ход твердых, смешанных и жидких осадков в горных районах Южной Америки. - МГИ, вып.30, 1977б, с.130-135.

Богданова Э.Г. Метод косвенного расчета средних многолетних величин продолжительности осадков. - Метеорология и гидрология, 1980, № 6, с.33-37.

Богданова Э.Г. О возможности косвенного расчета интенсивности твердых осадков. - МГИ, вып.37, 1979(1980)б, с.161-165.

Богданова Э.Г. Использование стандартной метеорологической информации для определения режимных характеристик продолжительности и интенсивности осадков. - Тр. ГГО, вып.461, 1982а, с.44-56.

Богданова Э.Г. Метод расчета интенсивности и количества осадков на океанах по связи с метеопараметрами, измеряемыми на акватории. - Метеорология и гидрология, 1982б, №.8, с.54-61.

Богданова Э.Г., Глазырин Г.Е. Сравнительная оценка методов косвенного расчета доли осадков разных видов в их общей сумме. - МГИ, вып.37, 1979(1980)а, с.84-89.

Богданова Э.Г., Соколова Г.П. Распределение твердых осадков по земному шару. - МГИ, вып.26, 1975(1976), с.206-211.

Богданова Э.Г., Струзер Л.Р., Ашкинази Т.В. Продолжительность и интенсивность твердых осадков в Северной Америке. - МГИ, вып.37, 1979(1980)б, с.89-94.

Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л., Гидрометеоиздат, 1980, 377 с.

Бойчук В.В., Марченко А.С. Фон и вариация элементов физико-географической среды. М., "Наука", 1968, 64 с.

Бордовская Л.И. Теоретическое обоснование горного эффекта. - Гляциология Алтая,вып. 9, Томск, 1976, с.92-99.

Боровиков А.М., Грудзинский М.Х., Хргиан Л.Х. О метеорологических условиях высокогорного Тянь-Шаня. - Тр.Центр.аэролог.обсерв., вып.21, 1958, с.176-199.

Бородачев В.Е., Волков Н.А., Грищенко В.Д. Особенности пространственной структуры ледяного покрова Северного Ледовитого океана и ее сезонная изменчивость. - Тр. ААНИИ, т.372, 1981, с.35-43.

Брук С.И., Покшишевский В.В. Человечество устремляется к морям. - Природа, 1984, № 4, с.22-31.

Брязгин Н.Н. Среднегодовое количество осадков в Арктике с учетом погрешностей осадкомеров. - Тр.ААНИИ, т.323, 1976, с.40-74.

Будыко М.И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 472 с.

Будыко М.И. Изменения климата. Л., Гидрометеоиздат, 1974, 280 с.

Будыко М.И. Антропогенное изменение климата. - Изв.АН СССР, сер.геогр. 1980а, № 6, с.7-18.

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л., Гидрометеоиздат, 1980б, 351 с.

Будыко М.И. Антропогенное изменение глобального климата. - Вестн.АН СССР, 1982, № 5, с.91-94.

Будыко М.И. Эволюция биосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1984, 488 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.

Буйницкий В.Х. Формирование и дрейф льда в Арктическом бассейне. Тр.дрейфующей экспедиции Главсевморпути на л/п "Г.Седов" 1937-1940, т.4, М.-Л., Изд-во Главсевморпути, 1951.

Буйницкий В.Х. Морские воды и льды Антарктики. - Антарктика. М., Географгиз, 1958, с.80-120.

Буйницкий В.Х. Морские льды и айсберги Антарктики. Л., Изд-во Ленингр.ун-та, 1973, 255 с.

Булатов С.Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начала ветрового дрейфа льда. Тр.Гидрометцентра СССР, вып.74, 1970, 117 с.

Бурков В.А. Пространственно-временная изменчивость энергоактивной зоны Гольфстрима. - Изменчивость гидрологической структуры и теплообмена с атмосферой в Гольфстриме. М., 1987, с.3-45.

Бут И.В. О соответствии между общей циркуляцией атмосферы и современным распределением ледников в северном полушарии. - МГИ, вып.7, 1963, с.57-65.

Бялобжеский Г.В., Дюнин А.К., Денисов В.Н. и др. Зимнее содержание автомобильных дорог. М., "Транспорт", 1966, 224 с.

Валлон М., Летрегюи А., Рейно Л. Реконструкции баланса массы ледников северного полушария в текущем столетии и их климатическое значение.-МГИ, вып.57, 1986, с.20-25.

Варнакова Г.М., Зверкова Н.М. Особенности составления карт морфологии ледников масштаба 1:600 000 (на примере Восточного Памира и ледникового поля Джуно). - МГИ, вып.37, 1979(1980), с.42-47.

Васьковский А.П. Размеры современного оледенения на Северо-Востоке СССР. - Колыма, 1955, № 10, с.42-45.

Ващалова Т.В., Мягков С.М. Углубление денудационных воронок в Хибинах за голоцен. - Геоморфология, 1985, № 1, с.74-76.

Вейнбергс И.Г. Древние берега Советской Балтики и других морей СССР. Рига, "Зинатне", 1986, 168 с.

Вербицкий М.Я., Монин А.С., Чаликов Д.В. Моделирование четвертичных оледенений. - Докл. АН СССР, т.287, №1, 1986, с.82-86.

Верболов В.И., Сокольников В.М., Шимараев М.Н. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс озера Байкал. М.-Л., "Наука", 1965, 373 с.

Визе В.Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. М.,Изд-во Главсевморпути, 1944, 274 с.

Винник А.Б., Дубовской Б.В., Кобленц Я.П., Короткевич Е.С. Новые данные по основным морфометрическим характеристикам Антарктиды. - Информ.бюлл.САЭ, № 93, 1976, с.13-18.

Винников К.Я. Чувствительность климата. Л., Гидрометеоиздат, 1986, 224 с.

Виноградов В.Н. Вулканизм и оледенение. - Взаимодействие вулканизма с оледенением. Гляциол.исслед., № 27, М., 1985, с.7-25.

Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Изменчивость современных ледников вулканических районов Камчатки. - МГИ, вып.42, 1981(1982), с.164-170.

Виноградов О.Н. Изменение массы ледникового покрова Восточной Антарктиды в современную эпоху. - Тр.САЭ, т.60, 1972, с.100-112.

Виноградов О.Н., Коновалова Г.И. Некоторые результаты анализа морфологических особенностей районов оледенения по данным Каталога ледников СССР. - МГИ, вып.19, 1972, с.175-187.

Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л., Гидрометеоиздат, 1977, 155 с.

Вишняков Х.З., Иваницкий Ю.В. Опыт использования ледяного покрова при строительстве портовых сооружений. - Транспортное строительство, 1971, № 3, с.18-20.

Владимиров Л.А., Джавахишвили А.И., Закарашвили Н.Н. Речной и снеговой сток Закавказского нагорья и Ленкоранской низменности. - МГИ, вып.52,1985,с.195-198.

Владимиров Л.А., Джавахишвили А.И., Закарашвили Н.Н. и др. Гидрологические карты Большого Кавказа для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. - МГИ, вып.40, 1980 (1981), с.116-127.

Власов В.П., Ханбеков И.И., Чуенков В.С. Лес и снежные лавины. М., "Лесная промышленность", 1980, 198 с.

Власов С. Бетонка неподсоленного снега. - Изобретатель и рационализатор, 1975, № 5, с.22-23.

Водный баланс СССР и его преобразование. М., "Наука", 1969, 338 с.

Воейков А.И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования. Зап.Русск.геогр.об-ва по общей географии, т.18, № 2, СПб, 1885, 40 с.

Войтковский К.Ф., Каменский Р.М. Проблемы инженерной гляциологии, связанные с освоением арктического шельфа. - МГИ, вып.41, 1981, с.46-49.

Волков Н.А., Гудкович З.М. Основные итоги изучения дрейфа льдов в Арктическом бассейне. - Пробл.Аркт. и Антаркт., вып.27, 1967, с.55-64.

Волобуева Г.В. Количественные характеристики распределения снеговых нагрузок на территории Белоруссии. - Математич.методы в географии. Минск, 1977, с.40-49.

Володичева Н.А., Евтеев О.А., Кирпиченков С.Я. и др. Изучение изменений оледенения Эльбруса за последние 25 лет. - МГИ, вып.47, 1983, с.130-137.

Волошина А.П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период (на примере Эльбруса). М., "Наука", 1966, 149 с.

Волошина А.П. Внешний энергообмен ледника Медвежий на Памире. - МГИ, вып.26,1975 (1976), с.59-76.

Вольнов Д.А., Войцеховский В.Н., Иванов О.А. и др. Новосибирские острова. - Геология СССР, т.26. Острова Советской Арктики. Геологическое описание, М.,1970, с.324-374.

Вольф Я. Восхождение на Макалу. М., "Физкультура и спорт", 1983, 302 с.

Воронов П.С. Опыт реставрации ледникового щита Антарктиды эпохи максимального оледенения. - Информ.бюлл.САЭ, № 23, 1960, с.15-19.

Воскресенский А.И., Любарский А.Н., Петров Л.С. О климатической оппозиции в Арктике. - Тр.ААНИИ, т.370, 1981, с.131-138.

Воскресенский А.И., Цигельницкий И.И. Итоги и перспективы исследований пограничного слоя атмосферы над Антарктидой. - Проблемы Арктики и Антарктики, вып.60, 1985, с.46-59.

Втюрин Б.И. Подземный лед. Строение, происхождение и распространение крупных масс подземного льда и их роль в формировании криогенного рельефа. Автореф. канд.дисс., М., 1955, 20 с.

Втюрин Б.И. Криогенное строение четвертичных отложений. М., "Наука", 1964, 151 с.

Втюрин Б.И. Рекомендации по методике изучения подземных льдов и криогенного строения многолетнемерзлых грунтов. М., 1969, 50 с.

Втюрин Б.И. Закономерности распространения и количественная оценка подземных льдов на территории СССР. - II-я междун.конфер.по мерзлотоведению. Докл.и сообщения, вып.3, Якутск, 1973, с.12-19.

Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М., "Наука", 1975, 212 с.

Втюрина Е.А., Втюрин Б.И. Льдообразование в горных породах. М., "Наука", 1970, 277 с.

Вялов С.С. К теории вязко-пластичного течения ледниковых покровов. - Советская антаркт.экспед., т.10. 2-ая контин.экспед. Гляциол.исслед. Л., 1960, с.324-367.

Гарелик И.С., Гринберг А.М., Кренке А.Н. Использование материалов съемок со спутников для гляциологических исследований. - Изв. АН СССР, сер.геогр., 1975, № 1, с.93-101.

Гасанов Ш.Ш. Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М., "Наука", 1969, 166 с.

Географический атлас для учителей средней школы. М., 1980, 238 с.

Геткер М.И. Метод расчета максимальных снегозапасов в горно-ледниковых районах для построения карт в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира. - МГИ, вып.40,1980(1981), с.133-142.

Геткер М.И. О расчете характеристик снежного покрова для построения карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира на неизученные горные территории.- МГИ, вып. 44, 1982, с.177-187.

Геткер М.И. Методика расчета характеристик устойчивого снежного покрова для построения карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. - МГИ, вып.46, 1982(1983), с.73-82.

Геткер М.И., Глазырин Г.Е., Емельянов Ю.Н. Расчет месячных сумм твердых осадков по общим месячным суммам осадков и средним месячным значениям температуры воздуха. - Тр.САНИГМИ, вып.62(77), 1972, с.39-45.

Геткер М.И., Глазырин Г.Е., Кадомцева Т.Г. Методика определения характеристик снежного покрова для неизученных территорий. - МГИ, вып.37, 1979(1980), с.79-84.

Геткер М.И., Канаев Л.А. Методы гляциогидроклиматической оценки распределения осадков, снежного покрова и лавин. - МГИ, вып. 51, 1984, с.107-116.

Геткер М.И., Шенцис И.Я. Оценка характеристик статистической структуры поля снежного покрова в горах Средней Азии. - Тр.САНИИ, вып.84(165), 1982, с.48-58.

Гидрометеорологическое обеспечение судоходства в Южном океане. Л., Гидрометеоиздат, 1985, 184 с.

Гинзбург Б.М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза. Л., Гидрометеоиздат, 1973, 112 с.

Гинзбург Б.М. Естественные составляющие полей сроков замерзания и вскрытия рек. - Тр.Гидрометцентра СССР, вып.236, 1981, с.72-82.

Гинзбург Б.М. О расчете сроков замерзания и вскрытия рек севера Сибири. - Тр.Гидрометцентра СССР, вып.295, 1987, с.149-173.

Гинзбург Б.М. К определению вероятностных характеристик ледового режима рек севера Сибири. - Тр. 5-го всес.гидрол.съезда, т.7, Л., 1989, с.256-266.

Гинзбург Б.М., Борщ С.В., Силантьева Т.П. Методика краткосрочного и среднесрочного прогноза вскрытия рек. - Метеорология и гидрология, 1989, № 8, с.90-96.

Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 280 с.

Глазовская Т.Г., Мягков С.М., Околов В.Ф. Возможная методика составления карт лавинной опасности в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира на зарубежные территории. - МГИ, вып.34, 1978, с.50-57.

Глазырин Г.Е. Расчет реакции оледенения Средней Азии на возможные изменения климата. - МГИ, вып.40, 1980(1981), с.69-73.

Глебова Л.Н., Корякин В.С., Лосева И.А. Морфологическая характеристика Южного Патагонского ледникового плато. - МГИ, вып.42, 1982, с.48-57.

Гляциологический словарь. Под ред.В.М.Котлякова. Л., Гидрометеоиздат,1984, 527 с.

Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л., Гидрометеоиздат, 1976, 247 с.

Гончаров С.В. Граница последнего оледенения на Среднем Енисее: положение и возраст. - Докл. АН СССР, т.290, № 6, 1986, с.1436-1439.

Горбунов А.П.Вечная мерзлота Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1967, 165 с.

Гордейчик А.В., Сосновский А.В. Эксперименты по факельному намораживанию льда. - МГИ, вып.43, 1981(1982), с.131-135.

Готлиб Я.Л., Донченко Р.В., Пехович А.И., Соколов И.Н. Лед в водохранилищах и нижних бьефах ГЭС. Л., Гидрометеоиздат, 1983, 199 с.

Гоц А.С. Строительство снеговых и ледовых дорог (из опыта Швеции и Канады). - Автомобильные дороги, 1963, № 2, с.28-29.

Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. М., "Наука", 1984, 230 с.

Гросвальд М.Г. Сколько воды аккумулировано в ледниках зарубежной Азии? - МГИ, вып.9, 1964, с.269-270.

Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М., "Наука", 1983, 216 с.

Гросвальд М.Г. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология,интенсивность питания, подпрудные озера. - Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М., 1987а, с.152-171.

Гросвальд М.Г. Оледенение, океан и ледниковые климаты плейстоцена: качественная модель. - Взаимодействие оледенения с океаном и атмосферой. М., 1987б, с.90-117.

Гросвальд М.Г. Оледенение антарктического типа в Северном полушарии (на пути к новой глобальной ледниковой теории). - МГИ, вып.63, 1988а, с.3-25.

Гросвальд М.Г. Признаки покровного оледенения Новосибирских островов и окружающего шельфа. - Докл. АН СССР, т.302, № 3, 1988б, с.654-659.

Гросвальд М.Г., Возовик Ю.И. "Морской" Южно-Беринговский ледниковый покров (рабочая гипотеза). - МГИ, вып.47, 1983, с.61-74.

Гросвальд М.Г., Глазовский А.Ф. Ледниковая эрозия материковых окраин (к происхождению фьордов и желобов-трогов гляциальных шельфов). - Геоморфология, 1983, № 1, с.3-14.

Гросвальд М.Г., Глазовский А.Ф. Взаимодействие оледенения с океаном: палеогеографические аспекты. Итоги науки и техники. Палеогеография, т.5, М., ВИНИТИ АН СССР, 1988, 184 с.

Гросвальд М.Г., Глебова Л.Н., Орлянкин В.Н. Последнее оледенение гор восточной части СССР: распространение и интенсивность питания. - Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М.,"Наука", 1987, с.171-186.

Гросвальд М.Г., Котляков В.М. Предстоящие изменения климата и судьба ледников. - Изв. АН СССР, сер.геогр., 1978, № 6, с.21-33.

Гросвальд М.Г., Котляков В.М., Шумский П.А. Шельфовые ледники (ледники-шельфы): определение, терминология, классификация. - Антарктика, докл.Комиссий 1967 г. М., 1969, с.114-124.

Гросвальд М.Г., Мазо В.Л. Морфолого-динамическая классификация покровных ледников. - МГИ, вып.40, 1980(1981), с.43-51.

Гумбель Э. Статистика экстремальных значений. М., Гидрометеоиздат, 1965, 450 с.

Давидович Н.В. Нарастающие осадки в Арктике. - МГИ, вып.14, 1968, с.316-318.

Давидович Н.В. Локальная изменчивость летних метеорологических условий в горно-ледниковых бассейнах Верхней Сванетии. - МГИ, вып.40, 1980(1981), с.87-95.

Давидович Н.В. Поле летней температуры воздуха в горно-ледниковых бассейнах. - МГИ, вып.45, 1982а, с.56-65.

Давидович Н.В. Некоторые проблемы составления карт тепловых ресурсов высокогорной зоны. - МГИ, вып.42, 1981(1982)б, с.41-46.

Давидович Н.В. Методика составления карт тепловых ресурсов в горно-ледниковых районах мира. - МГИ, вып.50, 1984, с.68-80.

Давидович Н.В. Термические условия холодного периода года в крупнейших горноледниковых странах внеполярных широт. - МГИ, вып.67, 1989, с.144-152.

Давидович Н.В., Тарасова Л.Н., Черногаева Г.М. Жидкие осадки в горно-ледниковых районах Скандинавии. - МГИ, вып.59, 1987, с.106-115.

Дементьев В.А. Искусственные сооружения на водотоках с наледями. Л., Стройиздат, 1983, 180 с.

Десинов Л.В. Последняя подвижка ледника Бырс. - МГИ, вып.47, 1983, с.156-162.

Десинов Л.В. Применение космической техники и орбитальных визуальных наблюдений для изучения динамики ледников.Автореф.канд.дисс., М., 1985, 28 с.

Десинов Л.В., Иванченков А.С., Котляков В.М., Носенко Г.А. Результаты эксперимента по изучению оледенения Каракорума с борта орбитальной станции "Салют-6". - МГИ, вып.42, 1981(1982), с.22-40.

Десинов Л.В., Котляков В.М., Суслов В.Ф. Подвижки ледников на южном склоне Заалайского хребта в 1972-1977 годах. - МГИ, вып.30, 1977, с.205-211.

Десинов Л.В., Носенко Г.А., Гречко Г.М. и др. Гляциологические исследования и эксперименты на орбитальной станции "Салют-6". - Исслед.Земли из космоса, 1980, № 1, с.25-34.

Джорджио В.А., Петросянц М.А. Летний антициклон над Тибетом. - Докл. АН УзССР,1950, № 8, с.27-33.

Дзюба В.В. Географические принципы разработки методик прогноза лавиноопасных периодов для малоисследованных районов. Автореф.канд.дисс., М., 1983, 23 с.

Дзюба В.В., Лаптев М.Н., Мягков С.М. Прогноз стихийно-разрушительных процессов в слабоизученных горных районах (на примере снежных лавин). - Инженерная география горных стран. М., 1984, с.119-133.

Диких А.Н. Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе,"Илим",1982, 159 с.

Динамика масс снега и льда. Л., Гидрометеоиздат, 1985, 456 с.

Долганов Л.В. Атмосферные условия Южной полярной области. Л., Гидрометеоиздат,1986, 174 с.

Долгин И.М. Теплоядерные зимы в Антарктике. - Тр.ААНИИ, т.327, 1976, с.118-130.

Долгин И.М., Бряэгин Н.Н., Петров Л.С. Снежный покров Арктики. - Тр.ААНИИ, т.326, 1975, с.165-170.

Долговременные прогнозы проявления экзогенных геологических процессов. М., "Наука", 1985, 152 с.

Долгушин Л.Д., Евтеев С.А., Кренке А.Н. и др. О периодических быстрых подвижках ледников и недавнем продвижении ледника Медвежьего на Памире. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1984, № 5, с.30-39.

Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Пульсирующие ледники. Л., Гидрометеоиздат,1982, 192 с.

Донченко Р.В. Модель процесса замерзания рек. - Тр.ГГИ, вып.270, 1980, с.3-11.

Донченко Р.В. Оценка максимальных зажорных и заторных подъемов уровня воды. - Борьба с ледовыми затруднениями на реках и водохранилищах при строительстве и эксплуатации гидротехнических сооружений. Л., 1984, с.284-286.

Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1987, 247 с.

Донченко Р.В., Щеголева Е.В. Закономерности образования и распространения зажоров льда на реках СССР. - Тр.ГГИ, вып.309, 1985, с.3-15.

Донченко Р.В., Щеголева Е.В., Коробко А.С. Закономерности формирования и распространения заторов льда на реках СССР. - Тр.ГГИ, вып.287, 1982, с.3-15.

Дополнения к программе и методическим указаниям по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Раздел "Режим ледников". - МГИ, вып.39, 1980, с.20-23.

Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л., Гидрометеоиздат, 1969, 299 с.

Доронин Ю.П. Взаимодействие атмосферы и океана. Л., Гидрометеоиздат, 1981, 288 с.

Доронин Ю.П., Сметанникова А.В. Влияние метеорологических факторов на сроки ледообразования. - Тр.ААНИИ, т.257, 1967, с.45-56.

Дрейер Н.Н. Водный баланс Северной Америки. М., "Наука", 1978, 78 с.

Дрейер Н.Н., Ананичева М.Д. Талый снеговой и ледниковый сток гор запада Канады и США. - МГИ, вып.50, 1984, с.56-63.

Дроздов О.А. О связи увлажнения с термическим режимом при колебаниях климата. - Метеорология и гидрология, 1977, № 4, с.3-10.

Дубиков Г.И. Подземные льды западной Сибири. - Материалы 8-го всес.междувед.совещ. по геокриологии (мерзлотоведению), вып.3, Якутск, 1966, с.44-52.

Дубиков Г.И., Корейша М.М., Пармузин С.Ю. и др. Новые результаты исследований пластовых льдов на Ямале. - Региональные геокриологич.исслед. М., 1986, с.27-37.

Дубровин Л.И. Основные черты морфологии и изменчивости ледяных берегов Антарктиды. - 25 лет Советской антарктической экспедиции. Л., 1983, с.65-74.

Дюнин А.К. Структура метелевого снега и закономерности снеговетрового потока. - Вопр.использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами. М.,1956,с.106-119.

Дюнин А.К. Сублимация снега. - Изв. СО АН СССР, 1958, № 2, с.75-86.

Дюнин А.К. Испарение снега. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961, 118 с.

Дюнин А.К. Механика метелей. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, 378 с.

Дюнин А.К. Механика сильных метелей. - Тр. НИИЖТ, вып. 159, 1974, с.3-110.

Дюнин А.К., Борщевский Ю.Т., Яковлев Н.А. Основы механики многокомпонентных потоков. Новосибирск, СО АН СССР, 1965, 75 с.

Дюргеров М.Б., Поповнин В.В. Реконструкция баланса массы, пространственного положения и жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX века. - МГИ, вып.40, 1980(1981), с.73-82.

Дятлова И.Н. О максимальном продвижении на юг позднеплейстоценового ледникового покрова Карского центра. - МГИ, вып.55, 1986, с.154-157.

Ерасов Н.В. Метод определения объема горных ледников. - МГИ, вып.14, 1968, с.307-308.

Ефанова А.В. Холодные зимы на континентах Северного полушария. Л., Гидрометеоиздат, 1976, 115 с.

Ефимов В.А. Математическое моделирование долговременных нестационарных планетарных процессов в системе океан-атмосфера. Тр.ААНИИ, т.336, 1976, 255 с.

Журавлев А.Б. Определение объема горных ледников по данным радиозондирования с вертолета. - МГИ, вып.37, 1979(1980), с.140-148.

Забиров Р.Д. Оледенение Памира. М., Географгиз, 1955, 372 с.

Забиров Р.Д. Оледенение Средней Азии. - Работы Тянь-Шанской физ.-геогр.станции. Гляциология, вып.1. Фрунзе, 1958, с.9-41.

Заварина М.В. Строительная климатология. Л., Гидрометеоиздат, 1976, 312 с.

Заварина М.В., Липовская В.И. Районирование территории СССР по снеговой нагрузке на горизонтальную поверхность. - Метеорология и гидрология, 1973, № 9, с.69-71.

Завьялова И.М. О режиме влажности в Антарктиде. - Исследование климата Антарктиды. Л., 1980, с.90-99.

Захаров В.Ф. Похолодание Арктики и ледяной покров арктических морей. Тр.ААНИИ, т.337, 1976, 95 с.

Захаров В.Ф. Поверхностные арктические воды как фактор устойчивости ледяного покрова. - Тр.ААНИИ, т.346, 1977, с.122-134.

Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л., Гидрометеоиздат, 1981, 136 с.

Зверкова Н.М. Анализ гляциологических карт с использованием приемов теории информации. - Изв. АН СССР, сер.геогр., 1983а, № 4, с.87-95.

Зверкова Н.М. Фоновые поверхности характеристик ледниковых систем на картах мелкого масштаба. - МГИ, вып.46, 1982(1983)б, с.89-94.

Зверкова Н.М., Кренке А.Н., Тареева А.М. Режим ледников Западного Кавказа на картах Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. - МГИ, вып.34, 1978, с.21-34.

Зверкова Н.М., Кренке А.Н., Чернова Л.П. О способах определения границы питания ледников. - МГИ, вып.44, 1982, с.199-207.

Зверкова Н.М., Чернова Л.П. Опыт составления мелкомасштабных карт режима ледников на малоизученные территории. - МГИ, вып.42, 1981(1982), с.12-17.

Зотиков И.А. Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды. Л., Гидрометеоиздат, 1977, 168 с.

Зотиков И.А. Теплофизика ледниковых покровов. Л., Гидрометеоиздат, 1982, 288 с.

Зотиков И.А., Иванов Ю.А., Барбаш В.Р. Сток материкового льда Антарктиды и формирование донных Антарктических вод. - Океанология, т.14, вып.4, 1974,с.607-613.

Зубов Н.Н. Некоторые особенности природных льдов большой толщины. М., Вестник МГУ, 1955, № 3, с.3-14.

Ивановская Т.Э. Продолжительность залегания снежного покрова в Северной Америке. - МГИ, вып.44, 1982, с.187-198.

Ивановская Т.Э. Опыт комплексного картографирования характеристик снежного покрова гор запада Канады и США. - МГИ, вып.50, 1984, с.44-56.

Ивановская Т.Э., Геткер М.И. Поля статистических характеристик снегозапасов на территории Северной Америки. - МГИ, вып.54, 1985, с.152-164.

Иваньков П.А. Оледенение Камчатки. - Изв. АН СССР, сер.геогр., 1958, № 2,с.42-53.

Иваньков П.А. Оледенение Большого Кавказа и его динамика за годы 1890-1946. - Изв. Всес.геогр.об-ва, т.91, вып.3, 1959а, с.220-235.

Иваньков П.А. Современное оледенение Малого Кавказа и Армянского нагорья. - Изв. АН АрмССР, сер.геол.и геогр.наук, т.12, № 2, 1959б, с.47-50.

Изучение наледей. Методическое пособие. Л., Гидрометеоиздат, 1984, 155 с.

Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох: полтора века в поисках разгадки. М., "Прогресс", 1988, 260 с.

Инженерная география горных стран. М., Изд-во Моск.ун-та, 1984, 227 с.

Инженерная гляциология. Под ред.Г.К.Тушинского. М., Изд-во Моск.ун-та, 1971, 208с.

Исаева Л.Л., Кинд Н.В. К вопросу о размерах сартанского оледенения на северо-западе Средней Сибири. - Четвертичные олед. Средней Сибири. М., 1986, с.52-59.

Кавецкий С.П., Гулина В.Р. Сели в районе ледников, возможность прогноза и борьба с ними. - МГИ, вып.9, 1964, с.99-102.

Каган Р.Л., Песчанский И.С., Шванштейн З.И., Назинцев Ю.Л. Исследование прочностных свойств нового льдоволокнистого материала. - Тр.координац.совещ.по гидротехнике, вып.23. М.-Л., 1965, с.23-32.

Кадастр лавин СССР. Европейская часть СССР. Кавказ. Л., Гидрометеоиздат, 1984, 208 с.

Кадастр лавин СССР. Средняя Азия и Казахстан. Л., Гидрометеоиздат, 1985, 267 с.

Кадомцева Т.Г. Снежный покров в Андах. - МГИ, вып.60, 1987, с.116-125.

Калесник С.В. О некоторых новых формах ледниковых образований в Центральном Тянь-Шане. - Изв.Всес.геогр.об-ва, т.66, вып.3, 1934, с.389-396.

Калесник С.В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963, 551 с.

Канаев А.Ф., Чекотилло А.М. Ледяные склады и их использование. М., Изд-во АН СССР, 1952, 112 с.

Канаев Л.А., Максимов Н.В., Мошкин А.Т. и др. Колебания ледников Средней Азии в последние десятилетия. - Тр.САРНИГМИ, вып.14(95), 1974, с.15-26.

Капица А.П. О зависимости формы ледникового купола Восточной Антарктиды от рельефа подледного ложа и характера растекания льда. - Информ.бюлл.САЭ, № 1, 1958, с.41-45.

Капица А.П. Подледный рельеф Антарктиды. М., "Наука", 1968, 98 с.

Каплина Т.Н., Кузнецова И.Л., Корейша М.М., Лахтина О.В. Геокриологические условия Колымской низменности. - Общее мерзлотоведение. Материалы к III Междун. конференции по мерзлотоведению. Новосибирск, 1978, с.14-23.

Каплина Т.Н., Ложкин А.В. Возраст "ледового комплекса" Приморских низменностей Якутии. - Изв. АН СССР, сер.геогр., 1982, № 2, с.84-95.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны. - Докл. АН СССР, т.231, № 5, 1976, с.1185-1187.

Карапетянц Е.М., Липовская В.И. Сравнение методов расчета снеговых нагрузок. - Тр.ГГО, вып.460, 1981, с.24-31.

Карасик Г.Я. Водный баланс Южной Америки. М., 1974, 110 с.

Карасик Г.Я. Карта стока и его снеговой и ледниковой составляющей на территории Анд Южной Америки. - МГИ, вып.46, 1982(1983), с.110-115.

Карпов Е.Г. Подземные льды Енисейского Севера. Новосибирск, "Наука", 1985, 134 с.

Карта СССР, 1:2 500 000. М., ГУГК, 1976, 16 л.

Каталог заторных и зажорных участков рек СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1976, т.1, 260 с., т.2, 288 с.

Каталог ледников СССР, т.14. Средняя Азия, вып.3. Бассейн р.Амударьи, ч.8.Бассейн р.Муксу (А - система ледника Федченко). Л., Гидрометеоиздат, 1968, 63 с.

Каталог ледников СССР, т.14. Средняя Азия, вып.3. Амударья, ч.9. Бассейн р.Обихингоу. Л., Гидрометеоиздат, 1978, 110 с.

Каталог ледников СССР, т.14. Средняя Азия, вып.3. Амударья, ч.8. Бассейн р.Муксу. Л., Гидрометеоиздат, 1979, 127 с.

Каталог наледей зоны БАМ, вып.1. Наледи верхней части бассейна р.Чары. Л., Гидрометеоиздат, 1980, 61 с.

Каталог наледей зоны БАМ, вып.2. Наледи бассейна р.Муи. Л., Гидрометеоиздат, 1981, 84 с.

Каталог наледей зоны БАМ, вып.3. Наледи бассейна р.Верхней Ангары. Л., Гидрометеоиздат, 1982, 94 с.

Кеммерих А.О. Снегово-ледниковый сток Памира и Памиро-Алая. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1980, № 3, с.88-94.

Кеннетт Дж.П. Морская геология. М., "Мир", 1987, т.1, 396 с., т.2, 383 с.

Ким Б.И. История развития Лаптевского шельфа и палеошельфа в кайнозое. - Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л., 1986, с.119-123.

Кислов А.В., Корякин В.С. Пространственные и временные закономерности изменений ледников Евразийской Арктики. - МГИ, вып.57, 1986, с.120-125.

Клиге Р.К. Влияние климата на водный баланс ледников. - Вестн.МГУ, геогр., 1985, № 1, с.21-25.

Климат полярных районов. Л., Гидрометеоиздат, 1973, 443 с.

Климаты Западной Европы. Л., Гидрометеоиздат, 1983, 446 с.

Климаты зарубежной Азии. Л., Гидрометеоиздат, 1975, 448 с.

Книжников Ю.Ф. Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. М., "Наука", 1973, 103 с.

Кожухов Ю.С. Стоимостная оценка природных условий градостроительства на территории СССР. - Вестн.МГУ, геогр., 1981, № 1, с.20-26.

Козицкий Н.Е. Ледяной покров: дорога, мост и ... поле боя. - Человек и стихия, 1986, с.111-112.

Колб Р.Л., Кингери У.Д. Искусственное упрочнение (армирование) льда. - Лед и снег. Пер.с англ. М., 1966, с.94-116.

Коломыц Э.Г. Снежный покров горнотаежных ландшафтов севера Забайкалья. М.-Л.,"Наука", 1966, 183 с.

Колосков К.Н., Корейша М.М. Наледи северного склона Момского хребта. - Тр.ПНИИИС, вып.36, М., 1975, с.124-134.

Колосов Д.М. Развитие Тихоокеанской древнеледниковой провинции. - Материалы по четвертичному периоду на территории СССР, вып.3, М.-Л., 1952, с.214-216.

Колосова Н.В. Структура приземного ветра в Антарктиде. Л., Гидрометеоиздат, 1982, 174 с.

Кондакова Н.Л., Трошкина Е.С., Нежинский В.А. Анализ динамики снежности и лавинного режима Кавказа за последние десятилетия. - МГИ, вып.53, 1985, с.133-139.

Конен Х., Ланге М. Изучение баланса массы во фронтальной зоне шельфового ледника Фильхнера-Ронне в Антарктиде. - МГИ, вып.57, 1986, с.136-139.

Коновалов В.Г. Проблема классификации и пространственная изменчивость альбедо однородной поверхности ледников в период абляции. - Тр.САНИГМИ, вып.44(59), 1969, с.102-107.

Копанев И.Д. Климатические аспекты изучения снежного покрова. Л., Гидрометеоиздат, 1982, 239 с.

Корейша М.М. О соотношении современного оледенения и тарынов (наледей) хребта Сунтар-Хаята. - Гляциол.исслед., № 5. М., 1960, с.124-130.

Корейша М.М. Снежники в хребте Сунтар-Хаята. - Сибирский геогр.сб., вып.1,М.,1962, с.177-183.

Корейша М.М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М., Изд-во АН СССР, М., 1963, 170 с.

Корейша М.М. Формирование инъекционного льда в русловых отложениях наледных участков долин в хребте Сунтар-Хаята. - Материалы к научн.-технич.конфер. ПНИИИС,М., 1969, с.121-123.

Корейша М.М. Льды Северо-Востока СССР. - Пробл.криолитологии, вып.4, 1974, с.100-109.

Корейша М.М. Некоторые проблемы исследования наземных и подземных льдов Северо-Востока СССР. - Вопр.криологии Земли. М., 1976, с.170-173.

Корейша М.М. Закономерности развития наземных льдов в условиях резко континентального климата. Автореф.докт.дисс., М., 1986, 44 с.

Корейша М.М., Романовский Н.Н. О природных системах наледей и горных ледников. - МГИ, вып.34, 1978, с.142-146.

Корейша М.М., Романовский Н.Н. Зональность льдообразования в континентальных климатических условиях. - МГИ, вып.51, 1984, с.159-163.

Корейша М.М., Хименков А.Н., Брыскина Г.С. О происхождении пластовых залежей подземного льда на севере Западной Сибири. - МГИ, вып.41, 1981, с.62-66.

Коржавин К.Н. Воздействие льда на инженерные сооружения. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, 325 с.

Короткевич Е.С. Полярные пустыни. Л., Гидрометеоиздат, 1972, 418 с.

Короткевич Е.С., Кобленц Я.П. Об упорядочении терминологии форм рельефа шельфовых ледников Антарктиды. - Инф. бюлл. САЭ, №53, 1965, с.40-43.

Корякин В.С. Ледники Арктики. М., "Наука", 1988, 158 с.

Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М., Изд-во АН СССР, 1961, 243 с.

Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л., Гидрометеоиздат, 1968, 479 с.

Котляков В.М. Ледники в проблеме взаимодействия природной среды и человечества. - Изучение и охрана гидросферы. М., 1975, с.23-26.

Котляков В.М. Задачи создания Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. - Вестн.АН СССР, 1976, № 10, с.95-100.

Котляков В.М. Проблемы гляциологии в системе взаимодействия природной среды и общества. Новое в жизни, науке, технике. Серия "Наука о Земле", № 1. М., "Знание", 1980, 48 с.

Котляков В.М. Становление и перспективы космической гляциологии. - Исслед. Земли из космоса, 1981, № 1, с.7-15.

Котляков В.М. Снег и лед в природе Земли. М., "Наука", 1986, 157 с.

Котляков В.М., Барков Н.И., Лосева И.А., Петров В.Н. Новая карта питания ледникового покрова Антарктиды. - МГИ, вып.24, 1974, с.248-255.

Котляков В.М., Виноградов О.Н., Дрейер Н.Н. и др. Опыт системного картографирования нивально-гляциальных явлений в мировом гляциологическом атласе. - Системное картографирование природных и социально-экономических комплексов. М., 1978, с.50-52.

Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л., Гидрометеоиздат, 1982, 288 с.

Котляков В.М., Гросвальд М.Г., Кренке А.Н. Климат Земли: прошлое, настоящее, будущее. М., "Знание", 1985 (Новое в жизни, науке, технике. Сер. "Наука о Земле", № 1), 48 с.

Котляков В.М., Дюргеров М.Б., Королев П.А. Аккумуляция и баланс массы крупного ледосборного бассейна Восточной Антарктиды. - МГИ, вып.47, 1983, с.49-61.

Котляков В.М., Кренке А.Н. Нивально-гляциальные системы Памира и Гиссаро-Алая. - МГИ, вып.35, 1979, с.25-33.

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. - Изв. АН СССР, сер.геогр., 1982, № 1, с.5-14.

Котляков В.М., Кренке А.Н., Глебова Л.Н. и др. Роль снежного покрова материков Южного полушария в перераспределении влаги между океанами. - Докл. АН СССР,т.304, № 5, 1989, с.1121-1124.

Котляков В.М., Кренке А.Н., Зверкова Н.М., Чернова Л.П. Перераспределение влаги между океанами через снежный покров материков (на примере Северного полушария). - Докл. АН СССР, т.295, № 6, 1987, с.1460-1464.

Котляков В.М., Лебедева И.М. "Кающиеся" снега и льды, механизм их образования и индикационное значение. - Изв. АН СССР, сер.геогр., 1975, № 3, с.26-36.

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., Мачерет Ю.Я., Гордиенко Ф.Г., Журавлев А.Б. Геофизические и изотопные исследования ледников Шпицбергена. - Вестн.АН СССР, 1980, № 4,с.132-138.

Котляков В.М., Ушаков А.И., Ходаков В.Г. Современные проблемы инженерной гляциологии и хозяйственная деятельность людей. - МГИ, вып.40, 1980(1981), с.211-224.

Котляков В.М., Ходаков В.Г. Перспективы использования снежно-ледовых ресурсов. - МГИ, вып.56, 1986, с.140-144.

Кошоев М.К. Оценка нивально-гляциальных опасных явлений высокогорного района Иссыккульско-Чуйского территориально-производственного комплекса. Автореф.канд. дисс. М., 1986, 23 с.

Кравцова В.И. Специальные карты в атласе ледников Эльбруса. - МГИ, вып.13, 1967, с.129-135.

Кравцова В.И. Современные возможности и использование космической информации в гляциологических целях. - МГИ, вып.31, 1977, с.183-192.

Кравцова В.И., Лосева В.Г. Генерализация изображения контуров горного оледенения на мелкомасштабных картах. - МГИ, вып.34, 1978, с.34-41.

Кравченко В.В. Методы расчета аккумуляции речного стока в наледях и речном льду. Иркутск, 1983, 43 с. Институт географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР. Рук.деп. в ВИНИТИ, № 1220-83 Деп.

Кренке А.Н. Районирование ледников Арктики в связи с циркуляцией атмосферы. - Гляциол.исслед., № 9, М., 1963, с.57-71.

Кренке А.Н. Климатические условия существования ледников и формирование ледниковых климатов. - Итоги науки. Метеорология и климатология, вып.1. М., 1971, с.168-207.

Кренке А.Н. Климатические условия существования современного оледенения Средней Азии. - Изв. АН СССР, сер.геогр., 1973, № 1, с.19-33.

Кренке А.Н. Роль исследования ледников при изучении взаимодействия человека со средой. - Изучение и охрана гидросферы. М., 1975, с.20-23.

Кренке А.Н. Об уровнях гляциологических исследований и о предмете ледниковедения. - МГИ, вып.27, 1976, с.27-36.

Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1982, 288 с.

Кренке А.Н. Континуальные модели в гляциологии. - Основные понятия, модели и методы общегеогр.исследований. М., 1984, с.50-57.

Кренке А.Н. Современные ледники и климат. - Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М., 1987, с.6-33.

Кренке А.Н., Бажев А.Б., Бажева В.Я. и др. Строение фирновой толщи Марухского ледника, льдообразование и миграция воды в ней. - МГИ, вып.17, 1970, с.277-288.

Кренке А.Н., Корякин В.С., Тареева А.М. Аккумуляция снега на высоте границы питания ледников Шпицбергена в 1982 г. - МГИ, вып.56, 1986, с.90-93.

Кренке А.Н., Меншутин В.М. Подобие полей аккумуляции и абляции на ледниках и расчет их водно-ледового баланса по космическим снимкам. - Дистанц.оценки общей увлажненности территории. М., 1984, с.66-74.

Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха. - МГИ, вып.12. 1966, с.153-164.

Кренке А.Н., Шантыкова Л.Н. Использование высоты границы питания на ледниках в гидрометеорологических расчетах. - МГИ, вып.34, 1978, с.167-178.

Кренке А.Н., Шютт В. Колебания ледников за исторический период. - XXIII-ий междун. геогр.конгресс. Секция 2. Климатология, гидрология, гляциология. М., 1976,с.283-296.

Криммел Р. Обнаружение пульсирующих ледников с помощью аэрофотосъемки и снимков со спутника Ландсат. - МГИ, вып.33, 1978, с.43-46.

Кручинин Ю.А., Симонов И.М. "Солярий" в антарктическом оазисе. - Инфор.бюлл.САЭ, № 65, 1967, с.162-164.

Крылов М.М. Ледяные изотермические склады. М., Изд-во АН СССР, 1942, 78 с.

Кудерский Л.А. О происхождении реликтовой фауны в озерах северо-запада европейской части СССР. - Биологические и промысловые ресурсы Финского залива. Л., 1987, с.113-124.

Кузин П.С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1960, 455 с.

Кун М. Метеорологические условия при экстремальных значениях баланса массы ледников. - МГИ, вып.57, 1986, с.15-19.

Лабутина И.А. Общегеографические карты оледенения в Атласе ледников Эльбруса. - МГИ, вып.13, 1967, с.173-179.

Лабутина И.А. Крупномасштабные карты ледников. Автореф.канд.дисс. М., 1971, 21 с.

Лавиноопасные районы Советского Союза. Под ред.Г.К.Тушинского. М., Изд-во Моск.ун-та, 1970, 198 с.

Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеоиздат,1961, 253 с.

Лебедева И.М. Интенсивность испарения с ледников Средней и Центральной Азии (возможности измерений и расчетов). - МГИ, вып.26, 1975(1976), с.119-129.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск, "Наука и Техника", 1980, 280 с.

Ледник Абрамова (Алайский хребет). Л., Гидрометеоиздат, 1980, 205 с.

Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). Л., Гидрометеоиздат, 1978, 184 с.

Ледник Федченко. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962, т.1, 247 с., т.2, 198 с.

Леухина Г.Н. Районирование территории Средней Азии по снеговым нагрузкам. - Тр. САРНИГМИ, вып.57(138), 1978, с.45-57.

Лихачева Л.И., Бассин Н.С., Глазырин Г.Е., Щетинников А.С. К вопросу об определении объема ледников и доле малых ледников в горном оледенении. - Тр.САРНИГМИ, вып.27(108), 1975, с.9-18.

Логинов А.И. Прокладка и содержание автозимников в Якутии. - Автомобильные дороги, 1981, № 9, с.7.

Локтионова Е.М. Особенности распределения снежного покрова на территории Западной Европы. - МГИ, вып.60, 1987, с.125-133.

Львович М.И. Опыт классификации рек СССР. - Тр.ГГИ, вып.6, 1938, с.58-108.

Львович М.И. Элементы водного режима рек земного шара. Тр.научн.-исслед.учреждений Гидрометеослужбы, сер.IV, вып.18. Свердловск-Москва, 1945, 126 с.

Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М., "Мысль", 1974, 448 с.

Ляпин В.Е., Разговорева Е.Л., Трегуб Г.А., Шаталина И.П. Регулирование ледотермического режима нижних бьефов высоконапорных ГЭС. - Изв. ВНИИГ им.Б.Е.Веденеева, т.188, 1985, с.176-188.

Мазо В.Л. Неустойчивость и самоорганизация оледенения. - МГИ, вып.65, 1989,с.3-25.

Макаревич К.Г., Рототаева О.В. Современные колебания горных ледников северного полушария.- МГИ, вып.57,1986, с.25-33.

Макеров Ю.В. Основные черты гидрологического режима антарктических вод. Антарктика, ч.2. Л., Гидрометеоиздат, 1956, 103 с.

Марков К.К., Бардин В.И., Лебедев В.Л. и др. География Антарктиды. М., "Мысль", 1968, 440 с.

Мартышев А.П. Современные изменения ледников в верховьях р.Баксан в Приэльбрусье. - МГИ, вып.47, 1983, с.209-211.

Маршунова М.С. Условия формирования и характеристики радиационного климата Антарктиды. Л., Гидрометеоиздат, 1980, 214 с.

Маршунова М.С., Черниговский Н.Т. Радиационный режим зарубежной Арктики. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 182 с.

Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л., "Наука", 1984, 176 с.

Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б. Радиолокационное зондирование ледников Шпицбергена с вертолета. - МГИ, вып.37, 1979(1980), с.109-131.

Мельник Д.М. О законах переноса снега и их использовании в снегоборьбе. - Техника железных дорог, 1952, № 11, с.5-7.

Меншутин В.М. Баланс массы Марухского ледника и изменчивость его составляющих. - МГИ, вып.31, 1977, с.38-44.

Меншутин В.М. Изменчивость составляющих баланса массы долинных ледников умеренных широт в СССР. - МГИ, вып,57, 1986, с.112-116.

Мерзлотоведение. М., Изд-во Моск.ун-та, 1981, 239 с.

Метеорологический режим зарубежной Арктики. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 227 с.

Методические указания по борьбе с заторами и зажорами льда. Л., "Энергия", 1970, 152 с.

Методические указания по инженерно-геологическому обследованию участков природных и прогноэируемых наледей М., ВНИИТС Минтрансстроя, 1979, 67 с.

Методические указания по предупреждению угрозы обледенения судов. Л.,ААНИИ, 1972, 81 с.

Методическое руководство по комплексному изучению селей. М., "Недра",1971, 164 с.

Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л., Гидрометеоиздат, 1974, 637 с.

Миронов Е.У. Крупномасштабная изменчивость толщины льда в Арктическом бассейне и прилегающих морях. Автореф.канд.дисс. Л., 1985, 24 с.

Многолетние характеристики притока воды к гидроэлектростанциям и дат ледовых явлений на водохранилищах. М., Гидрометцентр СССР, 1981, 47 с.

Молчанов Н.В. Ладожское озеро. Л., Гидрометеоиздат, 1945, 72 с.

Мочалов В.П., Степанов Б.С. О режиме моренных озер и путях их мелиорации. - Селевые потоки, сб.4. М., 1980, с.113-119.

Мэйо Л.Р. Идентификация неустойчивых ледников, промежуточных между нормальными и пульсирующими ледниками. - МГИ, вып.33, 1978, с.47-55.

Мюллер Ф. Ледники и их флуктуации. - Природа и ресурсы, М., 1982, № 1-2, с.83-89.

Мягков С.М. Аккумулятивные лавинные формы рельефа в Хибинах и пути использования их характеристик для определения границ лавиноопасных зон. - Снег и лавины Хибин. М., 1967, с.15-96.

Мягков С.М. Геоморфологические процессы в горах Антарктиды. - Геоморфология,1979а, № 3, с.3-12.

Мягков С.М. История рельефа и оледенения района моря Росса, Антарктида. Автореф. докт.дисс. М., 1979б, 55 с.

Мягков С.М. Возможные изменения природы Центрального Тянь-Шаня к 2025 г. - Вестн. МГУ, геогр., 1981, № 5, с.28-32.

Мягков С.М. Лавины и сели: задачи инженерно-географических исследований до конца тысячелетия. - Вестн.МГУ, геогр., 1983, № 2, с.63-67.

Мягков С.М. Опыт долгосрочного прогноза изменений природы гор к 2025 г. (на примере одного из участков зоны Иссыккульско-Чуйского ТПК). - Инженерная география горных стран. М., 1984, с.190-226.

Мягков С.М. Антарктида: прошлое и будущее оледенения. М., Изд-во Моск.ун-та,1989, 160 с.

Мягков С.М., Северский И.В. Результаты и перспективы картографирования лавинной опасности в СССР. - Материалы 2-го всес.совещ.по лавинам. Янгиабад, 1987, с.167-180..

Назаров В.С. Льды антарктических вод. М., Изд-во АН СССР, 1962, 78 с.

Назинцев Ю.Л. О равновесном состоянии полярных льдов. - Пробл.Арк.и Антаркт.,вып. 25, 1967, с.77-83.

Невский С.Д. Методика количественной оценки наледей надмерзлотных вод. - Зап.Забайк.фил.Геогр.об-ва СССР, вып.92, ч.2, Чита, 1973, с.28-30.

Нежиховский Р.А. Расчеты и прогнозы стока шуги и льда в период замерзания рек. - Тр.ГГИ, вып.103, 1963, с.3-40.

Нежиховский Р.А., Бузин В.А. Условия образования и прогнозы заторов льда на реках. - Метеорология и гидрология, 1977, № 5, с.70-75.

Некрасов И.А., Романовский Н.Н., Климовский И.В., Шейнкман В.С. Роль наледей в морфологии ледниковых долин хребта Черского. - Гидрогеол. исслед. криолитозоны. Якутск, 1976, с.83-92.

Несис К.Н. Существовал ли в плейстоцене Панарктический ледниковый покров? - Биология моря, 1983, № 6, с.11-19.

Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л., Гидрометеоиздат, 1980, 269 с.

Никифоров С.Л. Геоморфология дна западной части Восточно-Сибирского моря. - Океанология, т.24, № 6,1984, с.948-953.

Николаева А.Я., Шестериков Н.П. Метод расчета ледовых условий (на примере моря Лаптевых). - Тр.ААНИИ, т.292, 1970, с.143-217.

Николаева Г.М., Черногаева Г.М. Водный баланс Азии. М., 1977, 115 с.

Околов В.Ф. Расчетные методы получения количественных характеристик лавинной опасности. - Картографирование лавиноопасных территорий в средних масштабах. Деп.в ВИНИТИ, № 1625-В86, М., 1986, с.111-143.

Околов В.Ф., Мягков С.М., Глазовская Т.Г. Уточнение метода определения средней наибольшей декадной высоты снежного покрова по стандартной метеорологической информации. Деп. в ВИНИТИ, № 3460-81 деп., М.,1981, 19 с.

Оледенение Земли Франца-Иосифа. М., "Наука", 1973, 348 с.

Оледенение Новой Земли. М., "Наука", 1968, 332 с.

Оледенение Памиро-Алая. М., "Наука", 1992, 256 с.

Оледенение Урала. М., "Наука", 1966, 307 с.

Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М., "Наука", 1975, 276 с.

Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М., Изд-во Моск.ун-та, 1974, 431 с.

Осокин Н.И. Снежники и снежниковые системы низко- и среднегорных районов СССР. М., "Наука", 1981, 72 с.

Охата Т., Кобаяси Ш., Накадзима Ч. Метеорологические условия и их влияние на баланс массы ледников на Северном Патагонском ледяном плато. - МГИ, вып.57, 1986,с.63-67.

Паков В.В. Обледенение судов. Тр.ААНИИ, т.334, 1976, 263 с.

Петров Л.С. Некоторые особенности термического режима западного сектора Советской Арктики. - Уч.зап.ЛГУ, сер.геогр., т.269, вып.13, 1959, с.85-95.

Петрович Н.В., Сморыгин Г.И. Способы получения и некоторые свойства искусственного гранулированного льда. - Гляциология Восточной Сибири. Иркутск, 1983, с.126-132.

Петросянц М.А., Субботина О.П., Чанышева С.Г. О влиянии орографии Средней Азии на среднее поле температуры. - Тр.САНИГМИ, вып.20(35), 1965, с.158-171.

Пиотрович В.В. Образование и таяние льда на озерах, водохранилищах и расчет сроков ледостава и очищения. Л., Гидрометеоиздат, 1958, 192 с.

Пиотрович В.В. Расчеты толщины ледяного покрова на водохранилищах по метеорологическим элементам. Л., Гидрометеоиздат, 1968, 135 с.

Плетнев С.П. Стратиграфия донных отложений и палеогеография Японского моря в позднечетвертичное время (по планктонным фораминиферам). Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1985, 110 с.

Подземный сток на территории СССР. М., Изд-во Моск.ун-та, 1966, 303 с.

Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., Изд-во Моск.ун-та, 1967, 303 с.

Попов А.И. Об условиях формирования осадочно-криогенного (едомного) комплекса в плейстоцене на приморских равнинах Субарктики. - Проблемы криолитологии, вып.11. М., 1983, с.19-37.

Попов В.И. Снежный покров и лавины Казахстанского Алтая. Автореф.канд.дисс. Ташкент, 1986, 24 с.

Практическое пособие по прогнозированию лавинной опасности. Л., Гидрометеоиздат, 1979, 200 с.

Преображенский В.С. Наледи и древнее оледенение Станового нагорья. - Зап.Забайк. отд.Геогр.об-ва СССР, вып.24, Чита, 1963, с.131-134.

Прик З.М. К вопросу об относительной влажности в Арктике зимой. - Тр.ААНИИ, т.287, 1969, с.98-109.

Припай Восточной Антарктиды. Тр.САЭ, т.63, 1977, 130 с.

Программа и методические указания по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Под ред.В.М.Котлякова. - МГИ, вып.29, 1977, с.53-144.

Ракита С.А. Природа и хозяйственное освоение Севера. М., Изд-во Моск.ун-та, 1983, 189 с.

Ревякин В.С., Мухаметов Р.М. Сокращение ледниковой системы Купол - Малый Актру на Алтае за период 1952-1979 гг. - МГИ, вып.41, 1981, с.187-190.

Ревякин В.С., Мухаметов Р.М. Динамика ледников Алтае-Саянской горной системы за 150 лет. - МГИ, вып.57,1986, с.95-99.

Рейнварт О. Комплексные исследования водного баланса и баланса массы ледника Фернагтфернер в Эцтальских Альпах. - МГИ, вып.57, 1986, с.116-120.

Рекомендации по изысканиям, проектированию и строительству малых искусственных сооружений на водотоках с процессами наледеобразования. М., Изд-во ЦНИИС МПС,1968, 67 с.

Ржевский Б.Н., Панов В.Д. Лавинно-селевые процессы в горах в период весеннего снеготаяния. - Природа и хозяйство Севера, вып.11. Мурманск, 1983, с.37-48.

Риль Г. Тропическая метеорология. Пер.с англ. М., Изд-во иностр.лит-ры, 1963, 366 с.

Рихтер Г.Д. Использование снега и снежного покрова в целях борьбы за высокий и устойчивый урожай. - Роль снежного покрова в земледелии. М., 1953, с.6-61.

Роланд Э., Вулд Б., Лиестель У. Измерения баланса массы норвежских ледников. - Баланс массы, колебания ледников и ледниковый сток. Тезисы докл. М., 1985, с.41-42.

Романов А.А. Льды Южного океана и условия судоходства. Л., Гидрометеоиздат, 1984, 88 с.

Романов А.А. Морские льды и айсберги Южного океана. - МГИ, вып.52, 1985, с.61-67.

Романовский Н.Н. О влиянии наледей на формирование рельефа прадолин Польши в перигляциальных условиях плейстоценового оледенения. - Изв. АН СССР, сер.геогр.,1972, № 4, с.106-113.

Романовский Н.Н. О геологической деятельности наледей. - Мерзлот.исслед., вып.13.М., 1973, с.66-89.

Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны. М., Изд-во Моск.ун-та, 1983, 232 с.

Романовский Н.Н., Афанасенко В.Б., Корейша М.М. Динамика и геологическая деятельность гигантских наледей селенняхской тектонической впадины. - Вестн.МГУ, геология, 1973, № 6, с.52-74.

Романовский Н.Н., Афанасенко В.Е., Корейша М.М. Многолетняя динамика наледей подземных вод. - Proc.of the Third Intern.Confern.on Permafrost, Edmonton,1978,v.1, Ottawa, 1978, p.212-218.

Романовский Н.Н., Корейша М.М. Ледники, субгляциальные талики и многолетнемерзлые породы. - Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М., 1986, с.206-219.

Рототаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. М., "Наука", 1983, 169 с.

Рототаева О.В. Степень оледенения Памира и определяющие ее факторы. - МГИ, вып.35, 1979, с.33-41.

Рототаева О.В. Построение полей высоты границы питания и аккумуляции для ледниковой системы Гиссаро-Алая. - МГИ,вып.35, 1979, с.42-52.

Рубинштейн Е.С. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений, вып.1. Л.-М., Гидрометеоиздат, 1937, 124 с.

Руководство по изучению селевых потоков. Л., Гидрометеоиздат, 1976, 144 с.

Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1966, 154 с.

Румянцев Е.А. Влияние мерзлотно-гидрогеологических условий на динамику грунтовых наледей. - Наледи Сибири. М., 1969, с.117-127.

Румянцев Е.А. Определение объема грунтовой наледи с учетом теплового потока, поступающего снизу к границе сезонного промерзания грунта. - Вопр.проектирования Байкало-Амурской жел.-дор.магистрали. Межвуз.сб.научн.тр., вып.193/6. Новосибирск, 1978, с.71-74.

Русин Н.П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л., Гидрометеоиздат, 1961, 448 с.

Рымша В.А., Донченко Р.В. Метод расчета (прогноза) условий образования внутриводного льда. - Тр.ГГИ, вып.93, 1962,с.52-66.

Савина С.С., Глух И.С., Словягина К.К. Формирование поля температуры воздуха зимнего периода на территории горных районов Северной Америки и зарубежной Азии. - Материалы метеорол.исслед., № 10, 1986, с.22-38.

Савченкова Е.И. Естественные функции полей дат появления льда на реках. - Тр.Гидрометцентра СССР, вып.117, 1974, с.74-82.

Салищев К.А. Картоведение. М., Изд-во Моск.ун-та,1982, 406 с.

Сапунов В.Н. Водоснежные потоки и их место в ряду сходных разрушительных явлений. - Вестн.МГУ, геогр., 1985, № 6, с.31-37.

Саушкин Ю.Г. Природно-хозяйственные районы Советского Союза. - Вестн.МГУ, геогр., 1980, № 4, с.3-13.

Сбоев В.В. Исследование закономерностей скольжения плоскокилеватой опорной поверхности по снегу. Автореф.канд.дисс. Новосибирск, 1981, 18 с.

Северный Ледовитый и Южный океаны. Л., "Наука", 1985, 501 с.

Северский И.В. Снежные лавины Заилийского и Джунгарского Алатау. Алма-Ата,"Наука", 1978, 255 с.

Северский И.В., Благовещенский В.П. Оценка лавинной опасности горной территории. Алма-Ата, "Наука", 1983, 220 с.

Сезин В.М. Распространение снежных лавин в горах Западного Тянь-Шаня и их синоптико-статистический прогноз. Автореф.канд.дисс. Нальчик, 1984, 30 с.

Се Зичу, Чжан Йиньхуа. Изучение баланса массы ледников Китая. - МГИ, вып.57,1986, с.105-110.

Сидов Д.Г. Моделирование синоптической и климатической изменчивости океана. Л., Гидрометеоиздат, 1985, 208 с.

Сидов Д.Г. История Большого Южного Кольца. - Природа, 1986, № 3, с.12-22.

Серебряный Л.Р., Тимофеева Н.А. Вюрмское оледенение Альп (опыт картографической реконструкции). - МГИ, вып.52, 1985, с.154-161.

Симаков А.С., Шильниковская З.Г. Карта и кадастр наледей Северо-Востока СССР. Л., 1958, 32 с.

Симонов И.М. Оазисы Восточной Антарктиды. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 176 с.

Синицын В.М. Географические наблюдения в Высокой Азии. - Изв. АН СССР, сер.геогр., 1958, № 3, с.37-47.

Сихотин В.И., Генкин З.А. Исследование увлечения льдин потоком под преграду. - Тр. ГГИ, вып.192, 1972, с.37-47.

Слупецкий Х. Баланс массы ледника Штубахер Зоннблик и реакция некоторых ледников в массиве Высокий Тауэрн (Восточные Альпы) на прирост массы с 1964/65 по 1980/81 гг.- Баланс массы, колебания ледников и ледниковый сток. Тезисы докл., М., 1985, с.53-54.

Смолярова Н.А. Тенденции развития системы гляциологических понятий и их отражения в терминологии. Автореф.канд.дисс. М., 1982, 24 с.

Сморыгин Г.И. Теоретические основы получения льда рыхлой структуры. Новосибирск, "Наука", 1984, 157 с.

Снежные лавины (прогноз и защита). М., Изд-во Моск.ун-та, 1974, 167 с.

Соколов Б.Л. Наледи и речной сток. Л., Гидрометеоиздат, 1975, 190 с.

Соколов Б.Л. Математическое описание процессов формирования и разрушения наледей. Обзор. Серия "Гидрология суши". Обнинск, 1977, 63 с.

Соколов Б.Л. Многолетние колебания размеров наледей подземных вод. - Тр.ГГИ, вып. 286, 1982, с.71-94.

Соколов Б.Л., Саркисян В.О. Подземное питание горных рек (методы количественной оценки). Л., Гидрометеоиздат, 1981, 240 с.

Соколов Б.Л., Черная Ф.Ф. Оценка потерь зимнего стока на образование речного льда и наледей речных вод (на примере рек Северо-Востока СССР). - Тр.ГГИ, вып.272, 1981, с.37-62.

Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1959, 144 с.

Соломатин В.И. Структурно-генетический анализ и систематика подземных льдов. Автореф.докт.дисс. М., 1983, 43 с.

Соседов И.С. Методика территориальных водно-балансовых обобщений в горах. Алма-Ата, "Наука", 1976, 151 с.

Сосновский А.В., Ходаков В.Г. Способ опреснения морской и соленой воды. Авторское свидет. 1130531 (СССР) . Заявл.08.04.82 № 3420481 /23-26; опубл. Б.И. 1984, № 47.

Сотников А.Б. Гидрогеологические прогнозы при строительстве в суровых климатических условиях. М., "Недра", 1984, 81 с.

Справочник по климату Антарктиды. Л., Гидрометеоиздат, т.I, 1976, 211 с.; т.II, 1977, 493 с.

Справочник по климату СССР. Вып.1, 2, 17, 21, 24, 33, ч.I-V. Л., Гидрометеоиздат, 1965-1969.

Справочник по климату СССР. Вып.1-34, ч.IV. Л., Гидрометеоиздат, 1968-1970.

Степанова А.И. К вопросу о роли ледников Камчатки в питании рек и формировании твердого стока. - Тр.ДВНИГМИ, вып.76, 1979, с.110-114.

Суетова И.А. Основные морфометрические характеристики Антарктиды. М., "Наука", 1968, 71 с.

Суетова И.А. Средняя высота, объем и мощность льда Антарктиды (новые данные) . - Антарктика. Докл.комиссии, вып.26. М., 1987, с.113-119.

Супруненко Ю.П. Опыт рекреационного освоения Памира. - МГИ, вып.35, 1979,с.101-108.

Суслов В.Ф. Эволюция оледенения в бассейне ледника Федченко. - Гляциол.исследов., № 13. М., 1964, с.65-70.

Тараканов Ю.А., Гросвальд М.Г., Камбаров Н.Ш., Приходько В.А. Новые данные о связи фигуры Земли с древними оледенениями. - Докл. АН СССР, т.295, 1987, № 5, с.1084-1089.

Тимашев Е.В. Исследование ледника Гандо в 1948 году. - Побежденные вершины. М., 1949, с.62-102.

Тиндаль Дж. Альпийские ледники. Пер.с англ. М., 1866, 346.

Титов В.И. Климатические условия Афганистана. Тр.ВНИГМИ МЦД, вып.6, 1976, 260 с.

Толстихин Н.И. Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты. Тр.Комиссии по изучению вечной мерзлоты, т.1. Л., Изд-во АН СССР, 1932, с.29-50.

Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск, "Наука", 1974, 164 с.

Трешников А.Ф. Особенности ледового режима Южного Ледовитого океана. Тр.САЭ,т.21, 1963, 237 с.

Трешников А.Ф., Баранов Г.И. Структура циркуляции вод Арктического бассейна. Л., Гидрометеоиздат, 1972, 158 с.

Троицкий Л.С., Ходаков В.Г. О приледниковых наледях на Шпицбергене. - МГИ,вып.46, 1982(1983), с.149-151.

Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М., Географгиз, 1949, 376 с.

Трошкина Е.С. Оценка структурно-стратиграфических особенностей снежного покрова горных районов Советского Союза для прогнозирования лавин. - Склоновые процессы (лавины и сели), вып.4. М., 1980, с.18- 33.

Тушинский Г.К. Лавины. Возникновение и защита от них. М., Географгиз,1949, 215 с.

Тушинский Г.К. Лавины и защита от них на геолого-разведочных работах. М., Госгеолтехиздат, 1957, 108 с.

Тушинский Г.К. Защита автомобильных дорог от лавин. М., Автотрансиздат, 1960, 151 с.

Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географгиз, 1963, 311 с.

Тушинский Г.К., Мягков С.М. Содержание инженерно-экономической географии горных стран и основные пути ее развития. - Вестн.МГУ, геогр., 1980, № 2, с.3-8.

Указания по определению расчетных гидрологических характеристик СН 435-72. Л., Гидрометеоиздат, 1972, 18 с.

Физико-географический атлас Мира. М., ГУГК, 1964.

Физико-механические свойства и их использование в аэродромном и дорожном строительстве. М., Изд-во АН СССР, 1945, 67 с.

Флейшман С.М., Сейнова И.Б. Предложения по созданию инженерной классификации селей. - Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата, 1984, с.7-24.

Фовинкель Е., Орвиг С. Климат Арктического бассейна. - Климат полярных районов. Л., 1973, с.170-317.

Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М., "Наука", 1978, 194 с.

Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л., Гидрометеоиздат,1963, 620 с.

Цомая В.Ш. Число дней со снежным покровом, даты его появления и схода и суточный прирост толщины снежного покрова в горах Кавказа. - Тр.ЗакНИГМИ, вып.88(95), 1988, с.58-70.

Чанг Ксенгсонг. Современные колебания ледников Китая. - МГИ, вып.57, 1986, с.99-105.

Чекотилло А.М. Применение снега, льда и мерзлых грунтов в строительных целях. М., Изд-во АН СССР, 1945, 64 с.

Чекотилло А.М., Цвид А.А., Макаров В.Н. Наледи на территории СССР и борьба с ними. Благовещенск, Амурское книжн.изд-во, 1960, 205 с.

Червяков В.А. Концепция поля в современной картографии. Новосибирск,"Наука",1978, 150 с.

Черниговский Н.Т., Маршунова М.С. Климат Советской Арктики (радиационный режим). Л., Гидрометеоиздат, 1965, 199 с.

Чернова Л.П. Интенсивность массообмена ледников как показатель селеопасности. - МГИ, вып.32, 1978, с.63-70.

Чернова Л.П. Отражение динамики и режима ледника в положении фирновой линии. - МГИ, вып.50, 1984, с.189-192.

Черногаева Г.М. Водный баланс Европы. М., 1971, 140 с.

Четвертичная система. Серия "Стратиграфия СССР". М., "Недра", полутом 1, 1982, 444 с.; полутом 2, 1984, 556 с.

Чижов А.Н. О механизме формирования заторов льда и их типизация. - Тр.ГГИ,вып.227, 1975, с.3-17.

Чижов А.Н. Исследование механизма наледных явлений на реках. - Тр.ГГИ, вып.287, 1982, с.15-32.

Чижов О.П. Оледенение Северной полярной области. М., "Наука", 1976, 240 с.

Чижов О.П. Результаты анализа многолетних рядов измерений баланса массы ледников. - МГИ, вып.42, 1981(1982), с.170-177.

Шантыкова Л.Н. Количество твердых осадков на ледниках Центрального Алтая. - МГИ, вып.25, 1975(1976), с.56-61.

Шантыкова Л.Н. Степень однородности многолетних колебаний высоты границы питания в пределах ледниковой области. - МГИ, вып.26, 1975(1976), с.101-105.

Швер Ц.А. Атмосферные осадки на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1976,302 с.

Швер Ц.А. Закономерности распределения количества осадков на континентах. Л.,Гидрометеоиздат, 1984, 285 с.

Шпинь П.С., Авраамова В.Л., Шпинь В.Н., Толстоногов В.Е. О снежном покрове и лавинной опасности в центральной части Кузнецкого Алатау. - Природа и экономика Кузбасса. Новокузнецк, 1980, с.22-26.

Шульгин А.М. Мелиоративная география. М., "Высшая школа", 1980, 288 с.

Шуляковский Л.Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогноза. Л., Гидрометеоиздат, 1960, 215 с.

Шуляковский Л.Г., Бусурина В.М. Расчет начала ледостава на реках в естественных условиях и в условиях регулирования стока.- Тр. Гидрометцентра СССР,вып.8,1967, с.12-23.

Шумский П.А. Энергия оледенения и жизнь ледников. М., Географгиз, 1947, 60 с.

Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955, 492 с.

Шумский П.А. Очерк истории исследования подземных льдов. Якутск, 1959а, 54 с.

Шумский П.А. Подземные льды. - Основы геокриологии, ч.1. М.,Изд-во АН СССР,1959б, с.274-327.

Шумский П.А. К теории движения и колебаний ледников. - МГИ, вып.6, 1962, с.31-41.

Шумский П.А. Оледенение Антарктиды. - Основные итоги изучения Антарктики за 10 лет. М., "Наука", 1967, с.27-75.

Шумский П.А., Котляков В.М., Евтеев С.А. Ледниковый купол острова Дригальского. - Гляциол.исслед., № 6. М., 1961, с.45-69.

Шумский П.А., Кренке А.Н. Современное оледенение Земли и его изменения. - Геофиз. бюлл., № 14, М., 1965, с.128-158.

Шумский П.А., Михалев В.И., Цветков Д.Г. Колебания ледника Обручева (Полярный Урал), их механизм и причины. Кинематика поверхности. - МГИ, вып.20, 1972, с.35-69.

Щелоков В.К. Ледяные хранилища. М., "Наука", 1967, 118 с.

Щетинников А.С. Оледенение Гиссаро-Алая. Л., Гидрометеоиздат, 1981, 120 с.

Ювенальев И. Почему "буксуют" снегоходы. - Техника молодежи, 1983, № 4, с.38-42.

Яковлев О.Н., Корейша М.М. Мерзлотно-гидрогеологические исследования в районе Момо-Зырянской наложенной впадины. - Реферат.сб. Инженерные изыскания в строительстве., ЦИНИС, Госстрой СССР, сер.II, вып.7/25. М., 1973, с.34-37.

Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л., Гидрометеоиздат, 1985, 296 с.

Ahlmann H.W. Glaciological research on the North Atlantic coasts. Roy.Geogr.Ser., № 1, London, 1948, 83 p.

American national standards building code requirements for minimum design loads in building and other structures. New York, American National Standards Institute Inc., 1972, 60 p.

Andersen B.G. Late Weichselian ice sheets in Eurasia and Greenland. - The Last Great Ice Sheets (Denton G.H., Hughes T.J., eds.). J.Wilcy-Interscience, New York, 1981, p.1-65.

Anderson J.B., Brake C.F., Myers N.C. Sedimentation on the Ross Sea continental shelf, Antarctica. - Marine Geology, v.57, № 1-2, 1984, p.295-333.

Antarctic sea ice, 1973-1976: Satellite passive - microwave observation,Washington D.C., 1983, 206 p.

Antarctica: glaciological and geophysical folio. University of Cambridge, 1983, 12 p.

Atlas over breer i Nord-Scandinavia. (Østrem G., Haaskensen N., Melander O.). Medd.Hydrol.Avd. Norg-Vassdrags og electrisitetsv. og Stockholms universitet, 1973, 315 p.

Atlas over breer Sør-Norge. (Ostrem G., Zeigler T.) Norges Vassdrags og elektrisetetsv, Hydrologisk Avdeling. Oslo, 1969, 207 p.

Bader H. The Greenland ice sheet. - Cold Region Research and Engineering Laboratory (CRREL), RP 1-82, Hanover, New Hampshire, 1961, 79 p.

Bagchi A.K. Studies of snow accumulation characteristics on Himalayen Slopes. - Contrib.Space Observ.Water Resour.Manag.Proc.Symp. 22d Plenary Meet. COSPAR, Bangabore, 1979. Oxford e.a., 1980, p.153-156.

Barker P.F., Kennett J.P., O'Connell S. a.o. Leg 113 explores climatic changes. - Geotimes, v.32, № 7, 1987, p.12-15.

Bases for design of structures. Determination of snow loads on roofs. Intern.Organisation Standartization, 1978, 20 p.

Bauer A. The balance of the Greenland Ice Sheet. Journ. of Glaciology,v.2,№ 17, 1955, p.456-462.

Bauer A. Missions aeriennes de reconnaissance au Groenland 1957-1958. Observations aériennes et terrestres, exploitation des photographies aériennes détermination des vitesses des glaciers vêlant dans Disco bugt et Umanak fiord. Medd. om Grønland. Bd.173, № 3, 1968, 144 p.

Bednarski J. Late Quaternary glacial and sea-level events, Clements Markham Inlet, northern Ellesmere Island, Arctic Canada.-Canadian Journ. of Earth Sci.-v.23, 1986, p.1343-1355.

Bennike O., Wawes P.R., Funder S. a.o. The late Quaternary history of Hall Land, northwest Greenland: Discussion. - Canadian Journ. of Earth Sci., v.24, № 2, 1987, p.370-374.

Benson Carl S. Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland Ice Sheet. US Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment, Corps of Engineers, Res.Rept.70, July 1962, 93 p.

Berggren W.A., Kent D.S., Flynn J.J., Van Couvering J.A. Cenozoic geochronology. - Geol.Soc.Amer.Bull., v.96, № 11, 1985, p.1407-1418.

Bergthorsson P. An estimate of drift ice and temperatures in Iceland in 1000 Years. - Jökull, v.19, 1969, p.94-101.

Blake W., Jr. Glacial sculpture along the east-central coast of Ellesmere Island, Arctic Archipelago. - Geol.Surv.Canada Pap., v.77-1C, 1977, p.107-115.

Blake W., Jr. Geological survey of Canada radiocarbon dates 15. - Geol. Survey Canada Pap., v.85-7, 1986, 32 p.

Blidberg D.R., Corell P.W., Westneat A.S. Probable ice thickness of the Arctic Ocean. - POAC-79, v.I, 1980, p.253-267.

Bluemle J.P.,Clayton L.Large-scale glacial thrusting and related proccesses in North Dakota. - Boreas, v.13, № 3, 1984, p.279-299.

Bouchard M.A., Martineau G. Southeastward ice flow in central Quebec and its paleogeographic significance. - Canadian Journ. of Earth Sci., v.22, № 10,1985, p.1536-1541.

Boulton G.S., Jones A.S., Clayton K.M., Kenning M.J. A British ice-sheet model and patterns of glacial erosion and deposition in Britain. - British Quaternary Studies. Recent advances. Oxford, Claredon Press, 1977, p.231-246.

Boulton G.S., Smith G.D., Jones A.S., Newsome J. Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets. - Journ. of Geol.Soc.London, v.142, pt.3, 1985, p.447-474.

Boyd D.W. Maximum depth of the snow loads on roofs in Canada. - Proc.of the Western Snow Confer. 29 Annual Meeting, 1961, p.6-16.

Boyd D.W. The effect of precipitation on the design of building. - Building Climatology, WMO, Technical note, № 109, 1970, p.9-150.

Braithwaite R.L. Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude? - Journ. of Glaciology, v.30, № 106, 1984, p.364-368.

Budd W.F. The dynamics of ice masses. - ANARE Sci.Rep., Ser.A (IV) Glaciology, Publ. № 108. Melbourne, 1969, 216 p.

Budd W.F., Jenssen M.J.D., Radok U. The extent of basal melting in Antarctica. Polar Forschung, Bd.6, № 39, 1970, S.293-306.

Budd W.F., Smith J.H.L., Wishart E.K. The Amery Ice Shelf. - Physics of Snow and Ice, v.1, pt.1, Sapporo, 1967, p.3-11.

Campbell W.I., Gloersen P., Nordberg W. Dinamics and morphology of Beaufort sea ice determined from satellites, aircraft and drifting stations. AJDJEX, bull. № 25, 1974, p.1-28.

Canadian Journal of Earth Sciences, v.3, № 6, 1966.

Carrara P. Evidence for a former large ice sheet in the Orville Coast. - Ronne Ice shelf area, Antarctica. - Journ. of Glaciology, v.27, № 97, 1981, p.487-491.

Chappell J., Shackleton N.J. Oxigen isotopes and sea-level. - Nature, v.324,№ 6093, 1986, p.137-140.

Charlesworth J.K. The Quarternary Era, with special reference to its glaciation, v.2. London, 1957, 1700 p.

Chiu L.S. Variation of antarctic sea ice. - An Update Monthly Weather Review,v.3, № 3, 1983, p.578-580.

Ciesielski P., Kristoffersen Y., Clement B. and other. Palaeooceanography of the subantarctic South Atlantic (Leg 114 shipboard scientific party). - Nature, v.328, № 6132, 1987, p.671-672.

Clark J.A. The reconstruction of the Laurentide ice sheet of North America from sea level data; Method and preliminary results. - Journ. of Geophys.Res.,v.85, № B8, 1980, p.4307-4323.

Claus B.R., Russell S.O., Schaerer P.A. Variation of ground snow loads with elevation in Southern Britain Columbia. - Canadian Journ. of Civil Engineering, v.11, № 3, 1984, p.480-493.

Clayton L., Teller J.T., Attig J.W. Surging of the southwestern part of the Laurentide Ice Sheet. - Boreas, v.14, № 3, 1985, p.235-241.

CLIMAP Project members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. - US Geol.Soc.map and charts series, MC-34, 1981.

Dansgaard W., Clausen H.B., Gundestrup N. and other. A new Greenland deep ice core. - Science, v.218, № 4579, 1982, p.1273-1277.

Davies H.C., Dobson M.R., Whittington R.J. A revised seismic stratigraphy for Quaternary deposits on the inner continental shelf west of Scotland between 55°30′ N and 57°30′ N. - Boreas, v.13, № 1, 1984, p.49-66.

Denton G.H., Andersen B.G., Conway H.W. Late Quaternary surface fluctuations of Beardmore Glacier, Antarctica. - US Antarctic Journal, v.21, № 5, 1986, p.90-92.

Denton G.H., Hughes T.J. Milankovitch theory of ice ages: Hypothesis of ice-sheet linkage between regional insolation and global climate. - Quaternary Res., v.20, № 2, 1983, p.125-144.

Denton G.H., Hughes T.J., Karlen W. Global ice-sheet system interlocked by sea level. - Quaternary Research, v.26, № 1, 1986, p.3-26.

Denton G.H., Kellogg D.E., Kellogg T.B., Prentice M.L. Ice sheet overriding of the Transantarctic Mountains. - US Antarctic Journal, v.18, № 5, 1983, p.93-95.

Denton G.H., Prentice M.L., Kellogg D.E., Kellogg T.B. Late tertiary history of the Antarctic ice sheet: evidence from the dry valleys. - Geology, 1984, № 12, p.263-267.

Desio A. Notes on the Pleistocene of Central Badakhshan. - Geology of Central Badakhshan (North-East Afganistan) and surrounding countries. Leiden,Brill,1975.

Domack E.W. Glacial erosion on the George V/Adélie continental margin, East Antarctica. - US Antarctic Journal, v.19, № 5, 1985, p.76-78.

Drewry D.J. Initiation and growth of the East Antarctic ice sheet. - Journ. of Geol.Soc.(London), v.131, № 3, 1975, p.255-273.

Drygalski E. Grönland-Expedition der Geselschaft für Erdkunde zu Berlin 1891-1893, Bd.1, 1897, 451 S.

Dyke A.S. A reinterpretation of glacial and marine limits around the northwestern Laurentide Ice sheet. - Canadian Journ. of Earth Sci., v.24, № 4, 1987, p.591-601.

Dyke A.S., Prest V.K. Late Wiskonsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. - Geographie phys. et Quaternaire, v.41,№ 2, 1987, p.237-263.

Ekman S.R. Seismic investigations on the Nordanstlandet ice caps. - Geografiska annaler, v.53A, № 1, 1971, p.1-13.

Elverhøi A. Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea,fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review. - Marine Geology, v.57, № 1,1984, p.53-88.

Elverhøi A., Solheim A. Physical environment, Western Barents Sea, 1:500 000.Surface sediment distribution. Norsk Polarinstitutt, Oslo, 1983a, 23 p., map.

Elverhøi A., Solheim A. The Barents Sea ice shelf - a sedimentological discussion. - Polar.Res., v.1 (n.s.), № 1, Oslo, 1983 , p.23-42.

England J. Glaciation and the evolution of the Canadian high arctic landscape. - Geology, v.15, № 5, 1987, p.419-424.

Environmental Atlas of Alaska. Fairbanks, 1978, 95 p.

Expeditionen "Ymer-80" - en slutrapport. (Hoppe G., Björn-Rasmussen S.,Wiberg M., Roland M., eds.) Stockholm, K.Vetenskapsakademien, 1987, 211 p.

Fader G.B., King L.H., Josenhans H.W. Surficial geology of the Laurentian Channel and the western Grand Banks of Newfoundland. - Geol.Surv.Canada Paper, 81-22. Marine Science Paper 21. Ottawa, 1982, 37 p.

Field W.O. Atlas of the mountain glaciers of the Northern Hemisphere. Hanover,New Hempshire, USA, CRREL, 1975, 49 p.

Field W.O. Mountain glaciers of the Northern Hemisphere. Hanover, New Hampshire, USA, CRREL, 1975, v.1, 698 p.; v.2, 932 p.

Fillon R.H. Ice-age Arctic Ocean ice sheets: a possible direct link with insolation. - Milankovitch and climate, p.1. Dordrecht, 1984, p.223-240.

Fisher D.A., Reeh N., Langley K. Objective reconstructions of the Late Wisconsinan Laurentide ice sheet and the significance of deformable bed. - Geographie physique et Quaternaire, v.39, № 3, 1985, p.229-238.

Fletcher J.O., Mintz J., Arakawa A., Fox T. Numerical simulation of the influence of Arctic sea ice on climate. - Energy fluxes over polar surface. Geneva. WMO Tech.Note, № 129, 1973, p.181-218.

Flint R.F. Glacial and Quaternery geology. New York, J.Wiley, 1971, 892 p.

Flohn H. Recent investigations on the climatogenic role of the Qinghai-Xizang Plateau: now and during the Late Cenozoic. - Reports on the northern part of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau by Sino-W.German Scientific Expedition, 1987, p.387-416.

Fluctuations of glaciers, 1977. Paris, UNESCO, v.1, 1967. 252 p.; v.2, 1973, 357 p.; v.3, 1977, 269 p.; v.4, 1985, 265 p.; v.5, 1988, 288 p.

Fristrup B. The Greenland Ice Cap. Copenhagen, Rhodos, 1966, 312 p.

Giovinetto M.B., Bull C. Summary and analysis of surface mass-balance compilations for Antarctica 1960-1985. Byrd polar research centre, Report № 1, Columbus, 1987, 90 p.

Giovinetto M.B., Robinson E.S., Swithinbank C.W.M. The regime of western part of the Ross Ice Shelf drainage system. - Journ. of Glaciology, v.6, № 43, 1966, p.17-25.

Glacial map of Canada, 1:5 000 000. Geological Survey of Canada. Department of Energy, mines and Resources. Ottawa, 1964-1966.

Glaciation in Alaska. The geologic record. T.D.Hamilton, K.M.Reed, R.M.Thorson (Eds.). Alaska Geol.Soc., 1986, 265 p.

Glaciologiske undersökelser i Norge; Rapport NR.1-82, Oslo, 1980, 87 p.

Goodison B.E. Snow surveing in Canada. - Glaciological data, № 18, 1986, p.97-103.

Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry and the Environment. Geophysical Monograph 33. Langway, Jr. C.C., Oeschger H., Dansgaard W. (Eds.). Amer.Geophys. Union, Washington, D.C., 1985, 118 p.

Haase G. Antarktics - 11/4. Glaciomarine sediments along the Filchner/Ronne ice shelf, southern Weddell Sea. - Marine Geology, v.72, № 3-4, 1986, p.241-258.

Hall K. Evidence in favour of an extensive ice cover on subantarctic Kerguelen Island during the last glacial. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v.47, № 3-4, 1984, p.225-232.

Hambos S., Burckle L.H. Evidence for early Late Miocene climate change. - US Antarctic Journ., v.19, № 5, 1985, p.96-97.

Hammer C.U., Clausen H.B., Dansgaard W. a.o. Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core. - Greenland ice core: geophysics, geochemistry and environment. Washington, 1985, p.90-94.

Herron M.M., Langway C.C., Jr. Chloride,nitrate and sulfate in the Dye 3 and Camp Century Greenland ice cores. - Greenland ice core: geophysics,geochemistry and environment. Washigton, 1985, p.77-84.

Hess H. Die Gletscher. Braunschweig, 1904, 426 S.

Hibler W.D. Sea ice growth, grift and decay. - Dynamics of snow and ice masses. New York, 1980, p.141-209.

Hiller A., Wand U. Versuch zur ^{14}C-Datierung von sturmvogelbrutplätzen in der Antarctis. - III Arbeitstagung "Isotope in der Natur". Varträge II. Leipzig, 1983, S.180-198.

Hobbs M.W. The glaciers of mountain and continent. - Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd.22, Ht 1/S, 1935, S.1-19.

Hodgson D.A. The last glaciation of west-central Ellesmere Island, Arctic Archipelago, Canada. - Canadian Journ. of Earth Sci., v.22, № 3, 1985, p.347-368.

Hodgson D.A., Vincent J.-S., Fyles J.G. Quaternary geology of central Melville Island, Northwest Territories. Geol.Survey of Canada Paper 83-16.Ottawa,1984, 25 p.

Hoinkes H.C. Glacial meteorology. - Research in geophysics, v.2, Cambridge,Mass., M.I.T. press, 1964, p.391-414.

Hollin J.T. On the glacial history of Antarctica. - Journ.of Glaciology, v.4, № 32, 1962, p.173-195.

Hollin J.T., Schilling D.H. Late-Wisconsin Weichselian mountain glaciers and small ice caps. - The Last Great Ice Sheets. New York, 1981, p.179-206.

Hovërmann J. Die Tibetische Seenplatte. Formen der Glacialerosion? - Intern. Symposium über Tibet and Hochasien vom 8-11 Oktober 1985 im Geographisches Institut der Universität Cöttingen. Cöttingen, Erich Goltze, 1987, p.21-27.

Hudson R.D. Direction of glacial flow across Hans Island, Kennedy Channel,N.W.T., Canada. - Journ.of Glaciology, v.29, № 102, 1983, p.353-354.

Huggett R.J. Earth surface systems. Berlin, Springer, 1985, 270 p.

Hughes T.J. Numerical reconstruction of paleo-ice sheets. - The last great ice sheets. New York, Wiley-Interscience, 1981, p.221-261.

Hughes T.J. The great cenozoic ice sheet. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v.50, № 1, 1985, p.9-43.

Hughes T. Ice dynamics and deglaciation models when ice sheets collapsed. - The Geology of North America, v.K-3, North America and adjacent oceans during the last deglaciation. The Geol.Soc.Amer., 1987a, p.183-220.

Hughes T.J. Deluge II and the continent of doom: rising sea level and collapsing Antarctic ice. - Boreas, v.16, № 2, 1987б, p.89-100.

Hughes T.J., Denton G.H., Fastook J.L. The Antarctic Ice Sheet: an analog for Northern Hemisphere paleo-ice sheets? - Models in Geomorphology. Boston,1985, p.25-72.

Hughes T., Denton G.H., Grosswald M.G. Was there a late-Würm Arctic ice sheet? - Nature, v.266, № 5603, 1977, p.596-602.

Hydrological Atlas of Canada. Fisheries and environment Canada. Ministry of supply and services. Ottawa, 1978, 34 p.

Ice Atlas of Northern hemisphere. Hydrografic office of US Navy, Washington,D.C., 1946, 106 p.

Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G. a.o. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. - Milankovitch and climate, pt.1. Reidel Publ.Co., 1984, p.269-305.

Ito Takeshi. Regional characteristics of the maximum depth of snow cover in Japan. - Journ. of Natural Disaster Science, v.7, № 1, 1985, p.25-39.

Jenkinson A.F. Suggested new frequency distribution. - Quar. J. Roy. Meteorol. Soc., v.81, № 348, 1955, p.160-171.

Johnson G.L., Vanney J.R., Hayes D. The Antarctic continental shelf. - Antarctic Geoscience. Madison Univer.Wisconsin Press, 1982, p.995-1002.

Johnsson S. On the geomorphology and past glaciation of Storöya, Svalbard. - Geogr.Annaler, v.65A, № 1-2, 1983, p.1-17.

Keeler C.M. Snow accumulation on Mount Logan, Yukon Territory, Canada. - Water Resources, Res., v.5, № 3, 1969, p.719-723.

Kellogg T.B., Kellogg D.E., Hughes T.J. Amundsen Sea sediment coring. - US Antarctic Journ., v.20, № 5, 1985, p.79-81.

Kennedy D.S., Anderson J.B. Preliminary results of marine geologic investigations, Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. - US Antarcric Journ., v.21, № 5, 1986, p.149-151.

Kerr R.A. Ocean drilling details steps to an icy World. - Science, v.236,№ 4804, 1987, p.912-913.

Klebelsberg R. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd.1. Vienna, Spinger Verlag, 1948, 403 S.

Kobayashi D. Studies of snow transport in low-level drifting snow. - Contrib.from the Institute of Low Temperature Sci. ser.A, № 24, 1972, 58 p.

Koch L. The East Greenland Ice. Medd.om Grönland, 130/3, 1945, 377 p.

Koerner R.M., Fisher D.A., Paterson W.S.B. Wisconsinan and pre-Wisconsinan ice thicknesses on Ellesmere Island, Canada: inferences from ice cores. - Canadian Journ. of Earth Sci., v.24, № 2, 1987, p.296-301.

Krimmel R.M., Meier M.F. Glacier applications of ERTS images. - Journ. of Glaciology, v.15, № 73, 1975, p.391-402.

Kristoffersen Y., Milliman J.D., Ellis J.P. Unconsolidated sediments and shallow structure of the northern Barents Sea. - Norsk Polarinstitutt Skrifer, № 180, Oslo, 1984, p.25-39.

Kuhle M. Zur Geomorphologie Tibets, Bortensander als Kennformen semiarider Vorland-Vergletscherung. - Berliner Geogr.Abhandlungen, Ht.36, 1984, S.127-137.

Kuhle M. Permafrost and periglacial indicators on the Tibetan Plateau from the Himalaya Mountains in the south to the Quilian Shan in the north (28-40° N). - Zeitschrift of Geomorphology, Bd.29, № 2, N.F., 1985, S.183-192.

Kuhle M. Subtropical mountain-and highland-glaciation as Ice Age triggers and the waning of the glacial periods in the Pleistocene. - GeoJournal, v.14, № 4, 1987, p.393-421.

Kuhle M. Eine reliefspezifische Eiszeittheorie - Die Geowissenschaften, Bd.6,№ 5, 1988, S.142-150.

Kuhn M., Markl G., Kaser G. a.o. Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd.21, № 2, 1985, S.409-416.

Kunsisto E. Snow accumulation and snowmelt in Finland. Helsinki, Vesihallitus.National Board of Water, 1984, 149 p.

Kurowsky L. Die Höhe der Schneegrenze mit bedondered Berücksrichtingung der Finsteraargorngruppe. - Pencks Geogr. Abhandlungen, Bd.5, 1891, S.115-160.

Kutzbach J.E., Wright H.E., Jr. Simulation of the climate of 18 000 years BP: results for the North American North Atlantic European sector and comparison with the geologic record on North America. - Quatern.Sci.Rev., v.4, № 3, 1985, p.147-187.

Landvik J.Y., Mangerud J., Salvigsen O. The late Weichselian and Holocene shoreline displacement on the west-central coast of Svalbard. - Polar Research,v.5, n.s., 1987, p.29-44.

Landvik J.Y., Mangerud J., Salvigsen O. Glacial history and permafrost in the Svalbard area. - Proc.of the 5 Intern.Confer. on Permafrost. Trondheim, Tapir Publ., 1988, p.194-198.

Langway C.C., Jr, Chester C.. Accumulation and temperature on the Inland Ice of North Greenland, 1959. - Journ. of Glaciology, v.9, № 30, 1961,p.1017-1044.

Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere. Ed. Vogel J.C., Rotterdam and Boston, Balkema, 1984, 520 p.

Les variations des glaciers suisses 1975/76 et 1976/77 97^{e} et 98^{e} rapports. Annuaire glaciologique, Zurich EPFZ, 1983, 208 p.

Letreguilly A. Bilans de masse des glaciers alpins: methodes de mesure et repartition. - Laboratoire de glaciologie, Grenoble, 1984, 274 p.

Liedtke H. Stand und Aufgabe der Eiszeitforschung. - Geogr.Rundschau, Sonderheft, 1987, S.32-39.

Liestøl O. Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. Norsk Polarinstitutt. Oslo, 1967, 63 p.

Liestøl O. Glaciological wook in 1972, Norsk Polarinstitutte, Arbok, 1974,p.125-135.

Lindstrom D., Hughes T.J. Downdraw of the Pine Island Bay drainage basins of the west antarctic ice sheet. - US Antarctic Journ., v.19, № 5, 1984, p.56-58.

Lindstrom D.R., MacAyeal D.R. Paleoclimatic constraints on the maintenance of possible ice-shelf cover in the Norwegian and Greenland Seas. - Paleooceanography, v.1, № 3, 1986, p.313-337.

Lindstrom D.R., MacAyeal D.R. Environmental constraints on West Antarctic ice-sheet formation. - Journ. of Glaciology, v.33, № 113, 1987, p.346-356.

Lindstrom D.R., MacAyeal D.R. Scandinavian, Siberian and Arctic Ocean glaciation: effect of Holocene atmospheric CO_2 variations. - Science, v.245, № 4918, 1989, p.628-631.

Lliboutry L. Traite de glaciologie, t.1. Masson, 1964, 427 p.

Lockwood J.G. Ice calving, carbon dioxide and the control of ice ages. - Progress in physical geography, v.9, № 1, 1985, p.89-96.

Løken O.N. Growth and decay of glaciers as indicator of long-term environmental changes. Spec.publ.Intern.Comission, North-West Atlantic Fishery, № 8, 1972, 29 p.

Lorius C., Barkov N.I., Jouzel J.a.o. Antarctic ice core: CO_2 and climatic change over the last climatic cycle. - Eos, v.69, № 26, 1988,p.681-684.

Lorius C., Jouzel J., Ritz C. a.o. A 150 000-year climatic record from Antarctic ice. - Nature, v.316, № 6029, 1985, p.591-596.

Lorrain R.D., Demeur P. Isotopic evidence for relic Pleistocene glacier ice on Victoria Island, Canadian Arctic Archipelago. - Arctic and Alpine Res., v.17, № 1, 1985, p.89-98.

Loubere P., Moss K. Late Pliocene climate change and the onset of Northern Hemisphere glaciation as recorded in the northeast Atlantic Ocean. - Geol. Soc. Amer.Bull., v.97, № 7, 1986, p.818-828.

Lundqvist J. Late Weichselian glaciation and deglaciation in Scandinavia. - Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, (Q.Sci.Reviews, v.5), Oxford, 1986, p.269-292.

Macheret Yu. Ya., Zhuravlev A.B. Radio-echo sounding of Svalbard glaciers. - Journ. of Glaciology, v.28, № 99, 1982, p.295-314.

Manabe S., Broccoli A.J. The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age. - Journ. of Geophys.Res., v.90, № D1, 1985, p.2167-2190.

Manabe S., Stouffer R.J. Sensitivity of a global climate model to an increase of CO_2 concentration in the atmosphere. - Journ.of Geophys.Res., v.85, № C10,1980, p.5529-5553.

Manabe S., Wetherald R.T. On the distribution of climate change resulting from an increase in CO_2 - content of the atmosphere. - Journ.of Atmosph.Sci., v.32, № 1, 1980, p.3-15.

Mangerud J., Bolstad M., Elgersma A. a.o. The Late Weichselian glacial maximum in western Svalbard. - Polar Res., v.5, n.s., № 3, 1987, p.275-278.

Martinec J. Expected snow loads structures from incomplete hydrological date. - Journ.of Glaciology, v.10, № 81, 1977, p.85-195.

Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. a.o. Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of a high resolution 0 to 300 000-year chronostratigraphy. - Quaternary Res., v.27, № 1, 1987, p.1-29.

Matthes F. Glaciers, V.- Physics of the Earth, IX, Hydrology. New York and London, 1942, 712 p.

Maulbetsch K.E. Vebreitung und Dauer der Schneedecke in Nordamerica. Tübingen,1975, 195 S.

McCabe A.M. Quaternary deposits and glacial stratigraphy in Ireland. - Quaternary Science Reviews, v.6, 1987, p.259-299.

McLaren A.S., Wadhams P., Weintraub R. Winter and summer ice draft distributions in M'Clure Strait measured by submarine profiling. - Arctic, v.37, 1981, p.110-120.

Meinardus W. Die hypsographischen Kurven Grönlands und der Antarktis und die Normalform der Inlandeisoberfläche. - Petermanns Geogr.Mitteilungen, Jg.72,Ht.5-6. 1926, p.97-105.

Mercer J.H. The Allerod oscillation: a European climatic anomaly? - Arctic and Alpine Res., v.1, № 4, 1969, p.227-234.

Mercer J.H. Cenozoic glaciation in the Southern Hemisphere. - Ann.Rev.Earth Planet. Sci., v.11, 1983, p.99-132.

Mitchell J.M., jr. The changing climate. - Energy and Climate. Studies in Geophysics, Nat.Acad.Sci., Washington, 1977, p.51-58.

Mock S.J. Calculated patterns of accumulation on the Greenland Ice Sheet. - Journ. of Glaciology, v.6, № 48, 1967, p.795-803.

Mock S.J., Steven J. Snow-accumulation studies on the Thule Peninsula, Greenland. - Journ.of Glaciology, v.7, № 49, 1968, p.59-76.

Müller F. Glaciers and their fluctuations. - Nature and Resourses, v.16, № 2, Zurich, 1980, p.5-11.

Müller F., Calfisch T., Müller G. Firn und Eis der Schweizer Alpen. Gletscherinventar. Zürich, 1976, 224 S.

Müller F., Calfisch T., Müller G. Instructions for compilation and assemblage of data for a World Glacier Inventory. Zürich, 1977, 19 p.

Müller F., Schlerler K., Report on World Glacier Inventory, December 1978, TTS. Zürich, 1979a, 67 p.

Müller F., Schlerler K. Report on World Glacier Inventory, October 1979, TTS. Zürich, 1979b, 21 p.

Nakada M., Lambeck K. The melting history of the late Pleistocene Antarctic ice sheet. - Nature, v.333, № 6168, 1988, p.36-40.

Oldale R.N. A late Wisconsinan marine incursion into Cape Cod Bay, Massachusetts. - Quaternary Res., v.30, № 3, 1988, p.237-250.

Oldale R.N., O'Hara C.J. Glaciotectonic origin of the Massachusetts coastal end moraines and a fluctuating late Wisconsinan ice margin. - Geol.Soc.Amer.Bull., v.95, № 1, 1984, p.67-74.

Oswald G.K.A., Robin G.de Q. Lakes beneath the Antarctic ice sheet. - Nature,v.245, № 5423, 1973, p.251-254.

Peltier W.R. Global sea level and earth rotation. - Science, v.240, № 4854,1988, p.895-901.

Peltier W.R., Anderws J.T. Glacial geology and glacial isostasy of the Hudson Bay region. - Shorelines and isostasy, Inst. of British Geographers, 1983, p.285-319.

Pershagen A.H. Snötacket i Sverige 1931-1960. Sveriges Meteorologiska OCH Hydrologiska Institut Meddelanden, Serie A, № 5. Stockholm, 1969, 53 p.

Peyron M. Les cheets de neige dans l'Atlas marocain. - Rev.geogr.Alp., v.68, № 3, 1980, p.237-254.

Porter S.C. Quaternary glacial record in Swat Kohistan, West Pakistan. - Bull. Geol.Soc.Amer., v.81, 1970, p.1421-1446.

Potter J.G. Snow cover. Canada. Depart.of Transport.Meteorol.Branch.Climatological Studies, № 3. Toronto, 1965, 69 p.

Praeg D.B., MacLean B., Hardy I.A. a.o. Quaternary geology of the southeast Baffin Island continental shelf. Geol.Surv.Canada Paper, № 85-14, 1986, 38 p.

Prest V.K. The late Wisconsinan glacier complex. - Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Project 73/1/24, Rt. № 9, Session in Paris, France, Sept. 1982, Paris, 1983, p.90-102.

Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere,1986. Eds. Šibrava V.,Bowen D.Q. Richmond G.M. (Rept. of the IGCP Project 24). Oxford et al., Pergamon Press, 514 p.

Radok U. The Antarctic Ice. - Scientific American, v.235, № 2, 1985, p.98-105.

Radok U., Barry R.G., Ienssen D. a.o. Climatic and physical characteristics of Greenland ice sheet, p. I and II. University of Colorado. Boulder,Co 80309, 1982, 193 p. + appendices.

Rampton V.K., Gauthier R.C., Thibault J., Seaman A.A. Quaternary geology of New Brunswick. Geol.Surv.Can.Memoir, v.416, 1984, 77 p.

Rasmussen A. Late Weichselian moraine chronology of the Vesterålen Islands, North Norway. - Norsk Geol.Tidsskr., v.64, № 3, 1984, p.193-219.

Rasmussen L.A., Tangborn W.V. Hydrology of the North Cascades Region, Washington. Runoff, precipitation and storage characteristics. - Water Resources Res.,v.12, № 2, 1976, p.187-202.

Rea D.K., Leinen M., Janesek T.R. Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. - Science, v.227, № 4688, 1985, p.721-725.

Rea D.K., Schrader H. Late Pliocene onset of glaciation: ice-rafting and diatom stratigraphy of North Pacific DSDP cores. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v.49, № 3/4, 1985, p.313-325.

Rind D., Peteet D. Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates: are they consistent? - Quatern.Res., v.21, № 1, 1985, p.1-22.

Robert C., Chamley H. Cenozoic evolution of continental humidity and paleoenvironment, deduced from the Kaolinite content of ocean sediments. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v.60,№ 1/2, 1987, p.171-187.

Robin G.de Q., Doake C.S.M., Kohnen H. a.o. Regime of the Filchner-Ronne Ice Shelves, Antarctica. - Nature, v.302, № 5909, 1983, p.582-586.

Rondy D.R. Great Lakes ice Atlas. NOAA Technical memorandum NOSLSCR1. Detroit, Mich., 1971, 48 p.

Ruddiman W.F. Climate studies in ocean cores. - Palaeoclimate analysis and modeling. Ed.Hecht A.D.- New York, 1985, p.197-257.

Ruddiman W.F., Duplessy J.-C. Conference on the last deglaciation: timing and mechanism. - Quatern.Res., v.23, № 1, 1985, p.1-17.

Salvigsen O. Radiocarbon dated raised beaches in Kong Karls Land, Sbalbard, and their consequences for the glacial history of the Barents Sea area. - Geografiska Annaler, v.63A, № 3-4, 1981, p.283-291.

Salvigsen O. Occurence of pumice on raised beaches and Holocene shoreline displacement in the inner Isfjorden area, Svalbard. - Polar Research, v.2,n.s., № 1, 1984, p.107-113.

Schlerler K. World Glacier Inventory. Annual Report, December 1982. Zürich, 1983, 58 p.

Schmidt R.A. Sublimation of wind-transported snow - a model USDA. Forest Service, Res.Paper RM-90, 1972, 24 p.

Schriever W.K., Otstavnov A. Snow loads. Rotterdam, CIB Report № 9. On methods of load calculation CIB, 1967, 30 p.

Seckel H., Stober M. Höbenänderung des grönlandishen Inlandiese 1959-1968. - Polarforschung, Bd.38, № 1-2, 1968, p.37-54.

Sejrup H.P., Miller G.H., Brigham-Grette J. a.o. Amino acid epimerization implies rapid sedimentation rates in Arctic Ocean cores. - Nature, v.310, № 5980,1984, p.772-775.

Shackleton N.J., Backman J., Zimmeran H. a.o. Oxigen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. - Nature, v.307, № 5952, 1984, p.620-623.

Shilts W.W. Glaciation of the Hudson Bay region. - Canadian inland seas. Ed. Martini I.P. Amsterdam, 1986, p.55-78.

Smith M.A. Pleistocene occupation in arid Central Australia. - Nature,v.328,№ 6132, 1987, p.710-711.

Solheim A., Kristoffersen Y. Physical environment, Western Barents Sea,1:500000. Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic statigraphy and outline of the glacial history. Norsk Polarinstitutt, Oslo,1984,26 p., map.

Stone B.D., Borns H., Jr. Pleistocene glacial and interglacial stratigraphy of New England, Long Island, and adjacent Georges Bank and Gulf of Maine. - Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Ed. Sibrava V., Bowen D.Q., Richmond G.M. - Oxford et al.: Pergamon Press, 1986.

Sutherland D.G. The Quaternary deposits and landforms of Scotland and the neighbouring shelves: a review. - Quatern.Sci.Reviews, v.3, № 2-3, 1984, p.157-254.

Swithinbank Ch. To the valley glaciers that feed the Ross ice shelf. - Geogr.Journal, v.130, № 1, 1964, p.32-48.

Swithinbank Ch., Brunk K., Sievers J. Glaciological map of Filchner-Ronne-Shelfeis, 1:2 000 000. - Frankfurt/Main, IFAG, 1986.

Tabler R.D. Estimating the transport and evaporation of blaving snow. - Snow Management on the Great Plains, publ. № 73. Bismark, N.Dakota, 1975, p.85-109.

Taesler R. Problems caused by snow relating to building techniques. - Building climatology, WMO, Technical note, № 109, 1970, p.129-150.

Tangborn W. Two models for estimating climate - glacier relationships in the North Cascades, Washington, USA. - Journ. of Glaciology, v.25, № 91, 1980, p.3-21.

The last great ice sheets. Ed.by G.H.Denton, T.J.Hughes. New York, Wiley-Interscience, 1981, 477 p.

Throndsen T., Bjaerke T. Palinodebris analysis of a shallow core from the Barents Sea. - Polar Research, v.1, n.s., № 1, 1983, p.43-47.

Tirrell G.W. The glaciers of Spitsbergen. - Transsections Geol.Soc. Glasgow,v.17, pt.1, Glasgow, 1922, p.2-46.

Usuner M.S., Kennedy J.F. The mechanics of river ice jams. - Intern.Symposium on river and ice. Budapest JAHR PJANC, 1974, p.7-15.

Van Campo E. Monsoon fluctuations in two 20 000-yr. B.P. oxigen isotopes / pollen records off southwest India. - Quaternary Res., v.26, № 3, 1986, p.376-388.

Vincent J.-S. La geologie du Quaternaire et la géomorphologie de l'Île Banks, Arctique Canadien. Geol.Surv.Canada Memoir, № 405, 1983, 118 p.

Visser Ph.C. Benennung der Vergletscherungstypen. - Zeitschrift für Gletscherkunde, Jg.21, Ht.1-3, 1933.

Visser Ph.C., Glaciologie. Wissenschafliche Ergebnisse der Niederlandischen Expeditionen in den Karakoram, Bd.2. Leiden, 1938, 216 S.

Vorren T.O., Edvardsen M., Hald M. a.o. Deglaciation of the continental shelf off southern Troms, North Norway. - Norges geol.unders., № 380, 1983, p.173-187.

Vorren T.O., Kristoffersen Y. Late Quaternary glaciation in the south-western Barents Sea. - Boreas, v.15, № 1, 1986, p.51-59.

Wadhams P. The ice cover in the Greenland and Norwegian Seas. - Reviews of Geophysics and Space Physics, v.19, № 3, 1981, p.345-393.

Wadhams P. Arctic sea ice morphology and its measurement. - Journ. of the Society for Underwater Technology, v.9, 1983, p.1-11.

Waitt R.B. Thicker West Antarctic ice sheet and peninsula ice cap in late-Wisconsin time - Sparse evidence from northern Lassiter Coast. - US Antarctic Journ., v.18, № 5, 1983, p.91-93.

Washburn A.L., Stuiver M. Radiocarbon dates from Cornwallis Island area, Arctic Canada - an interim report. - Canadian Journal of Earth Sci., v.22, № 4, 1985, p.630-637.

Weertman J. Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf. - Journ. of Glaciology, v.13, № 67, 1974, p.3-11.

Weidick A. Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland. Meddelelser om Grønland, Bd.165, № 6. København, 1968, 203 p.

Weidick A. Glaciation and the Quaternary of Greenland. - Geology of Greenland, 1976, p.431-458.

Weidick A., Olesen O.B. Hydrological basins in West Greenland. - Grønlands geol. unders., № 4, 1980, 51 s.

Williams D.F., Moore W.S., Fillon R.H. Role of glacial Arctic Ocean ice sheet in Pleistocene oxigen isotope and sea level records. - Earth Planet.Sci. Letters, v.56, 1981, p.157-166.

Williams W., Swithinbank C.W.M., Robin G.de Q. A submarine sonar study of Arctic pack ice. - Journ. of Glaciology, v.15, 1975, p.345-362.

Wissmann H. Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit. - Akad.d.Wiss.u.d.Lit., Abh. d.math.-nat.wiss. Kl. № 14. Mainz, 1959, S.1103-1407.

Woillard G., Mook W.G. Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies. - Science, v.215, № 4529, 1982, p.159-161.

Woodcock D. The late Pleistocene of Death Valley: a climatic reconstruction based on macrofossil data. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v.57, № 2-4, 1986, p.273-283.

Wright C.S., Priestley R.E. Glaciology. British (Terra Nova) Antarctic Expedition 1910-1913. London, 1922, 552 p.

Young N.W. Measured velocities of interior East Antarctica and the state of mass balance within the IAGP area. - Journ. of Glaciology, v.24, № 90, 1977, p.77-87.

Zerche M. Die Järlichen Höchstnerte des Wassergenalts der Schneedecke als Grunlage der potentiellen Schnee-last-gefärdung in der DDR. - Zeitschrift für Meteorologie, Bd.24, Ht.3-8, 1974, S.154-160.

Подписано в печать 04.03.97 Сдано в набор 11.02.97
Бумага офсетная Формат 60×90/8 Печать офсетная
Усл. печ. л. 34,0 Уч.-изд. л. 29,17 Тир. 500 экз. Заказ 526
Производственно-издательский комбинат ВИНИТИ
140010, Люберцы, Октябрьский пр-кт, 403