

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

АТЛАС СНЕЖНО-ЛЕДОВЫХ РЕСУРСОВ МИРА

ТОМ II

1 КНИГА

МОСКВА 1997

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

INSTITUTE OF GEOGRAPHY

WORLD ATLAS OF SNOW AND ICE RESOURCES

VOLUME II

PART I

MOSCOW 1997

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"
Гроссвальд 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-Алау
Хромова Т.Е., кандидат географических наук, куратор карт Прикладной части
Чихов 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, Н.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.Калащук, к.г.н. В.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.Яценко.

Редакционная коллегия II тома

Ответственный редактор: акад. В.М.Котляков
Члены редколлегии: д.г.н. М.Г.Гроссвальд,
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

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. Снятие качественных и количественных характеристик гляциологических явлений (О.Н.Виноградов, Н.М.Зверкова, В.И.Кравцова)	26
2.1.5. Особенности математического обоснования карт (Я.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.Десинев, 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 объёмно-географических 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.В.Брызгин, 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.В.Брызгин, 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 (И.А.Береснева, Э.Г.Богданова)	108
3.5.1. Термический режим	108
3.5.2. Режим увлажнения	110
Глава 4. Сезонный снежный покров (М.Н.Геткер, Т.Э.Костяшкина)	116
4.1. Используемая 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.Трошкина)	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.Трошкина, 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.И.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.И.Кравцова)	198
Глава 7. Режим и колебания ледников	202
7.1. Используемая 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.Меншутин)	209
7.2.3. Градиент внешнего массообмена. Энергия опеденения (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.М.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.Бажев)	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.Дюргерев, Г.И.Ольшанский)	244
7.5.3. Современные изменения баланса массы ледников - амплитуда и преобладающее направление (О.В.Рототаева, М.Б.Дюргерев, К.Г.Макаревич) ..	247
7.5.4. Глобальные и региональные корреляции изменений высоты границы питания и массообмена ледников (М.Б.Дюргерев, 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, В.Я.Ветрин, Е.А.Ветрина)	9
8.1.1. Используемая 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. Зажоры 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.Я.Втирин) ...	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.Гроссвальд)	104
13.1. Используемая 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.Гроссвальд)	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 (Н.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

ПРЕДИСЛОВИЕ

Основная цель Атласа снежно-ледовых ресурсов мира заключается в глобальной оценке природных льдов как потенциального источника пресной воды, в региональной оценке ресурсов, режима, изменчивости и возможностей использования снежно-ледовых процессов и явлений. Атлас поможет выяснению глобального климатического значения снежного покрова и ледников и их решающей роли в развитии природы некоторых областей Земли, познанию полярных и высокогорных районов.

В Атласе систематизируется разнообразный материал по снегу и льду, накопленный за последние 30 лет. Главная концепция Атласа заключается в показе всех районов, где встречаются снег и лед, и всех аспектов природы, связанных со снегом и льдом в этих районах, а также изменчивости таких территорий в прошлом, современного их режима и прогноза будущего развития. Особое внимание уделено ресурсам снега и льда.

В Атласе картографируются материалы по условиям формирования, режиму и изменчивости всех видов снега и льда и всем сопутствующим им природным процессам. Сюда входят атмосферные осадки, прежде всего твердые, снежный покров, снежные лавины и гляциальные сели, ледники и ледниковые покровы, подземные льды и наледы, морские, озерные и речные льды, климатические особенности формирования и существования снега и льда, талый снеговой и ледниковый сток.

Карты и их региональные серии строятся таким образом, чтобы непосредственно по ним можно было определять значения величин, характеризующих запасы и режим каждого вида природных ресурсов с учетом их физического состояния, состава, временной и пространственной изменчивости, а также получать количественные данные о снежно-ледовых ресурсах в любом из природных регионов Земли. Материалы Атласа могут быть использованы при расчетах перспектив хозяйственного освоения и рационального использования снежно-ледовых ресурсов в настоящее время и в будущем.

Атлас состоит из трех частей - вводной, региональной и прикладной. Первая содержит мелкомасштабные карты на весь земной шар, на которых показывается распространение на Земле всех видов природных льдов. Основная, региональная часть, строится по географическому принципу - по отдельным материкам, причем в этом же ранге рассматриваются Арктика как крупная межконтинентальная территория и бывший Советский Союз, занимающий значительную часть Евразии. В прикладной части, построенной по тематическому принципу, показаны параметры снега и льда, важные для инженерных расчетов, рассмотрены меры борьбы со снегом и льдом и способы их использования.

В Атласе приводится около 700 основных карт, а общее их число равно 1100. Масштабы карт колеблются от 1:25 000 (отдельные ледники) до 1:90 000 000 (весь мир). Все карты объединяются в 17 тематических разделов, по которым шла составительская работа. Характерной чертой Атласа служит его комплексность и географичность, карты смежных тематических разделов прошли взаимное согласование.

Второй том - неотъемлемая часть Атласа - представляет собой научную монографию, в которой рассматривается круг идей и природных объектов, нашедших отражение на картах первого тома. В нем излагаются научно-методические основы исследования снежно-ледовых ресурсов, дается анализ главных закономерностей их распространения и режима, приводятся рекомендации по использованию. Том строится по тематическому принципу, примерно соответствующему перечню тематических разделов Атласа.

Глава 1. СНЕЖНО-ЛЕДОВЫЕ РЕСУРСЫ

1.1. Роль снега и льда в природе и хозяйстве

Современный уровень гляциологической науки связан, с одной стороны, с научными и практическими задачами изучения льдов в проблеме взаимодействия природы и общества, а с другой - с разработкой и внедрением ряда новых методов исследования, в том числе дистанционных. Гляциология находится на стыке нескольких наук - географии, гидрологии, геофизики и геологии. Она изучает все виды природных льдов на поверхности Земли, в атмосфере, гидросфере и литосфере - их происхождение, физико-механические и химические свойства, взаимосвязи с окружающей средой, роль льда в водном балансе Земли и в развитии природы нашей планеты. Основные объекты изучения гляциологии перечислены ниже:



Современные проблемы гляциологии связаны с изучением изменений климата, водного баланса суши и Мирового океана, движений земной коры, использования водных ресурсов для водоснабжения, развития гидроэнергетики и орошения сельскохозяйственных площадей, освоением полярных и высокогорных районов, защитой от снежных лавин и селей, учетом и контролем за выпадением радиоактивных осадков и т.п.

На современном этапе гляциология в целом и отдельные ее направления разрабатывают четыре главных проблемы: исследование роли льдов в эволюции и прогнозе изменений природной среды; изучение роли нивально-гляциальных явлений в разносторонних вопросах мониторинга природной среды; выяснение роли снежного покрова и льдов в оценке и регулировании водных ресурсов; разработка путей искусственных воздействий на снежный покров и разные виды льдов.

По современным данным, общая масса наземного льда на Земле достигает 27 ± 3 млн км³, что составляет почти 2/3 пресных вод на нашей планете (оставшаяся треть почти целиком принадлежит подземным водам) и равно стоку всех рек земного шара за 650-700 лет. Подавляющая масса наземных льдов (до 99%) - это ледники, занимающие, таким образом, центральное место в гляциологии. Они представляют собой не только громадные запасы воды, но и обладают огромным запасом холода, втрое превосходящим по абсолютному значению годовой приход тепла к Земле от Солнца.

Характерная особенность ледников заключается в относительно малой скорости обмена массы, что обуславливает значительную длительность периода полного возобновления запасов воды в твердой фазе, составляющего в среднем 9600 лет, а для Центральной Антарктиды - около 200 000 лет (Шумский, Кренке, 1965).

Огромные массы материковых и морских льдов в полярных районах земного шара в значительной мере определяют современную широтную зональность процессов и усиливают планетарную циркуляцию атмосферы. Поэтому создание современных моделей климата немыслимо без учета взаимодействия атмосферы, океана, суши и материковых ледниковых покровов вместе с морскими льдами. Соответственно искусственные воздействия на полярные льды неизбежно приведут к перестройке климата, которая затронет обширные районы земного шара.

Состояние оледенения в значительной мере определяет уровень Мирового океана. В геологическом прошлом многие трансгрессии и регрессии моря вызывались колебаниями древних ледниковых щитов.

Большая роль в природе Земли принадлежит сезонным льдам и в первую очередь снежному покрову. Максимальную площадь он занимает к концу зимы северного полушария - 99 млн км², или около 66% суши, хотя сюда частично входят и морские льды, а минимальную к концу зимы южного полушария - 47 млн км², или около 30% суши (Котляков, 1968). Талые воды формируют большую часть речного стока на Земле. Воды, орошающие засушливые предгорья, образуются в горах, где снежность в 5-10 раз больше, чем на окружающих равнинах. В Евразии и Северной Америке велико значение снежных заносов и почти все горные страны лавиноопасны.

Годовой сток воды с горно-ледниковых бассейнов обычно в 5-6 раз выше, чем его средняя величина по территории страны, а внутригодовое распределение стока весьма благоприятно для орошения. Так, оледенение гор Средней Азии, занимающее всего 5% их площади, дает 20% годового стока и до 50% стока в теплый период, причем пик приходится на июль и август - самое сухое время в предгорьях, когда значение воды для сельскохозяйственных полей особенно велико.

Результаты исследований последних лет показали (Авсюк и др., 1973) намного большую снежность и водность нивально-гляциальной зоны гор, чем это считалось ранее, а также совпадение полосы распространения горных ледников с зоной максимума снегозапасов. Сумма осадков и величина стока из ледниковой зоны, в том числе и во внутриконтинентальных областях, значительно больше осадков и стока по данным даже ближайших к ледникам гидрометеостанций и постов. Это обстоятельство имеет важное значение при гидрологическом и климатологическом картировании, планировании развития гидрометсети и решении ряда теоретических и прикладных задач. Следовательно, ледники как площади гарантированного высокого стока служат объектами-индикаторами высокой фоновой водности данного района (Ходаков, 1978). Это следует учитывать при постановке работ по регулированию стока с ледников.

Высокая химическая чистота ледников и вытекающих из них вод придает еще большее значение их использованию для бытовых и промышленных целей. Несомненно, что в ближайшем будущем ледники приобретут особое значение как хранилища холода и наиболее чистой воды на нашей планете. Однако ледники очень чувствительны к химическому и радиоактивному загрязнению, особенно в полярных районах, где из-за отсутствия таяния любые вещества, выпавшие на их поверхность, захороняются и концентрируются во льду. В связи с этим любые ледники, включая Антарктический ледниковый покров, не могут служить местом для захоронения радиоактивных отходов, которые требуется изолировать от биосферы на период нескольких сотен тысяч лет.

Существенные особенности нивально-гляциальных явлений и процессов связаны со значительной ролью льда в теплообороте поверхности Земли, с характерными значениями баланса тепла и влаги, частыми фазовыми переходами, требующими больших энергетических затрат. Последнее приводит к непостоянству гляциальных и в особенности нивальных ландшафтов, вызывает большую изменчивость масс снега и льда. Снежно-ледовые объекты образуют своеобразные природные системы, активно взаимодействующие с окружающей средой. Эти системы весьма изменчивы, так как лед находится в условиях, близких к фазовым переходам.

Редко стационарными бывают и ледники. Их постоянные изменения, связанные с климатическими колебаниями и собственно ледниковыми процессами, приводили в прошлом к существенному изменению природы Земли, оставляя множество следов. Восстановление древних ледников и условий их существования имеет не только научное, но и практическое значение, так как дает материал для прогноза будущего развития снежно-ледовых явлений. Природные льды прошлого и в первую очередь древние ледники, служат предметом палеогляциологии, в задачу которой входит восстановление их размеров, формы, строения, геологической деятельности, а также, насколько возможно, интенсивности питания, температурного режима, движения и других характеристик внешнего и внутреннего массоэнергообмена (Авсюк и др., 1972). Палеогляциологический анализ имеет ряд существенных отличий от палеогеографического подхода, что сближает его с общими задачами гляциологии.

Современные колебания ледников нередко вызывают неблагоприятные для человека последствия. При наступании ледники могут перекрывать освоенные или намеченные к освоению территории, приводить к опасному подпруживанию рек, а иногда к образованию катастрофических водно-ледовых селей. При отступании ледников ухудшается водный режим рек, а остающиеся ледником массы моренных отложений служат материалом для образования водогрязекаменных селей.

В наше время по мере быстрого продвижения хозяйства в высокогорные и полярные районы "растет" воздействие стихийных явлений нивально-гляциального происхождения - и при транспортном строительстве, примером чему может быть БАМ, и при освоении новых месторождений полезных ископаемых (Хибин, Норильск, Удокан и мн.др.), и при гидростроительстве, и при рекреационном освоении территории. Это приводит к необходимости серьезного изучения причин и механизма стихийных нивально-гляциальных явлений, создания основ для прогнозирования времени и масштабов их проявления, разработке мер предупреждения, а в случае необходимости искусственного их вызывания.

Отмеченное выше научное и практическое значение природных льдов выяснилось в результате исследований последних 20 лет. Многочисленные данные о льдах и снеге были получены в результате работ по программам Международного геофизического года (1957-1959), Международного гидрологического десятилетия (1965-1974) и продолжающей его Международной гидрологической программе (начата в 1975 г.), ряду частных гляциологических проектов, таких как Международный антарктический гляциологический проект (начат в 1970 г.). Среди этих материалов наиболее существенны данные о режиме ледников, охватывающие почти все ледниковые области мира; каталоги ледников, публикуемые в СССР, США, Канаде, Норвегии, Швейцарии и других странах; сведения о колебаниях ледников, собираемые Всемирной службой постоянных наблюдений за ледниками (ныне Всемирная служба мониторинга ледников); массовая гидрометеорологическая, а в последние годы и космическая информация. Все эти данные находят свое отражение в настоящем Атласе (Котляков, 1976).

1.2. Понятие о снежно-ледовых ресурсах и их компонентах

Под снежно-ледовыми ресурсами понимаются запасы и режим природных льдов, которые используются или могут быть использованы в будущем для разнообразных целей: их гидрологическая, климатическая, рекреационная роль, возможности использования в сельском хозяйстве, транспортном и промышленном строительстве, отдыхе и спорте. В качестве ресурсов выступают не только непосредственно снег и лед, но и воды от их таяния, климатические особенности, вызванные их существованием, а также рекреационные возможности этих территорий.

Ресурсы снега и льда формируются и существуют в определенных условиях баланса тепла и влаги. Баланс тепла определяется соотношением радиационной и турбулентной составляющих, но его наилучшим индикатором служит температура воздуха. В качестве сравнимых показателей температурных условий тех или иных территорий могут применяться суммы отрицательных температур воздуха и продолжительность периода с температурами ниже 0°C. Последнее характерно для большей части года в полярных областях и для зимнего периода в умеренных широтах и служит неперенным условием формирования снежного покрова, представляющего собой важный элемент снежно-ледовых условий.

В балансе влаги с точки зрения ресурсов снега и льда важна твердая составляющая, прежде всего твердые атмосферные осадки. Именно они формируют снежный покров, тогда как дожди способствуют его разрушению и таянию. В условиях значительного притока холода лед образуется непосредственно из замерзающей воды: льды водоемов и водотоков, наледи. Положительный годовой баланс твердых осадков при наличии достаточного запаса холода приводит к формированию многолетних запасов снега и льда: ледников, многолетних морских льдов, перелетовывающих наледей и снежников.

В условиях глубокого промерзания земной коры возникают многолетнемерзлые породы, в толще которых залегают обширные массивы подземных льдов. Большое распространение на

Земле имеют сезоннокриогенные породы, в которых в зимнее время формируются сезонные подземные льды.

Естественное расходование снежно-ледовых ресурсов происходит главным образом в результате их таяния, которое определяется приходом тепла к массивам снега и льда. Наилучшим показателем этого процесса служит сумма положительных температур воздуха и продолжительность периода с температурами выше 0°C .

Использование естественного запаса холода дает возможность создавать снежно-ледяные массивы искусственно - путем намораживания льда из воды или получения разными методами искусственного снега и фирна. Антропогенные массивы снега и льда находят все более широкое применение в разных отраслях народного хозяйства.

Таким образом, снежно-ледовые ресурсы можно разделить на естественные сезонные и многолетние, а также антропогенные. Каждый из этих типов имеет свою методологию исследования и разные области применения.

Основные многолетние запасы снега и льда сосредоточены в полярных районах и нивально-гляциальном поясе гор. Влагооборот здесь обязательно проходит через твердую фазу, а в водном балансе большая роль принадлежит балансу льда, который чаще всего не бывает равен нулю. Баланс льда влияет на водный баланс через изменение формы и размеров ледников и снежников: положительный ведет к росту ледников и увеличению абсолютной высоты их поверхности, а отрицательный - к постепенному расходованию льда. В обоих случаях меняется вся структура баланса. Таким образом применительно к ледниковым бассейнам говорят о водно-ледовом балансе. Его специфической составляющей служит внутреннее питание ледников, представляющее собой потери талых вод из стока вследствие их замерзания в толще фирна, а иногда и льда.

Главными составляющими водно-ледового баланса ледникового бассейна служат: зимние и летние атмосферные осадки, разность между конденсацией и испарением, изменение запасов жидкой воды в бассейне, сток из бассейна, годовой баланс массы ледника. В свою очередь баланс массы ледника включает аккумуляцию, поверхностную абляцию снега и фирна, таяние многолетнего льда, замерзание талой воды в толще ледника, т.е. внутреннее питание, снежный остаток, представляющий собой снег, не растаявший в год своего отложения.

Водно-ледовый баланс в конечном счете определяется аккумуляцией и абляцией снега и льда. Количество отложенного снега почти никогда не соответствует количеству выпавших осадков из-за повышенной концентрации снега на ледниках или сноса снега с них.

Концентрацией снега на леднике, окруженном горными склонами, называется увеличенное количество снега по сравнению с фоновым снегонакоплением в окружающем районе, вызываемое метелевым переносом снега и сходом снежных лавин. Оба эти вклада в питание ледников в среднем соизмеримы. Концентрацию снега на леднике характеризуют физическим или геометрическим коэффициентом концентрации. Первый представляет собой отношение максимального снегонакопления на леднике к средней по бассейну ледника сумме твердых осадков за период аккумуляции, а второй - отношение суммы площадей бесснежных к концу зимы склонов и самого ледника к площади всего ледника.

Снег концентрируется не только на ледниках, но и на равнинах в понижениях рельефа - западинах, оврагах, балках, в результате чего здесь образуются снежники. На ровных залесенных площадях концентрация снега приближается к единице, наименьшая концентрация наблюдается на выпуклых наветренных склонах.

Основной вклад в расход снега и льда вносит поверхностная абляция, обусловленная климатическими факторами. Основной ее составляющей служит таяние, а испарение имеет существенное значение лишь в условиях крайне сухого и солнечного высокогорья и на равнинах с резко континентальным климатом.

Таяние снега и льда приводит к формированию талого стока, представляющего собой природно обусловленную реализацию снежно-ледовых ресурсов. Талый сток дает существенный вклад в водный баланс умеренных широт, а оледенение в целом играет важную роль в водном балансе Мирового океана.

Ежегодно с крупнейших ледниковых щитов - Антарктического и Гренландского - непосредственно в Мировой океан поступает $2650-4000 \text{ км}^3$ воды, в том числе с Гренландии - около 610 км^3 (до 330 км^3 в виде жидкого стока и 280 км^3 в виде айсбергов) и с Антарктиды $2050-3400 \text{ км}^3$ (такой разброс дают результаты подсчета разных авторов). Суммарный сток с Антарктиды и Гренландии составляет не менее 8% стока в океан со всей поверхности суши, а в Южном океане одновременно находится около 15 тыс. км^3 пресного льда (в переводе на воду). Для изменения уровня Мирового океана на 1 мм достаточно добавить или изъять 360 км^3 воды - лишь немногим более 2% объема айсбергов, плавающих вокруг Антарктиды.

Поскольку снежно-ледовые ресурсы на Земле существуют в условиях, близких к нулевой температуре, они не остаются неизменными, а испытывают постоянные колебания массы и размеров, связанные с климатическими изменениями. В периоды более холодного и влажного климата разрастаются ареалы снежного покрова, увеличивается количество льдов на море, ледники продвигаются вперед и, наоборот, в более теплые и сухие периоды сокращаются ареалы снежного покрова, уменьшается ледовитость морей, ледники отступают.

Естественные изменения многолетних запасов льда на Земле, обусловленные колебаниями климата, происходят очень постепенно, как правило, с устойчивой тенденцией, в то время как колебания сезонных запасов снега и льда (снежность, ледовитость, наледность) могут резко меняться от года к году в зависимости от условий конкретной зимы.

Изучение снежно-ледовых ресурсов возможно как путем непосредственного исследования в поле, так и путем косвенных расчетов. Площадь распространения снежного покрова на суше и ледяного покрова на море может быть вычислена на основе космической информации. Площадь ледников и наледей, ежегодно возникающих, как правило, на тех же самых местах, нам известна из каталогов ледников и кадастров наледей.

Гораздо сложнее определить массу снега и льда; для этого надо знать толщину снежного покрова и других ледяных образований. Для измерения снегозапасов по-прежнему широко применяются наземные снегомерные съемки, внедряются методы активной и пассивной радиолокации, разрабатываются методы расчетов по аэрокосмическим данным и прежде всего метод теплового проявления снегозапасов. Измерение толщины ледников и других ледяных тел успешно проводится с помощью радиолокационного зондирования, выполняемого по большей части дистанционно.

Однако даже дистанционно можно измерить толщину лишь небольшого количества ледников. Для оценки запасов льда в ледниковых комплексах, крупных ледниковых массивах и целых ледниковых районах применяются эмпирические связи площади ледников и объема льда в них.

Настоящий Атлас дал толчок к разработке картографических методов изучения снежно-ледовых ресурсов, использующих впервые составленные карты твердых осадков, термических условий продолжительности залегания и массы снежного покрова, высоты границы питания и режима ледников, талого снегового и ледникового стока на все горно-ледниковые области земного шара. Наличие таких карт вместе с материалами по изменчивости природных условий этих территорий за 50-70-е годы позволяет провести анализ снежно-ледовых условий и их изменений на протяжении по крайней мере 30 лет и дать прогноз их развития на ближайшие десятилетия.

1.3. Гляциологическая изученность разных территорий

Первоначально ледники изучали попутно в процессе географических исследований. Первые их изображения на картах появились не позднее XVI (Исландия) - XVII вв. (Шпицберген). Родоначальником гляциологических исследований в Альпах считается О. Соссюр, а в нашей стране - М.В. Ломоносов. В XIX в. были выполнены первые наблюдения за режимом ледников Альп, во второй половине XIX в. гляциологические исследования стимулировались развитием теории четвертичного оледенения. В 1837 г. многочисленные пометки об айсбергах на морских картах были отождествлены с настоящими ледниками.

С конца XIX в. начались регулярные наблюдения за колебаниями ледников в Альпах и был составлен первый каталог ледников на территорию Швейцарии. Однако в первых международных геофизических проектах значительного места изучению ледников не отводилось, а изучение ледников во 2-м МПГ сдерживалось отсутствием специальной гляциологической методики, которая в это время только формировалась (разработки Х.Альмана по вещественному балансу, Х.Свердрупа по тепловому балансу, применение геофизических методов в экспедиции А.Вегенера для измерения толщины льда и т.д.).

На рубеже 30-40-х годов XX в. впервые начаты исследования обширного ледникового региона (Х.Альман в Северной Атлантике); в 40-х годах начаты наблюдения на опорных гляциологических стационарах (массив Кебнекайсе в Скандинавии, ледник Карабаткак на Тянь-Шане). Все ледниковые районы мира, включая Антарктиду, были охвачены наблюдениями в период МПГ. Успеху работ способствовала унификация программы и методики наблюдений.

Важные работы выполнены при проведении МГД и МГП. Получили развитие новые методы: глубокое бурение ледников с изотопными исследованиями керна, радиозондирование, съемки из космоса; стали изучать в комплексе все нивально-гляциальные процессы и явления, что нашло свое отражение в настоящем Атласе. В дальнейшем были введены в практику работы по международным проектам, образована Мировая служба наблюдений за колебаниями ледников, создается Всемирный каталог ледников.

Несмотря на огромный объем новой информации, полученной за последние десятилетия, разные районы мира в гляциологическом отношении изучены крайне неравномерно.

В Арктике большое внимание уделялось изучению морских льдов, были обнаружены две системы их дрейфа. В этой области впервые применяли такие методы исследований, как ледовая разведка, картирование морских льдов, наблюдения на дрейфующих станциях. Обширные наблюдения на ледниках арктических архипелагов позволили детально исследовать современное оледенение Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Северной Земли, Шпицбергена.

В Сибири и на Дальнем Востоке в основном изучали вечную мерзлоту и наледи, в гораздо меньшей степени - ледники. Методика наблюдений за ледниками разрабатывалась русскими учеными главным образом на Кавказе, первоначально в содружестве с западноевропейскими исследователями. Аналогично изучалось оледенение Памира и Тянь-Шаня, однако период маршрутных исследований из-за труднодоступности района здесь завершился позже, чем на Кавказе. В последние десятилетия в горах Средней Азии резко возросло количество стационарных исследований, а также полустационарных работ на базе применения вертолетов.

В Исландии ранее большое внимание уделялось изучению гляциального морфогенеза и палеогляциологии в связи с вулканизмом, а также балансу массы ледников, однако полученные данные невозможно распространить на оледенение в целом. Много общего имеет современная изученность оледенения Скандинавии и Альп, характеризующаяся детальными наблюдениями на многих ледниках и решением ряда прикладных вопросов, связанных с использованием прежде всего ледниковых вод. Наоборот, в горно-ледниковых районах Центральной Азии полустационарных наблюдений немного и общая гляциологическая изученность региона незначительна. Практически нет данных о режиме ледников Тибета.

В последние годы подробно исследовано оледенение Гренландии и Канадского Арктического архипелага благодаря применению новых методов: радиозондирования и глубокого бурения ледников. На ледниках Аляски и запада Канады и США работал ряд стационаров по программам МПГ и МГД. Многочисленные снегосъемки и данные метеостанций хорошо характеризуют условия существования североамериканских ледников, а ряд повторных топосъемок дает богатый материал об их колебаниях. Плохо изученной в гляциологическом отношении остается Южная Америка, где совсем нет ледниковых стационаров и редки экспедиционные наблюдения.

Основная масса данных об оледенении Антарктиды получена в период МПГ и последующие годы. Основные работы сейчас выполняются в рамках международных проектов, широко внедряются новые методы и средства исследований, строятся глобальные модели.

1.4. Гляциологическое районирование

Гляциологическое районирование заключается в выделении территориально целостных природных единиц, в пределах которых все нивально-гляциальные явления и все виды природных льдов рассматриваются как целое на основе их взаимодействий с окружающей средой и друг с другом. По существу это физико-географическое районирование, в котором на передний план поставлены нивально-гляциальные ландшафты, взаимосвязанные со всей природной обстановкой, но подчиняющиеся и некоторым особым, присущим лишь им закономерностям.

Задача гляциологического районирования состоит в том, чтобы, рассматривая нивально-гляциальные явления и природные льды как целое, подразделить их на части, каждая из которых обладает своими свойствами, отличающими ее от других частей, и вступает с другими в отношения равноправных взаимосвязей. Основными факторами районирования служат: широтное положение территории, степень ее континентальности, источник питания влагой, особенности рельефа.

В качестве главных факторов, воздействующих на нивально-гляциальные явления, следует рассматривать зональные, азональные и высотно-поясные. Многие гляциологические явления, а горные ледники почти всегда, есть продукт высотной поясности; зоны же льдообразования на ледниках - это зримое выражение общегеографической зональности в специфических ледниковых условиях.

Нивально-гляциальные явления развиты в полярных и умеренных поясах, а вне их встречаются лишь в горах (как правило, в высокогорье). Поэтому существующие в Северном и Южном полушариях пояса и зоны имеют глубокие различия, связанные с существенно разным соотношением суши и моря в этих полушариях.

Существенный вклад в разработку основ гляциологического районирования внесен Х.Альманом (Ahlmann, 1948), выделившим полярные, субполярные и "умеренные" ледники; Г.А.Авсюком (1955), который учел степень континентальности климата; Л.Ллибутри (Lliboutry, 1964), связавшим области оледенения с характером климата; Д.М.Колосовым (1952), И.В.Бутом (1963) и А.Н.Кренке (1963), принявшими во внимание источники питания ледниковых систем; В.М.Котляковым (1968) и Г.К.Тушинским (1963), которые в той или иной мере учли в районировании перечисленные выше факторы.

В настоящем Атласе гляциологическое районирование строится по шестиступенчатой схеме с учетом "матричного" положения таксономических единиц. Различают: пояс - зону - провинцию - область - район - бассейн. Пояса и зоны выделяют исходя из общей географической зональности с учетом временного и постоянного развития снежно-ледовых явлений. Каждую из зон подразделяют на гляциологические провинции и области в зависимости от характера циркуляции атмосферы и макрорельефа земной поверхности. При выделении провинций главным следует считать источник влаги и поступление ее к тому или иному континенту, а областей - их совпадение с крупными горами или равнинными территориями, в пределах которых наблюдается определенное единство нивально-гляциальных явлений.

При выделении районов учитывается преобладание тех или иных видов нивально-гляциальных явлений, степень оледенения и его дисперсность или компактность, высотная поясность гляциологических явлений, особенности их режима и межгодовой изменчивости. В качестве элементарной единицы гляциологического районирования принимается речной бассейн с той или иной степенью развития в нем нивально-гляциальных явлений, называемый ледниковым бассейном.

Ледниковым бассейном считается такой бассейн, на поверхности которого вплоть до замыкающего створа существуют ледники и (или) многолетние снежники. Нижнюю границу ледникового бассейна целесообразно проводить на уровне границы снежников (орографической снеговой линии), т.е. ниже основной массы сезонных и всех перелетывающих снежников в бассейне. Географически непрерывная и достаточно однородная в балансовом отношении совокупность нивально-гляциальных бассейнов образует гляциологический район,

а группа таких районов объединяется в гляциологическую область. Иногда в качестве промежуточной ступени выделяется подобласть.

Гляциологическое районирование в Атласе выполнено для того, чтобы "организовать" исследование и описание режима нивально-гляциальных явлений на отдельных территориях, подсчитать и провести анализ запасов льдов и других снежно-ледовых ресурсов. При этом учитывается изменчивость и длительность их существования (для морских льдов и айсбергов, снежного покрова и ледников).

Выделено пять поясов временных и постоянных нивально-гляциальных явлений в Северном и Южном полушариях. В Северном полушарии они развиты преимущественно на суше, а в Южном полушарии - на море, что приводит к неодинаковому характеру зональности в обоих полушариях. Названия зон даны по основным гляциологическим явлениям в той или иной зоне. Действительный набор нивально-гляциальных явлений в любой из зон значительно сложнее, а в горах, кроме того, встречаются ледники, окаймляемые поясами устойчивого снежного покрова и лавин.

В Северном полушарии выделяются четыре зоны (с севера на юг): покровного, горно-покровного оледенения и морских льдов; многолетней мерзлоты, устойчивого снежного покрова, сезонных морских льдов и горного оледенения; устойчивого снежного покрова, горного оледенения, сезонных морских, озерных и речных льдов; неустойчивого снежного покрова и горных ледников. В Южном полушарии распространены три таких зоны (с юга на север): Антарктического ледникового покрова; морских льдов и горно-покровного оледенения; айсбергов. Отдельно существует разорванный пояс нивально-гляциальных явлений в экваториальном, тропическом и южном умеренном поясах.

Каждый из пяти субширотных поясов включает в себя одну, две или три субширотные зоны.

Пояс А - пояс постоянных нивально-гляциальных явлений Северного полушария - охватывает Гренландию, Северный Ледовитый и северные части Тихого и Атлантического океанов, занятые морскими льдами, северные области Евразии и Северной Америки с покровом многолетнемерзлых горных пород и современным оледенением в горах. Зона AI включает Гренландский ледниковый щит и Центральный Арктический бассейн с его массивом многолетних морских льдов, зона AII - окраинные моря Северного Ледовитого и часть Атлантического океанов с сезонными и многолетними морскими льдами и современным горно-покровным оледенением на островах, зона AIII - территории двух материков в пределах распространения многолетнемерзлых пород и замерзающие зимой акватории Белого, Охотского и Берингова морей. Общая площадь пояса 38 млн км². Устойчивый сезонный снежный покров сплошным слоем залегает по всей территории этого пояса в холодную половину года.

Пояс Б - пояс временных нивально-гляциальных явлений Северного полушария - охватывает распространение снежного покрова в Евразии и Северной Америке на безмерзлотных пространствах и площадях с островной мерзлотой, а также часть Атлантического океана, замерзающую в отдельные годы. В нем выделены зоны устойчивого (BI) и неустойчивого (BII) снежного покрова. Очертания границы между ними, довольно сложны: зона BI, к которой отнесены Тибет и Гималаи, крупными "заливами" проникает далеко на юг в зону BII, охватывая территории с современным оледенением горных стран. Общая площадь пояса Б равна 35 млн км².

Пояс В - пояс постоянных нивально-гляциальных явлений Южного полушария - включает Антарктиду (зона VI) и часть Южного океана, занимаемую айсбергами, сезонными и многолетними морскими льдами (зона VII). На островах зоны VII распространено современное горно-покровное оледенение, вся поверхность пояса в холодную половину года закрыта снежным покровом. Общая площадь пояса В составляет 35 млн км².

Пояс Г - пояс временных нивально-гляциальных явлений Южного полушария - включает в себя одну зону GI распространения айсбергов, продуцируемых ледниковым щитом Антарктиды в Атлантический, Тихий и Индийский океаны. На островах зоны имеется современное

горно-покровное оледенение. Сезонный снежный покров характерен для поверхности как островов, так и айсбергов. Площадь тех и других примерно одинакова - первые тысячи км². Площадь пояса Г достигает 40 млн км².

Пояс Д - пояс нивально-гляциальных явлений в экваториальном, тропическом и южном умеренном поясах - располагается в основном в Южном полушарии. Он представляет собой прерывистый снежно-ледовый ареал на суше (оледенение моря отсутствует), охватывающий все материки, кроме Евразии и Антарктиды. В Северном полушарии в него входят горы севера Южной Америки, Мексики, Карибского бассейна и горы Атласа в Африке. Заснеженные вершины Центральной Африки расположены в непосредственной близости от экватора и в Северном, и в Южном полушариях. В Южном полушарии к поясу Д относятся снежно-ледовые ареалы гор Новой Гвинее, востока Австралии, юга Африки, запада Южной Америки. К зоне ДI отнесены ареалы Восточного полушария, к зоне ДII - Западного. Общая площадь пояса Д 2 млн км².

Пять гляциологических поясов вместе образуют современную гляциосферу Земли, охватывающую примерно 150 млн км², или 30% ее поверхности.

Субмеридиональные границы разделяют материковые и прилежащие к ним морские части гляциологических поясов и зон по принципу источника питания нивально-гляциальных объектов. Таким образом выделены гляциологические провинции, а в их пределах главным образом по геоморфологическим признакам формируются гляциологические области.

Полный список поясов, зон, провинций и областей приводится на с.38-39 I-го тома Атласа рядом с картой гляциологического районирования земного шара.

1.5. Нивально-гляциальные системы

К нивально-гляциальным относятся такие природные системы, в вещественном составе которых и процессах, определяющих функционирование самой системы и ее взаимодействие с окружающей средой, ведущая роль принадлежит снежному покрову и льду. Нивально-гляциальные системы включают ряд природных объектов, сложенных в основном льдом - ледники, наледи, подземные ледяные горизонты, ледяной и снежный покровы, а также их совокупности.

Следует различать нивально-гляциальные системы четырех уровней (Котляков, Кренке, 1979). Высший уровень занимает глобальная нивально-гляциальная система - гляциосфера, представляющая собой часть географической оболочки, связанной с другими планетарными природными системами не только прямыми, но столь же сильными обратными связями.

Следующий уровень - региональные нивально-гляциальные системы. Они формируются в пределах крупных регионов, целых горных областей, архипелагов полярных и субполярных островов. Такие системы охватывают широкий круг снежно-ледовых явлений в большом диапазоне физико-географических условий. Обратные связи, т.е. воздействие оледенения разных видов на климат и рельеф, на этом уровне явно заметны, но все же находятся в подчиненном положении по сравнению с прямым воздействием климата и рельефа на оледенение.

Далее идут местные (локальные) нивально-гляциальные системы, в которых взаимосвязанные снежно-ледовые процессы происходят на относительно обособленных участках крупных регионов. Здесь развит ограниченный круг нивально-гляциальных явлений, в котором главенствующее положение занимает одно из них. Колебания интенсивности процессов, присущих именно этому явлению, накладывают главный отпечаток на особенности развития всей местной нивально-гляциальной системы.

Наконец, низший элементарный уровень занимают системы, образуемые отдельными ледниками, элементами нивально-гляциальных систем: снежниками, наледями и т.п. Их можно рассматривать как оамостоятельные замкнутые системы с действующими внутри них процессами, приводящими к изменению системы во времени и ее колебаниям. Обратные связи на этом уровне обнаруживаются либо только за длительное время наблюдений, либо посредством тонких инструментальных исследований.

Более мелкие системы - структурные части ледников, зерна и кристаллы льда входят в системы элементарного уровня, но не относятся к нивально-гляциальным системам.

Нивально-гляциальные системы характеризуются, во-первых, свойствами составляющих их элементов (размерами ледников и наледей, их режимными и физическими характеристиками, распределением толщины снежного покрова, долей подземных льдов в многолетнемерзлых породах и т.д.); во-вторых, числом, концентрацией, распределением этих элементов (числом лавинных очагов, ледников, степенью оледенения, повторяемостью схода лавин и т.д.); в-третьих, взаимосвязями этих элементов между собой и с другими частями природных систем того же или смежных в иерархическом ряду масштабов; в-четвертых, полями основных параметров в их пределах, т.е. обобщенными представлениями о распределении по территории той или иной характеристики системы. К таким параметрам относятся, например, абсолютные и относительные высоты рельефа, высотное положение границы питания ледников, температура воздуха на ее высоте или на фиксированном уровне, величина аккумуляции - абляции на высоте границы питания ледников. Поля строятся методом проведения изолиний между величинами, вычисленными для отдельных точек территории ("центра тяжести" группы ледников, например) или им приписанных.

Наиболее совершенный метод исследования - создание физических моделей нивально-гляциальных систем - практически не применим к достаточно сложным системам, состоящим из многих элементов. В этом случае прибегают к одному из излагаемых ниже методов - эталонному, статистическому или "полей".

Эталонный метод состоит в изучении "типичного" блока системы, включающего основные виды гляциальных объектов, например отдельного ледника или горно-ледникового бассейна. Затем полученные результаты переносятся на другие блоки системы. Например, кривая зависимости удельного баланса массы от высоты или от превышения над границей питания, введенная на одном леднике, переносится на всю ледниковую систему горной страны.

Статистический метод заключается в учете простых свойств всех элементов системы и их взаимосвязи без анализа физической сущности и учета приуроченности этих свойств к конкретным элементам системы и положению их в пространстве. Рассматриваются характеристики распределения и вероятности свойств и интенсивности процессов во времени и пространстве: оценка доли отступающих ледников, вероятности появления наледей перед их концами, изменение энтропии ледниковой системы по разнообразию размеров или типов ледников и т.д.

Метод полей или картографического моделирования состоит в построении полей простых характеристик отдельных элементов с учетом их пространственного положения, например, проведение изохион, в сопоставлении разных полей с определением степени их сходства для выявления взаимосвязей и причинности, а также в выяснении пространственных законов изменения характеристик по конфигурации их полей, в разложении полей на составляющие для выделения определяющих факторов.

Глобальная нивально-гляциальная система включает все нивально-гляциальные объекты и явления, из которых наиболее важны следующие: снежный покров, ледники, морские и подземные льды (рис.1.1). Все элементы системы образуют два генетических ряда: основой для первого служит преимущественно сублимационный, а для второго - конжеляционный тип льдообразования. Сила взаимосвязей между элементами, как правило, гораздо больше внутри каждого ряда, чем между ними. Это связано с существенно разной силой внешнего воздействия на нивально-гляциальную систему изменчивой во времени частью блока "при-

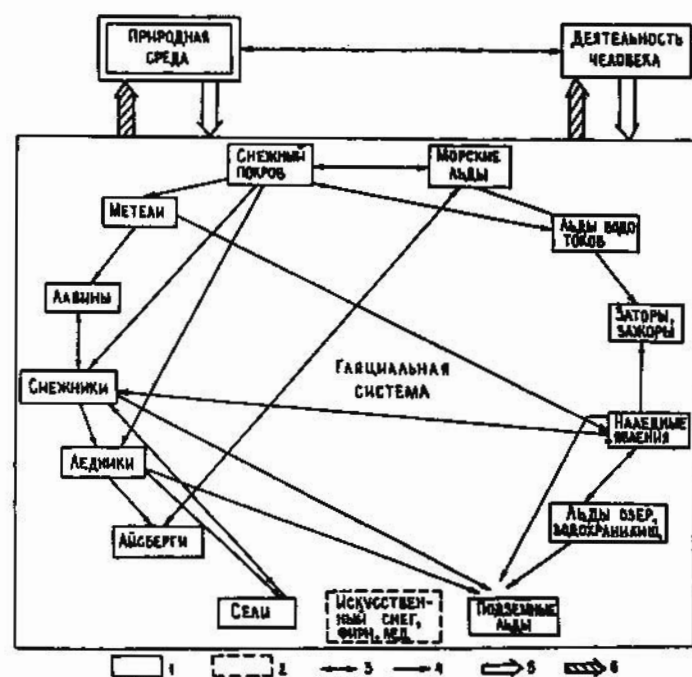


Рис.1.1. Функциональная схема глобальной нивально-гляциальной системы: 1 - элемент нивально-гляциальной системы, 2 - гляциотехнический элемент, 3 - двухсторонние связи, 4 - односторонние связи, 5 - воздействие на систему, 6 - воздействие системы

родная среда" - группы гидрометеорологических явлений. Для элементов ряда сублимационных льдов основу внешнего воздействия составляют атмосферные осадки, температура воздуха и ветер, а для ряда конжеляционных - температура воздуха и режим водоема или водотока. Поглощенная солнечная радиация примерно одинаково важна для элементов обоих рядов. Вторая часть блока "природная среда" - это группа геолого-географических явлений, которая включает коренные породы, почво-грунты, рельеф суши и дно водоемов, гидрографические параметры водотоков, растительный покров. В понятие "деятельность человека" входят строительство сооружений, поселения, функционирование промышленных предприятий, рекреационное использование территории и т.д.

Глава 2. КАРТОГРАФИРОВАНИЕ СНЕЖНО-ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ И ПРОЦЕССОВ

2.1. Общие принципы составления гляциологических карт

2.1.1. Из истории гляциологического картографирования

Картографирование ледников получило развитие с середины прошлого века. В XVI - первой половине XVIII вв. ледники лишь упоминались (подписывались) на картах и только с середины XVIII в. их начали изображать специальными условными знаками (Акифьева, 1962). В первой половине XIX в., в классический период изучения ледников Альп, на них проведены многочисленные, в том числе инструментальные наблюдения. Наступание ледников Альп в первой половине XIX в. и их отступление во второй побудило картографов искать способы количественной оценки этого явления (Книжников, 1973).

В 1840 г. Луи Агассис издал "Атлас ледников", включавший 18 перспективных и 14 плановых изображений отдельных ледников Альп, а его сотрудник топограф И.Вильд в 1841 г. снял фототеодолитом Нижнеаварский ледник и составил первую специальную гляциологическую карту масштаба 1:10 000. Крупномасштабные карты концов альпийских ледников, составлявшиеся в результате инструментальных съемок, по содержанию были близки к топографическим. Специальные инструментальные съемки ледников, однако, не носили массового характера, и для изучения оледенения большое значение имели государственные топографические съемки. Появившаяся в 1844-1864 гг. топографическая карта Швейцарии, получившая название карты Дюфура, с ясным изображением рельефа теневыми штрихами, давала представление об основных чертах оледенения, показывая границы ледников, ледопады, морены. Во второй половине XIX в. был составлен Зигфридатлас - 604 листа топографической карты Швейцарии масштаба 1:25 000 и 1:50 000, отличающейся чрезвычайно выразительным, географически грамотным изображением и высокой точностью в количественном отношении. Неоднократно исправлявшиеся, дополнявшиеся и переиздававшиеся карты Зигфридатласа использовались и в XX в.

В России аналогичную положительную роль для исследования оледенения сыграли съемки Корпуса военных топографов, начатые в 60-х годах прошлого века на Кавказе, в 80-х годах в Туркестане и в начале XX в. на Алтае. Они дали материал для составления пер-

вых каталогов ледников. Широкие связи Корпуса военных топографов и Русского географического общества способствовали географической грамотности карт и их использованию при исследованиях ледников.

Отступление ледников, начавшееся во второй половине XIX в., привлекло внимание к исследованиям древнего оледенения и колебаний ледников. Появились классификации ледников, начались гляциогеоморфологические исследования. В начале XX в. большое внимание стали уделять изучению баланса ледников, взаимосвязи морфологии, скорости течения и толщины ледников, строению льда, классификации ледников. Однако эти разнообразные гляциологические исследования не получили отражения на картах, хотя методика съемки ледников совершенствовалась, в частности начали применять фотограмметрическую съемку. Таким методом были получены карты ледников Барт - съемка Военно-топографического института Италии и Фернагтфернер - съемка С.Ф.Финстервальдера, позже на Кавказе Х.Бурместером была выполнена фототеодолитная съемка ледников Шхельды, Адырсу и Б.Азау.

Особой активизацией в картографировании ледников отмечены годы работ по программам Второго международного полярного года (1932-1933), Международного геофизического года (1957-1959), Международного гидрологического десятилетия (1965-1974). В результате работ по программе 2-го МПГ Нарынско-Хантэнгринской экспедицией был создан атлас ледников, состоящий из 19 крупномасштабных карт концов ледников, составленных по материалам тахеометрической съемки.

В предверии 2-го МПГ в 1928 г. совместной Советско-Германской экспедицией выполнены съемки ледника Федченко, при содействии и участии германско-австрийского альпинистского клуба - фотограмметрические съемки ледников полярных и экваториальных районов - Гималаев, Каракорума, Анд, Скандинавии, Гренландии, Шпицбергена. Стали выполнять и повторные съемки для изучения динамики ледников, например, проведена серия съемок на 8 репрезентативных ледниках Восточных Альп, работы в Итальянских Альпах. Однако картографирование выполнялось лишь для выборочных ледников, а из государственных топографических карт лишь карты Швейцарии и Австрии должным образом отображали горное оледенение.

В период МПГ и последующие годы съемки ледников приобрели массовый характер. С их помощью зафиксировано положение всех крупных швейцарских ледников и 106 ледников Итальянских Альп, проведены съемки ледников на Шпицбергене, в Антарктиде, США, Канаде, Гималаях; Германско-Австрийский клуб выпустил карту ледникового узла Джомолунгма (Эверест). Картографическое оформление и многокрасочное издание ставит эту однолистную карту в число лучших произведений горной картографии. В США выполнено картографирование ледников горы Рейнир - ледник Нискуолли и др., семи ледников Аляски, расположенных в разных климатических зонах.

Кроме карт отдельных ледников в этот период начали появляться обзорные карты, дающие представление об оледенении крупных территорий. Топографические карты были использованы для создания мелкомасштабной, 1:2 500 000, обзорной карты ледников Канады, такая же карта была создана и для Скандинавии. В 1958 г. появился обзорный атлас ледников Северного полушария (Field, 1958). Как и две указанные обзорные карты, он давал лишь контуры ледников в мелких масштабах, основываясь на топокартах и передавая картину оледенения со свойственными этим картам ошибками. К первым картографическим сводкам об оледенении в этот период добавляются и первые опыты тематического картографирования ледников. На международном симпозиуме в Канаде в 1965 г. по вопросам гляциологического картографирования наряду с общегеографическими картами ледников Альп, гор США, Канады, Аляски были представлены отдельные примеры тематических карт - гляциогеоморфологии приледниковой области, баланса массы, колебаний ледников (Canadian ..., 1966).

В Советском Союзе в период МПГ помимо фотограмметрических съемок на ледниках Тянь-Шаня, Кавказа, Памира, Полярного Урала, северо-восточных районов страны и составления карт концов десятков ледников выполняются и опытные работы по комплексному тематическому картографированию горного и покровного оледенения. По результатам работ по про-

грамме МГГ создан атлас ледников Эльбруса. Он состоит из трех томов, включающих фотографии ледников (Атлас ледников..., 1965), крупномасштабные общегеографические карты (Лабутина, 1967) и более 100 разных тематических карт, дающих всестороннюю характеристику условий развития оледенения - рельефа и климата, его истории и современного состояния - морфологии, режима, движения, тектоники, колебаний и т.п. (Кравцова, 1967). К сожалению, этот тематический том не был издан, но представление о нем дают статейные публикации и черно-белые карты, помещенные в соответствующих томах каталога ледников, а также карты Эльбруса в I томе настоящего Атласа (с.101-105).

Атлас ледников Эльбруса охватывал обособленную территорию одного горно-ледникового района. Опыт по следующему территориальному уровню - ледниковой зоне горной страны - накоплен при работе над комплексными региональными атласами. На примере Алтайского края для них разработаны типы карт древнего оледенения, морфологии ледников, лавинной деятельности и методические рекомендации по составлению таких карт.

Большой вклад в развитие гляциологического картографирования сделан созданием и изданием Атласа Антарктики (1966). Выход на территориальный уровень материка, широта тематики, охватывающей весь комплекс условий существования и развития оледенения, новизна и оригинальность материалов, построение гипотез при недостатке данных - вот отличительные черты этого первого крупного атласа, включающего гляциологическое содержание. В дальнейшем создан Атлас Арктики, где гляциология представлена отдельным разделом, включающим десятки общегеографических и тематических карт Арктики в целом и ее отдельных районов. Таким образом, к 80-м годам в Советском Союзе уже имелись первые опыты по созданию комплексных тематических гляциологических произведений на разных территориальных уровнях, что, наряду с накоплением огромного инвентаризационного материала в виде многотомного Каталога ледников СССР, создало необходимые предпосылки для перехода к новому этапу гляциологического картографирования - работе над Атласом снежно-ледовых ресурсов мира.

2.1.2. Принципы современного гляциологического картографирования

Горное и покровное оледенение - сложные природные системы, образованные при совокупном воздействии рельефа, климата и других факторов. Пространственная изменчивость нивально-гляциальных характеристик целых природных регионов складывается из двух составляющих: закономерной и случайной, связанных в первом случае с макро-, а во втором - с мезо- и микроизменениями образующих факторов. Большой диапазон колебаний случайной или локальной изменчивости затрудняет выделение на карте фоновых поверхностей, отражающих общие закономерности пространственных изменений.

Пространственные размеры картографируемых гляциологических объектов колеблются от долей квадратного километра для горных ледников до десятков миллионов для покровного оледенения, т.е. разнятся на 7-8 порядков. При этом количественно преобладают малые горные ледники: 75% всех ледников при площади только 12%. 24% приходится на ледники размером 1-10 км², они занимают 30% общей площади (Виноградов, Коновалова, 1972). Такие объекты могут быть переданы лишь на крупно- и среднемасштабных картах.

Еще одна существенная, специфически гляциологическая особенность заключается в труднодоступности ледниковых районов для сбора фактического материала, недостаток которого приходится компенсировать расчетами.

Все это определило специфику гляциологического картографирования, в полной мере проявившуюся в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира. Нивально-гляциальные системы разных уровней соотнесены с масштабным рядом Атласа; процесс картографирования заключался в переходе от конкретных характеристик к обобщенным, от отдельных ледников к понятию ледниковой зоны и полей гляциологических характеристик; на основе анализа созданных карт получена новая информация и построены прогнозные карты (Котляков и др., 1978).

В Атласе снежно-ледовых ресурсов мира выделены территории четырех уровней, связанных с масштабом явлений и нашедших отражение в масштабном ряду Атласа (Котляков, Кренке, 1979). Первый, высший уровень - это глобальные нивально-гляциальные системы, рассмотренные во вводной части Атласа и частично в прикладной и региональной. Их элементами служат целые региональные системы или их крупные части. Уровень исследования соответствует самым мелким масштабам.

Второй уровень - региональные нивально-гляциальные системы - занимает самое значительное место в ряду карт Атласа, для которых используются мелкие масштабы. Это пространственные системы, характеризующие оледенение в целом; их элементами служат группы ледников, вернее их климатические, гидрологические и орографические характеристики, оказывающие влияние на массоэнергообмен.

Третий уровень - местные, локальные, нивально-гляциальные системы. Они представлены на картах среднего масштаба. Элементами систем здесь служат отдельные ледники.

Четвертый уровень исследования рассматривает системы, образуемые отдельными ледниками, снежниками, наледями и т.п. Он представлен наборами крупномасштабных аналитических карт, дающих комплексную характеристику избранных объектов.

На картах первых трех уровней нивально-гляциальные характеристики изображаются в их средних многолетних значениях, а карты отдельных ледников представлены набором пространственно-временных характеристик. Малые размеры большинства горных ледников и их локализация на небольших площадях не позволяют изобразить их в мелких масштабах внемасштабными условными знаками; на таких картах вместо изображения дискретных объектов - ледников - даются поля определяющих их характеристик.

Поэтому природные гляциологические системы разного ранга получают на картах Атласа разную степень обобщения - отдельные ледники и горно-ледниковые районы характеризуются конкретно, а ледниковая зона горной страны определяется набором полей отдельных характеристик.

В процессе картографирования осуществляется переход от характеристик отдельных ледников в крупных масштабах к осредненной характеристике групп ледников в мелких масштабах и замена конкретных характеристик собирательными. Так, характеристика морфологического типа каждого отдельного ледника заменяется в мелком масштабе характеристикой группы ледников по преобладанию каждого типа по площади. Вместо конкретных характеристик аккумуляции и поверхностной абляции, баланса массы, дифференцированных по всей площади ледника в крупных масштабах, в мелких показываются осредненные характеристики их режима в виде единого значения аккумуляции-абляции на высоте границы питания, осредненного для групп ледников.

Изложенные принципы гляциологического картографирования определили системный подход к структуре Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, который рассматривается как информационная система с двумя главными подсистемами: картами разной тематики в пределах одного территориального уровня и соответственно масштаба и картами одной тематики разных масштабов. Последние образуют сквозные тематические ряды, проходящие через разные территориальные уровни.

2.1.3. Картографирование конкретных объектов и полей гляциологических характеристик

Возможности картографирования конкретных гляциологических объектов в значительной мере зависят от масштаба карт. На картах крупных масштабов, 1:25 000 - 1:250 000, по материалам аэрофото- или фототеодолитной съемки представлены отдельные ледники со всеми деталями морфологии их поверхности. По результатам непосредственных полевых наблюдений в отдельных точках ледника, экстраполируемым на всю его поверхность с учетом высоты и других факторов, строятся карты аккумуляции, абляции, баланса массы.

На картах ледниковых районов масштаба 1:600 000 удается передать изображение большинства горных ледников, но уже без дифференциации гляциологических характеристик по

площади ледника. Вместо этого дается обобщенная характеристика для ледника в целом - его тип на морфологической карте, величина аккумуляции-абляции на границе питания и максимальная скорость движения на карте режима, средняя годовая скорость отступления или наступания и в соответствии с этим - тип колебаний ледника на соответствующей карте.

На мелкомасштабных картах морфологии и режима ледников их конкретные характеристики заменяются обобщенными, абстрактными. Карты того же масштаба, передающие сплошную, непрерывную, характеристику территории - температуры, осадки, снежный покров, запасы льда, сток и др. - на основе данных метеорологических и гидрологических наблюдений в сочетании с расчетными методами, сохраняют конкретность передаваемых ими характеристик. Чаще всего на картах мелкого масштаба изображаются поля характеристик.

В.А.Червяков (1978) называет полем область непрерывного или условно непрерывного распределения количественных признаков явлений: на картах его отражают изолиниями и псевдоизолиниями. Поскольку обратное воздействие нивально-гляциальных систем на природные явления и процессы, их сформировавшие, заметно лишь на глобальном и региональном уровнях, метод поля оправдан именно на этих уровнях. Построение подобных карт приводит к выявлению закономерностей распределения характеристик природной системы. Генерализация рисунка изолиний на таких картах, заключающаяся в выравнивании, сглаживании пространственного "рельефа", способствует отделению и отбрасыванию локальной изменчивости и выявлению общих черт.

В соответствии с видом изображаемых характеристик, их непрерывностью или дискретностью целесообразно рассматривать все изолинейные карты как отражение реальных и абстрактных полей. К реальным относят поля явлений и характеристик, имеющих по своей природе непрерывное распространение: поля температур, осадков, рельефа и т.п. Абстрактные поля или характеризуют непрерывные по своей природе, но реально не существующие признаки объектов, или передают характеристики совокупностей дискретных объектов, представленные непрерывным способом изображения. К первым относят разные характеристики, подвергшиеся математической обработке: осредненные во времени характеристики, суммы значений, поля статистик, процентные соотношения. Здесь трудно провести четкие границы между реальностью и абстракцией, и их соотношение зависит от вида математической обработки: карты сумм значений какой-либо характеристики ближе к реальности, чем карта коэффициента вариации этой величины.

Вторая группа абстрактных полей относится к характеристикам реально существующих объектов, которые в природе распределены не непрерывно, а дискретно, но на карте представлены непрерывным способом изображения. Подобные поля в общем случае можно назвать потенциальными, так как они отображают возможные характеристики объектов там, где в действительности сами объекты отсутствуют. Однако во многих случаях само возникновение нового объекта изменило бы эти характеристики, определенные на карте интерполяцией между существующими объектами. Так, появление горного склона с ледником за счет обратной связи в виде динамического воздействия на мезоциркуляцию воздуха изменит поля температуры воздуха и осадков, что повлияет на характеристики режима ледника. Поэтому к такому типу карт применен термин "квазипотенциальные" (Кренке, 1984).

Деление полей по способу получения опорных точек на поля натурных наблюдений и расчетные определяет в более широком плане их подразделение на аналитические и синтетические. Первые отображают, в основном на крупномасштабных картах, натурные наблюдения. Расчетные поля, относящиеся, как правило, к синтетическим или комплексным аналитическим, чаще строятся на мелкомасштабных картах.

Синтетические карты строят на базе нескольких карт полей, например, карты аккумуляции на основе карт температуры воздуха и высоты границы питания, разными путями. Суть их состоит в разных вариантах сложения исходных полей с изолинейным рисунком и полей с контрольными точками (Кренке, Шантыкова, 1978). На рис.2.1 дан пример построения поля аккумуляции на территорию Берегового хребта.

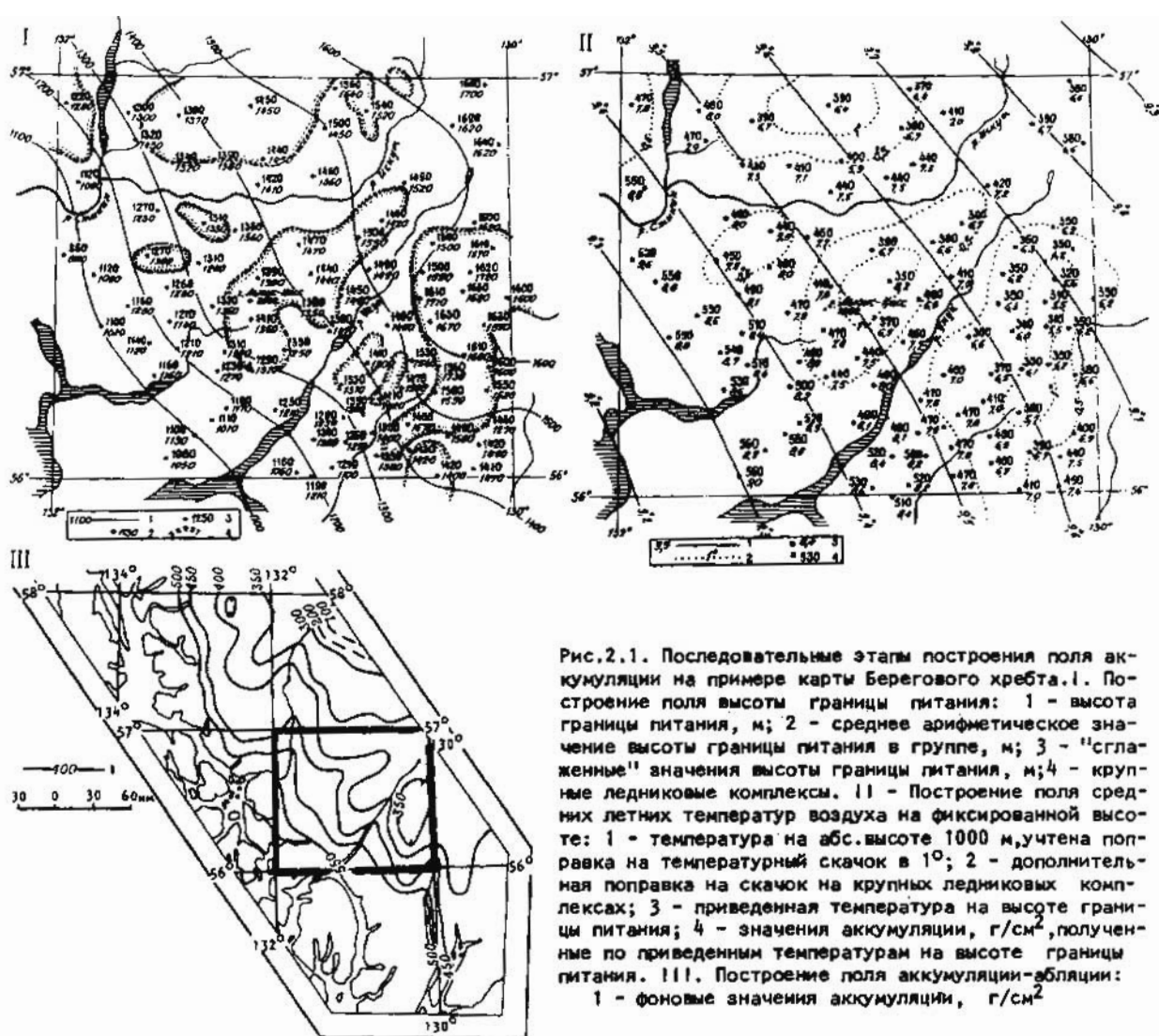


Рис.2.1. Последовательные этапы построения поля аккумуляции на примере карты Берегового хребта. I - Построение поля высоты границы питания: 1 - высота границы питания, м; 2 - среднее арифметическое значение высоты границы питания в группе, м; 3 - "сглаженные" значения высоты границы питания, м; 4 - крупные ледниковые комплексы. II - Построение поля средних летних температур воздуха на фиксированной высоте: 1 - температура на абс. высоте 1000 м, учтена поправка на температурный скачок в 1°; 2 - дополнительная поправка на скачок на крупных ледниковых комплексах; 3 - приведенная температура на высоте границы питания; 4 - значения аккумуляции, г/см², полученные по приведенным температурам на высоте границы питания. III. Построение поля аккумуляции-абляции: 1 - фоновые значения аккумуляции, г/см²

В результате взаимодействия реальных и абстрактных полей в зависимости от физического смысла могут получаться поля любого типа. Так, при синтезе абстрактного поля высоты границы питания и реального поля температур получается абстрактное поле средних летних температур на высоте границы питания, а далее - тоже абстрактное поле аккумуляции. Производное же от аккумуляции поле осадков по природе своей непрерывно, следовательно может считаться реальным, однако сложный способ получения снижает его достоверность по сравнению с такими же полями осадков, построенными на основе натурных наблюдений.

Всего в Атласе использовано 32 наименования характеристик, изображаемых на мелко-масштабных картах в виде полей. Все они, кроме рельефа местности, подвергнуты математической обработке разной степени сложности. Непрерывна по своей природе 21 характеристика, дискретны 11.

Большая часть фактического материала на мелко-масштабных картах представляет результат суммирования данных, характеризующих свойства дискретных объектов в природе. Например, непрерывность климата и рельефа позволяет построить поле высоты границы питания ледников. Эта группа так называемых "потенциальных" или "квазипотенциальных" полей безусловно относится к абстрактным, хотя степень абстрагирования у них различна, так как зависит от точности получения исходных данных и способа построения поля при составлении карты.

Карты высоты границы питания, стока и ряд других имеют в своей основе набор дискретных фактических данных. Карты же средних летних температур и аккумуляции на высоте границы питания таких фактических данных не имеют и строятся косвенным, расчетным

путем на основе градиентов и функциональных зависимостей от значения высоты границы питания ледников. При этом достоверность производных карт снижается, хотя их элементы выражаются в тех же физических единицах, что и на реальных, более точных картах и в целом они имеют тот же вид, что и карты натуральных наблюдений.

Для построения полей характеристик дискретных объектов необходимы два условия: непрерывность образующих факторов и наличие пространственного тренда. Так, граница питания отдельных ледников - это дискретный объект, но образующие ее климат и рельеф имеют непрерывное распространение. Поле ее высоты имеет четко выраженный тренд, например, на картах Берегового хребта прослеживается увеличение ее высоты от береговой линии в глубь материка.

Процесс построения абстрактных карт полей, как и всех изолинейных карт, укладывается в стандартную схему: набор и генерализация исходных данных; интерполяция; выбор шкалы сечения и проведение изолиний; расчеты и картографический синтез при построении сложных производных карт.

Деление карт на реальные и абстрактные определяет в какой-то мере степень доверия к карте при ее использовании. Однако говорить о преимущественной точности реальных карт перед абстрактными можно только в случае достаточного количества исходных данных. Часто расчетные карты, по которым можно рассчитать любую точку в поле карты, обеспечивают более высокую плановую точность, чем карты с редкой сетью фактических данных, хотя ясно, что фактические исходные данные точнее расчетных. Поэтому целесообразно говорить не о точности, а о достоверности карт полей - степени соответствия модели реальной действительности.

Чтобы оценить хотя бы качественно достоверность карт полей разного типа в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира, проанализирован набор условий их построения - 1/ вид картографируемой характеристики: непрерывная или дискретная, 2/ вид исходных данных: непрерывные или дискретные, 3/ характер исходных данных по способу получения: фактические или расчетные, 4/ размерность характеристики: в основных физических единицах или в производных. Сочетание этих условий и определяет достоверность карт полей, а одновременно и степень их абстрактности.

Оценка точности полей аккумуляции на карте режима ледниковой системы Кавказа подтвердила правомерность построения подобных абстрактных карт и дала возможность правильного выбора сечения шкалы данной карты (Зверкова и др., 1978).

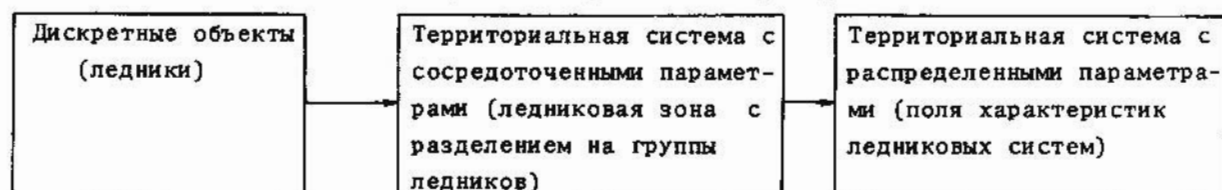
2.1.4. Синтез качественных и количественных характеристик гляциологических явлений

Мелкомасштабные карты Атласа снежно-ледовых ресурсов мира отражают как количественные, так и качественные характеристики. К первым относят все изолинейные карты - температур, осадков, снежного покрова, стока, ко вторым - карты зон льдообразования, факторов лавинообразования, древнего оледенения, вечной мерзлоты, селепроявлений. Некоторые типы карт сочетают в себе и те и другие характеристики, выделяя качественные категории в зависимости от количественных признаков: степень лавинной опасности - от густоты сети и повторяемости лавин; тип колебаний ледников - стационарные, наступающие, отступающие - от средней многолетней величины изменения положения конца ледника; преобладающий и сопутствующий тип ледника - от процентного соотношения ледников разных типов.

При изменении масштабов карт от крупных к мелким в ряде случаев наблюдается переход от более простых аналитических количественных характеристик к более сложным комплексным аналитическим качественным, в соответствии с этим меняются и способы изображения - от изолиний к качественному фону или значкам. Далее на следующем масштабном уровне вновь происходит переход к количественным характеристикам, но уже обобщенным и синтезированным. Он сопровождается возвращением к изолиниям для отображения полей обобщенных, или расчетных, гляциологических характеристик, например, на картах режи-

ма ледниковых систем, или комплексированием качественного фона с количественными характеристиками - на картах степени лавинной опасности, морфологических и др.

Кроме того, при изменении масштабов от крупных к более мелким происходит переход от отображения отдельных объектов (ледников) к единому интегральному выражению всей ледниковой системы - скачок к качественно иному изображению другой системы. На разномасштабных картах Атласа наблюдается серия таких переходов:



Карты с количественными характеристиками - карты полей - строятся путем интерполяции данных для отдельных ледников или их групп и проведения изолиний по всему полю карты. При синтезе карт с качественными характеристиками внутри групп по объективным критериям выбирается наиболее типичный показатель, обобщенный для всей группы.

Примером могут служить карты морфологии ледников, представленные в Атласе тремя группами масштабов. Характеристика морфологии поверхности, передаваемая изогипсами на крупномасштабных картах, сменяется характеристикой морфологических типов отдельных ледников, отражаемых красочным фоном в среднем масштабе. Мелкомасштабные карты характеризуют новый уровень региональных природных систем, элементами которых выступают группы из 6-15, реже из 3-4 или 20-25 ледников. Обобщенная характеристика такой группы, например преобладающий морфологический тип ледника, отражается при помощи качественного фона, но при этом имеет строгое количественное выражение: степень преобладания конкретного морфологического типа в группе, определенная исходя из суммарной площади ледников каждого типа с вычислением взвешенных характеристик, указана в легенде карты в процентах. Соединение данных по группам ледников дает в итоге характеристику ледниковой зоны в целом.

Таким образом, на картах морфологии ледников сочетаются количественные и качественные способы изображения, а изменение масштабов влечет за собой получение принципиально нового их содержания.

2.1.5. Особенности математического обоснования карт

Многообразие тематики - всего в Атласе 17 тематических разделов, сложная многоступенчатая региональная структура, большое количество картографируемых территорий (около 200) и гляциологических показателей, предполагающих разные способы их изображения и точность построения, определяют особенности системы масштабов, проекций и компоновки карт.

Масштабный ряд карт представляет собой систему одинаковых и кратных масштабов. Он должен обеспечить читаемость и наглядность карт, а также сопоставимость картографируемых территорий и гляциологических показателей.

Нивально-гляциальный комплекс Земли в Атласе рассматривается на шести территориальных уровнях: мир - материк - природный регион - ледниковая область - ледниковый район - отдельный ледник, соответствующих основным уровням гляциологических исследований (Котляков, Кренке, 1979; Гляциологический словарь, 1984). Глобальный уровень объединяет карты мира и материков, региональный - регионов и их ледниковых зон, локальный уровень соответствует участкам ледниковой зоны и отдельным районам, низший - отдельным ледникам и ледниковым комплексам разных порядков. Шести территориальным уровням соответствуют шесть крупных масштабных групп карт:

земной шар в целом - 1:60 000 000 и 1:90 000 000;

материк - 1:20 000 000, 1:30 000 000, 1:40 000 000, 1:60 000 000;

природный регион - 1:3 000 000, 1:5 000 000, 1:7 500 000, 1:10 000 000, 1:20 000 000;

ледниковая область - 1:1 500 000, 1:2 500 000, 1:3 000 000, 1:5 000 000;

ледниковый район - 1:250 000, 1:600 000; 1:1 500 000;

ледник, ледниковый комплекс - 1:25 000, 1:50 000, 1:100 000, 1:250 000.

Выбор основного масштаба в каждой масштабной группе определяется назначением карт и размером картографируемых на данном территориальном уровне объектов. Отдельные ледники, размеры которых измеряются километрами, могут быть показаны лишь в крупных масштабах 1:25 000 - 1:50 000, а крупнейшие из них, протяженностью до сотни километров - в масштабах 1:100 000 - 1:250 000. Основная задача среднемасштабных карт ледниковых районов - передать с максимальной детальностью картину оледенения всех основных горно-ледниковых районов земного шара - требует использования масштаба не мельче 1:600 000, позволяющего показать отдельные ледники минимальной площади 0,5 км². Для мелкомасштабных карт важен охват территории ледниковой зоны в целом и возможность размещения ее без разрыва на странице.

Каждому уровню картографирования соответствует свой набор параметров, характеризующих разные виды льдов; наиболее полный отражен на мелкомасштабных картах природных регионов, материков и мира, охватывающих все 17 тем. Для сравнения приведем две тематические группы карт ледниковой области (ледниковой зоны), дающих сплошную характеристику территории: карты продолжительности теплого периода, сумм положительных температур и талого ледникового стока привязаны к уровню земной поверхности, а на картах режима ледниковой зоны используется значение показателей на уровне высоты границы питания. Несмотря на единый изолинейный способ изображения при одном масштабе нагрузка на 1 см² для второй группы карт значительно менее плотная. Поэтому для карт режима ледниковой зоны, обычно имеющих масштаб 1:1 500 000, в ряде случаев использован более мелкий - 1:3 000 000, если они не даются параллельно с морфологическими. Аналогично вдвое уменьшают масштаб на картах запасов льда, поскольку применяемые способы изображения позволяют уплотнить нагрузку.

В целом масштабный ряд, принятый для Атласа, имеет 17 разных масштабов: 1:25 000 - 1:50 000 - 1:100 000 - 1:250 000 - 1:600 000 - 1:1 000 000 - 1:1 500 000 - 1:2 500 000 - 1:3 000 000 - 1:5 000 000 - 1:7 500 000 - 1:10 000 000 - 1:20 000 000 - 1:30 000 000 - 1:40 000 000 - 1:60 000 000 - 1:90 000 000.

Промежуточные масштабы применяются в редких случаях, что чаще всего определяется условиями компоновки или уникальностью картографируемого района, как например, в случае карт Эльбруса.

Проекция и особенности компоновки карт. Возможные измерения по картам Атласа обеспечены равноугольными и равнопромежуточными проекциями, в которых искажения площадей, длин и углов невелики - 1-2%. Их можно применять для групп карт масштабов крупнее 1:10 000 000.

Обеспеченность картографическими материалами, используемыми в качестве типовой географической основы, позволила отобразить горные районы нашей страны в прямой конической равнопромежуточной проекции справочной карты бывшего СССР масштаба 1:2 500 000. Для зарубежных территорий использована прямая коническая равноугольная проекция Атласа Мира, а для карт материков - косая равновеликая проекция Ламберта. Это удобно для зрительного сопоставления с картами регионов и позволяет получить приближенные оценки размеров картографируемых явлений.

Проекция карт земного шара зависят от типа компоновки полушарий. Для Северного и Южного полушарий использована прямая азимутальная проекция Постеля с охватом территории от полюса до тропиков, поскольку в экваториальном поясе нивально-гляциальные явления почти не наблюдаются; для Западного и Восточного применена косая азимутальная проекция, хорошо передающая сферичность Земли и сохраняющая целостность полярных районов и материков, в том числе Антарктиды, что важно для картографирования нивально-гляциальных явлений.

Размеры рамок карт в соответствии с выбранными масштабами и проекциями составляют поле разворота, одну страницу, 1/2, 1/3, 1/4 и 1/6 страницы Атласа для разных масштабов групп карт. Большинство единичных объектов - ледники и ледниковые комплексы - даны без рамок изображаемой территории, в "плавающей компоновке".

2.2. Использование космической информации

2.2.1. Оценка основных типов космических снимков как источников гляциологической информации

В настоящее время исследователи располагают разнообразными видами космической информации, пригодной для гляциологического картографирования (Кравцова, 1977). Она включает снимки во всех диапазонах спектра электромагнитных волн, используемых в современных дистанционных методах: видимом и ближнем инфракрасном, тепловом инфракрасном и радиодиапазоне - микроволновом и ультракоротковолновом. Наиболее широко применяются снимки в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне.

Фотографические снимки, поступающие с пилотируемых кораблей, орбитальных станций, автоматических спутников серии "Космос", отличаются наиболее высоким качеством изображения, характеризуются разрешением на местности, измеряемым первыми десятками метров и даже метрами (5 м). Они обеспечивают возможность стереоскопического изучения объектов. На них изображаются практически все ледники, причем на наиболее крупномасштабных снимках передается характер поверхности, включая не только моренные гряды и крупные ледопады, но поля трещин, крупнейшие отдельные трещины и бергшрунды, крупные сколы льда, поля сераков, формы рельефа отложенных морен, термокарстовые явления на них, лавинные лотки на склонах, конусы лавин и лавинные снежники и пр.

Таким образом, эти снимки могут быть весьма полезными при составлении карт морфологии поверхности отдельных наиболее крупных ледников в масштабе 1:100 000 - 1:250 000 и морфологических карт горно-ледниковых районов, на которых передаются контуры ледников и наиболее общие черты морфологии их поверхности - моренные гряды, крупнейшие ледопады, снеговая линия. Кроме того, они представляют ценный материал для составления контуров ледников на мелкомасштабных общегеографических и физико-географических картах, особенно для горных районов, не обеспеченных крупномасштабными топографическими картами. Возможность определения по снимкам планового положения и высоты снеговой линии очень ценна при работе над картами режима ледников.

По снимкам этого типа изучают и другие гляциальные объекты: устанавливают направление и интенсивность метелевого переноса по изображению форм ветрового рельефа снежной поверхности, восстанавливают сеть лавинных очагов и подсчитывают ее густоту. По ним выявляют наиболее крупные наледи, и, следовательно, их можно использовать при составлении карт наледных явлений.

Космические снимки следует рассматривать как документ, фиксирующий положение ледников на определенную известную дату, и использовать при работе над картами колебаний ледников и, в особенности, - для карт пульсирующих ледников, где серии таких снимков позволяют анализировать стадии развития пульсирующих ледников (Антонова и др., 1977; Десинов, 1983).

Однако при высоком качестве изображения фотографические съемки выполняются не систематически; лишь в отдельных случаях можно получить повторные снимки на одну и ту же территорию. Из-за эпизодичности съемок и трудностей, связанных с облачностью, сплошное регулярное покрытие таким видом съемки всех горно-ледниковых районов пока не обеспечивается. Поэтому приходится обращаться к снимкам других типов.

Телевизионные и сканерные снимки высокого разрешения поступают с ресурсных спутников "Ландсат" и "Ресурс 01". Снимки, получаемые со спутников "Метеор" с помощью аппаратуры "Фрагмент" и со спутников "Ландсат" с помощью многозональной сканирующей системы МСС, характеризуются разрешением на местности около 80 м, поэтому крупные и средние ледники, площадью более 1-2 км², видны на снимках, полученных в конце перио-

да абляции при благоприятных условиях съемки. Важно, что съемка выполняется в четырех диапазонах видимой и ближней инфракрасной части спектра и возможно получение цветных синтезированных снимков, на которых различаются снежно-фирновая поверхность и поверхность льда. На ледниках шириной несколько километров видны наиболее крупные ледопавы, моренные гряды, закрытая моренным чехлом часть ледникового языка, в отдельных случаях в ледниковых долинах прослеживаются площади сокращения ледников после последней фазы их наступания. Хорошее отображение черт морфологии поверхности и рельефа окружающих склонов на снимках помогает определить морфологический тип ледника.

По снимкам, сделанным в разные сроки в течение летнего периода (съемка с "Ландсат" повторяется через 18 суток), можно проследить в деталях динамику снеговой линии, высота которой может быть оценена с использованием общегеографических и топографических карт с точностью до 200 м. Сравнение снимков, выполненных в разных спектральных диапазонах, в частности, в красном и ближнем инфракрасном, 600-700 и 800-1100 мм, дает возможность выделить площади влажного тающего снега. Это позволяет использовать многозональные сканерные снимки высокого разрешения как основной источник для составления морфологических карт горно-ледниковых районов - выделения границ ледников, границы сезонного снега на ледниках, крупнейших ледопавов, поверхностных морен, отложенных морен последней стадии оледенения и для определения морфологических типов ледников.

При отсутствии крупномасштабных картографических источников сканерные снимки высокого разрешения, как и фотографические снимки, можно использовать для определения контуров ледников, показываемых на общегеографических и физических картах.

Эти снимки также можно применять при работе над картами режима ледников, например, для контроля расчетной высоты снеговой границы и при составлении карт снежного покрова горных районов. Повторные снимки при безоблачной погоде за теплый период дают возможность судить о распределении снеготоплив в горах по темпу исчезновения снежного покрова, а одиночные снимки - рассчитать таяние, а значит и снеготопливы, на высоте снеговой линии по известным суммам положительных температур (Гарелик и др., 1975).

Сканерные снимки с ресурсных спутников, полученные в разные годы, можно использовать также при работе над картами климата ледниковой и высокогорной зоны и картами колебаний ледников. По ним могут составляться карты пульсирующих ледников, если в качестве признаков для их выделения рассматривать характерный рисунок моренных петель и потемнение конца ледника в связи с сильной его трещиноватостью во время подвижки (Krimmel, Meier, 1975; Krimmel a.o., 1976). Они могут быть использованы также для оценки условий рельефа и снежности при составлении карт лавинной опасности.

Съемкой со спутника "Ландсат" покрыта значительная часть горных районов, сведения о снимках могут быть получены из изданных каталогов. Однако, как показывает опыт, лишь небольшая часть - около 10% снимков - может быть использована для гляциологических целей, поскольку в большинстве случаев необходима съемка в момент максимальной открытости поверхности льда, в самом конце периода абляции, но раньше начала первых снегопадов.

Более широкие возможности использования сканерных снимков открываются с получением со спутников "Ландсат-4" и "5" с помощью аппаратуры "Тематический картограф" снимков с разрешением 30 м при увеличении числа спектральных каналов в видимой и ближней инфракрасной области спектра до шести и снимков высокого разрешения (40 м) со спутников "Ресурс 01". Увеличение разрешения позволяет давать более детальную морфологическую характеристику ледников, дешифрировать по снимкам ледники не только крупных и средних, но и малых размеров. Увеличение числа спектральных каналов, охват ближней инфракрасной области до 2,3 мкм увеличивают возможности разделения изображения снежного и облачного покрова, дифференциации снежного покрова разной влажности.

С 1986 г. появились снимки нового типа с французского спутника СПОТ. Использование

многоэлементных линейных приемников излучения - линейки ПЗС - позволяет получить снимки в интегральной зоне с разрешением 10 м или в трех спектральных диапазонах с разрешением 20 м. Система "наведения" трассы спутника обеспечивает получение стереопар снимков. Такие снимки по своему разрешению могут заменить фотографические; при этом имеется возможность регулярного повторения съемки через 26 суток. Снимки очень полезны для гляциологического картографирования, в первую очередь для работы над картами режима, морфологии, колебаний ледников, исследования пульсирующих ледников, оценки лавинной опасности.

Обзорные телевизионные и сканерные снимки среднего и малого разрешения получают соответствующими сканерами со спутников, работающих по программе "Метеор-Природа", с метеорологических спутников "Метеор" в СССР, Тайрос-N (НОАА-6,12) и др. в США. Они характеризуются разрешением на местности порядка 1 км - для сканера среднего разрешения 300 м, поэтому индивидуальные ледники на них не прослеживаются, но хорошо видны общие контуры снежного покрова. Регулярная повторяемость съемки позволяет использовать снимки для изучения динамики снежного покрова и косвенного суждения о снегозапасах по ее особенностям. Сравнивая снимки в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне, можно выделять зоны влажного тающего снега, следить за процессами снеготаяния. Кроме того, снимки хорошо отражают ледовые условия морей и широко используются для оценки ледовой обстановки и оперативного картографирования морских льдов. Для решения задач мониторинга снежного покрова суши и ледового покрова морей созданы системы автоматизированного картографирования снежного покрова и морских льдов, предусматривающие трансформирование снимков в определенную картографическую проекцию, монтаж фотокарт, фильтрацию изображения облачности и классификацию снежно-ледовых образований.

Снимки в невидимом диапазоне спектра электромагнитных волн распространены менее широко, чем первая группа, но некоторые из них представляют для гляциологии несомненный интерес.

Тепловые инфракрасные снимки, фиксирующие распределение температур поверхности льда, могут служить источником информации о типах льдообразования, процессах абляции. Однако недостаточное пространственное разрешение снимков пока препятствует их гляциологическому применению. Исследованиями ААНИИ показано, что самолетная тепловая инфракрасная съемка представляет хорошее средство изучения толщины морских льдов.

Снимки в радиодиапазоне получают методами пассивной радиометрии и активной радиолокации. Микроволновые радиометрические снимки со спутников "Нимбус 5-7" позволяют фиксировать объекты разного кристаллического строения, имеющие разные излучательные характеристики в микроволновом диапазоне. Однако их низкое разрешение - 25 км на "Нимбусе-5", 12 км на "Нимбусе-7" - дает возможность использовать лишь глобальные изображения этого типа, на которых, например, разделяются морские льды разного возраста и толщины, снежный покров с разным влагосодержанием. По этим снимкам зафиксировано разное микроволновое излучение льдов Гренландии и Антарктиды, что, безусловно, представляет гляциологический интерес. В ближайшем будущем, с повышением разрешения таких снимков, они могут найти более широкое применение в гляциологии.

Радиолокационные снимки, успешно применявшиеся в самолетном варианте в целях ледовой авиаразведки, начали получать и с космических носителей, например, с океанологического спутника "Сисат", возвращаемого корабля "Шаттл", советского спутника "Алмаз" с разрешением 25-40 м. Радиолокационные снимки с советского экспериментального океанологического спутника "Космос-1500" имеют невысокое разрешение, около 2 км, и используются для фиксации границ морских льдов. Независимость от погодных условий и возможность применения в условиях полярной ночи обуславливают ценность этого типа снимков.

Как показывает опыт работы над картами Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, космические снимки могут применяться в гляциологическом картографировании для разных це-

лей и в разной степени. Так, снимки служат либо основным источником для составления карт данного типа, либо вспомогательным материалом при разработке содержания карт и для расчетов основных показателей их содержания, либо для получения качественных сведений об основном явлении.

Пример первого вида использования снимков - создание по ним среднемасштабных карт морфологических типов ледников для горно-ледниковых районов. Ко второму случаю относится расчет снегозапасов в горах по высоте снеговой линии, определяемой по снимкам, или снегозапасов на равнинах по темпу таяния снежного покрова; оценка по снимкам особенностей рельефа и снежности для определения степени лавинной опасности; контроль положения и высоты снеговой линии для карт режима ледников. Возможны и более отдаленные косвенные определения показателей, например, расчет атмосферных осадков по повторяемости облачности разного типа, прослеживаемой по снимкам с метеоспутников.

Эти два вида применения космической информации по степени ее использования хорошо увязываются с основными путями работы со снимками - непосредственным дешифрированием изображенных на снимках объектов, характерным для первого вида, и косвенным, интерпретационным и расчетным использованием, более частым во втором случае.

2.2.2. Возможности использования космической информации для получения гляциологических характеристик

Космическая информация в гляциологии дешифрируется двумя путями. Первый - традиционный - это дешифрирование внешних черт гляциологических объектов, прежде всего границ ледников и морфологии их поверхности, а также определение морфологических типов ледников. Другой, более сложный путь - использование дешифровочных индикаторов и количественных связей между чертами поверхности, отображающимися на снимках, и характеристиками режима и динамики снежно-ледовых образований.

Контуры и морфология ледников. Область питания горных ледников, обрамленных гребнями хребтов, определяется по космическим снимкам достаточно достоверно, если они сделаны в конце периода абляции, и завышается в более ранние сроки из-за сезонных снежников на склонах. Определение границ области питания индивидуальных ледников, особенно плоских или конических вершин, в горно-ледниковых комплексах по космическим снимкам затруднено - для этого требуется привлечение карт с подробным отображением рельефа горизонталями. Полезен стереоскопический просмотр снимков.

Границы языков ледников, не прикрытых моренным чехлом, дешифрируются в конце периода абляции также достаточно достоверно, так как светлая поверхность льда резко контрастирует с темным фоном окружающих склонов и дна долины. Если борта и конец ледника закрыты мореной, при работе с аэрофотоснимками приходится прибегать к таким косвенным признакам, как наличие трещин и сколов льда среди моренного чехла, особенности микрорельефа поверхности, наличие краевой ложбины с поверхностным или погребенным водотоком, грота с выходящей из него рекой у конца ледника. Эти признаки на космических снимках не сохраняются и в таких случаях их дополняют перспективными снимками с вертолета или самолета, либо прибегают к аэровизуальному дешифрированию космических снимков, что, естественно, не всегда возможно.

Фирновая линия на ледниках, точнее граница сезонного снежного покрова на момент съемки, который должен выбираться в конце периода абляции, на фотографических снимках хорошего качества определяется достаточно достоверно, поскольку снежный покров с плотностью изображения $D = 0,1-0,2$ хорошо отделяется от льда с $D = 0,3-0,4$. В обобщенном виде она дешифрируется на крупных ледниках и по сканерным снимкам. Детали рельефа поверхности ледников - ледяные трещины и их швы, сераки, ледяные бугры, хорошо дешифрируемые на аэроснимках, - на космических снимках генерализуются: видны лишь полосы и зоны морен, крупные зоны открытых трещин, ледопады. На крупных ледниках они дешифрируются более достоверно, чем на небольших. Информация о чертах морфологии поверхности на космических снимках вполне достаточна для насыщения карты морфологии ледников масштаба 1:600 000.

По космическим снимкам можно определять морфологические типы ледников. Для территории бывшего Советского Союза основным источником сведений о типах ледников служит Каталог ледников СССР, снимки нужны лишь для отдельных уточнений. Для зарубежных территорий они наряду с крупномасштабными картами представляют основной источник сведений. При этом используются морфологические признаки, сформулированные в Руководстве по составлению Каталога ледников СССР (1965), которые хорошо отражаются на космических снимках. Для районов с крупными ледниками могут быть использованы и сканерные снимки высокого разрешения.

При использовании космических фотоснимков возникает проблема трансформирования изображения в проекцию карты, которая решается не только путем преобразования снимков, но и трансформированием схем дешифрирования.

В I томе Атласа по космическим снимкам составлены карты морфологии ледников Памиро-Алая (с.141), Каракорума (с.238) и др.

Характеристики снежного покрова и лавинной деятельности. При плохой обеспеченности фактическими материалами о распределении снежного покрова, особенно в горах, космические снимки следует привлекать для расчета возможных снеготазов косвенными методами. На равнинных территориях полезны получаемые по снимкам данные о динамике снежного покрова, скорости его схода, которая зависит наряду с известными суммами положительных температур в период снеготаяния также от снеготазов. Границы сезонного снега на равнинах получают по снимкам с метеоспутников.

В горных районах полезную информацию дают сведения о высоте границы сезонного снега, получаемые при сравнении снимков с картами, либо при стереофотограмметрической обработке стереопар снимков, например, по методике, предложенной И.С.Гареликом и др. (1975). Подсчитав сумму положительных температур к моменту съемки высоты границы сезонного снега по формулам связи между температурами и таянием, можно рассчитать снеготазы на этом уровне на момент съемки. Отработана автоматизированная методика такого использования фотографических снимков с пилотируемых кораблей, орбитальных станций и спутников серии "Космос". Конечно, и в том и в другом случае для составления карт необходимы средние многолетние данные, а снеготазы рассчитывают для конкретного года съемки, причем второй способ позволяет получить данные не по всей территории, а лишь на уровне границы сезонного снега в момент съемки. Однако и они могут дать ориентировочные количественные сведения, что особенно ценно для районов, не обеспеченных фактическими наблюдениями.

При составлении обзорных карт лавинной опасности горных стран космические снимки дают хороший материал для анализа условий рельефа (фотографические снимки с пилотируемых кораблей, орбитальных станций и автоматических спутников и сканерные снимки высокого разрешения с ресурсных спутников) и снежности (снимки с метеоспутников, особенно повторные в период снеготаяния). Фотографические снимки хорошего качества с пилотируемых кораблей, орбитальных станций и др. могут служить хорошей основой для выявления сети лавиносборов и подсчета их густоты. Эта работа выполняется при непосредственном дешифрировании лавинных очагов по космическим снимкам, подобно тому, как это делается при составлении карт морфологических типов ледников.

Колебания ледников. Использование космических снимков — это единственный способ одновременной фиксации положения концов ледников обширного района на дату съемки. Для этих целей наиболее пригодны фотографические снимки, позволяющие уловить колебания положения конца ледника в 30-50 м, а также сканерные снимки высокого разрешения, по которым могут быть отмечены изменения в первые сотни метров.

Получив положение концов ледников на разные даты по серии разновременных космических снимков или сопоставив снимки со старыми картами, можно определить среднюю годовую скорость отступления-наступления конца ледника, темп сокращения-нарастания площади ледникового языка. Известны работы по прослеживанию подвижек пульсирующих ледни-

ков по космическим снимкам (Десинов, 1983), в том числе и по снимкам с "Ландсата" (Мэйо, 1978; Криммел, 1978). Непосредственные наблюдения за пульсирующими ледниками Памира и Патагонского ледяного поля велись космонавтами на орбитальной станции "Салют-6" (Десинов и др., 1980, 1982; Котляков, 1981).

Характеристики режима ледников и запасы льда. Важнейшей характеристикой режима ледников служит высота снеговой линии (границы питания), к которой привязываются показатели абляции и аккумуляции на картах масштабов 1:600 000 и 1:1 500 000. Контроль правильности распределения расчетных характеристик высоты границы питания удобно выполнять по космическим снимкам, в том числе по сканерным со спутника "Ландсат", в видимом диапазоне спектра: обычно наилучшее разделение снега и льда получают в оранжево-красной зоне 0,6-0,7 мкм.

Необходимая для вычисления запасов льда площадь ледников также может быть определена по снимкам, особенно со спутника "Ландсат", так как они трансформированы в проекцию международной карты мира масштаба 1:1 000 000.

Талий снеговой и ледниковый сток. Для уточнения характеристик стока существенную помощь могут оказать данные о площадях, одновременно охватываемых процессами таяния. Их источником служат космические снимки, сделанные одновременно в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне. Для обширных равнинных территорий можно использовать обзорные, масштаба 1:2 000 000, снимки, получаемые сканерами малого разрешения со спутников, работающих по программе "Метеор-Природа". Более детальная картина горных районов достигается снимками со спутника "Ландсат", позволяющими графически получить и измерить площадь, охваченную таянием. Для этих целей также используют многозональные снимки, получаемые сканерами среднего и высокого разрешения со спутников "Метеор", нуждающиеся, правда, в геометрическом преобразовании, и фотографические многозональные снимки с пилотируемых кораблей и орбитальных станций, хотя и нерегулярные.

Подземные льды и наледь. Морские и речные льды. Фотографические снимки хорошего качества могут служить прямым источником для выявления крупных наледных явлений и изучения их размеров и других морфологических черт, поэтому для всех потенциально наледоопасных районов использование космических фотоснимков, выполненных в начале лета, чрезвычайно целесообразно.

Снимки с метеорологических спутников, фиксирующие ледовую обстановку обширных полярных акваторий, могут быть использованы для уточнения, а в случае отсутствия других источников - и для составления карт морских льдов. По ним могут быть получены границы распространения морских льдов, даты становления и разрушения ледового покрова морей, характеристика основных типов льда, их сплоченности, а по снимкам, сделанным с помощью микроволновых радиометров - распространение многолетних и однолетних льдов. В работе также следует использовать оперативные картографические материалы, по которым регулярно составляют, в том числе автоматизированными методами, карты ледовой обстановки.

2.2.3. Использование космических снимков для составления карт режима ледников Памира и Каракорума

Движение льда и колебания ледников Памира. Для анализа изменений контуров ледников и измерения скоростей движения льда по разновременным космическим снимкам разработан способ определения перемещения точки ледниковой поверхности относительно условного контрольного створа. В его основе лежит нахождение двух реперных точек, расположенных на противоположных склонах долины с небольшим превышением от поверхности ледника. Сравнение многих разновременных космических снимков показывает, что при примерном равенстве масштабов их оригиналов вероятность дешифрирования одних и тех же контуров на поверхности ледников и на склонах долин одинакова. Это позволяет отказаться от крупномасштабных топографических карт и нанести контрольный створ на нескольких космических снимках через одни и те же реперные точки.

Реперные точки выбираются на уровне ледниковой поверхности или с небольшим, как правило, не более 20 м, превышением над ней. Невыполнение этого условия приводит к существенным ошибкам в измерении расстояния от наблюдаемого маркирующего контура на поверхности ледника до условного контрольного створа. Для повышения точности измерений следует применять трансформированные космические снимки или выбирать из нескольких кадров тот, на котором изучаемый ледник расположен в его центральной части.

На рис.2.2 контрольный створ проложен через изображение характерного возвышения на гребне вала правой береговой морены памирского ледника Бивачного и окончание одного из контрфорсов на левом склоне долины. Стрелками обозначены контуры допустимо малой площади, выбранные для наблюдения за движением льда. Точность измерения расстояния от точки на поверхности ледника до створа обычно равна 2,5-3 показателям разрешения космического снимка.

С помощью этого способа по космическим снимкам 1972-1984 гг. измерены поверхностные скорости движения льда в 9 точках языка ледника Федченко. Положение контрольных створов выбрано с учетом требования возможно более точного опознавания на орбитальных изображениях реперных точек и выбора компактных и малоизменяющихся год от года маркирующих контуров на поверхности ледника (рис.2.3).

Реперными точками служили крупные скальные выступы, отдельные каменные глыбы, точки схождения двух кулуаров или водотоков, изгибы береговых морен и т.п. На небольшом удалении от линии створа удалось выбрать только 1-2 маркирующих контура, в качестве которых служили характерные пятна моренных образований, изгибы огив, отдельные аномалии в рисунке срединных моренных гряд. Смещения контуров, выбранных для дистанционного наблюдения за движением льда, измерялись относительно контрольных створов по космическим снимкам 1972, 1973, 1976 и 1984 гг. Результаты наблюдений за 12-летний период приводятся в табл.2.1.

Сравнение орбитальных изображений с составленными ранее картами и схемами ледников позволяет проследить основные изменения ледников, включая наступание или сокращение ледниковых языков. Например, дополнив схему положения фронтальной части ледника Федченко в 1933, 1941 и 1960 гг. из монографии "Ледник Федченко" (1962) контурами его нижней части, зафиксированными на космических снимках 1972-1984 гг., удалось проследить сокращение его языка за последние 50 лет, составившее 520 м вдоль осевой линии ледника (рис.2.4).

Аналогичное сравнение космических снимков и схем, составленных по данным полевых наблюдений и разновременным космическим снимкам, обнаруживает сокращение за 25 лет главного ледника долины р.Гандо и изменения ледников левого склона долины (рис.2.5). Количественные результаты сравнения, а также изменения ледников по данным орбитальной съемки 1973-1983 гг. даны в табл.2.2.



Рис.2.2. Космический снимок средней части ледника Бивачного. Получен с борта ИСЗ серии "Космос" 3 сентября 1975 г. Отмечены реперные точки условного контрольного створа (1) и местоположение контуров, выбранных для наблюдения за движением льда (2)

I



II

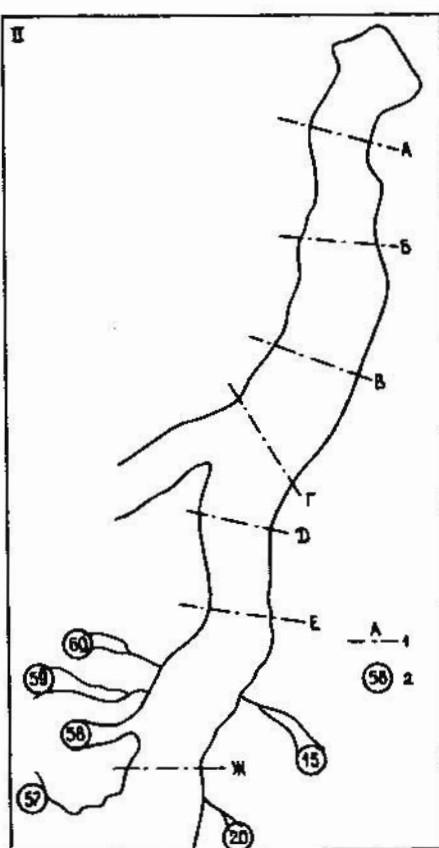


Рис.2.3. Расположение контрольных створов на языке ледника Федченко.
I. Космический снимок нижней части языка ледника, полученный с борта ИСЗ серии "Космос" 3 сентября 1975 г. Отмечены контрольные створы.
II. Схема нижней части языка ледника. 1 - положение контрольных створов, 2 - номера ледников по КATALOGу (1968)

Таблица 2.1

Средние суточные скорости движения поверхности льда
ледника Федченко в 1972-1984 гг., определенные по
космическим снимкам

Контроль- ные ство- ры	Средняя абсолют- ная высота ство- ра над уровнем моря, м	Ширина ледни- ка по створу, м	Расстояние точек от правого края ледника, м	Средняя ско- рость движе- ния льда, см/сут
А	3125	1600	600	12
Б	3260	2100	600	18
В	3360	2500	400	26
Г	3460	2800	700	46
Д	3560	2450	1500	60
Е	3680	2100	850	65
Ж	3875	2600	850	66
			1700	82
			1040	78

По данным орбитальной съемки в горах Центрального Памира изучены колебания концов более 350 ледников, что превышает 11% общего числа ледников этой труднодоступной тер-ритории. Космическая информация широко использована и для изучения пульсирующих лед-ников. Эффективность этих исследований определяется в первую очередь разрешением ор-битальных изображений (рис.2.6).

Чтобы успешно дешифровать на космических снимках ледниковые пульсации, орби-тальные изображения ледников сравнивают с эталонами дешифрирования - типичными изоб-

ражениями пульсирующих ледников, с высокой степенью вероятности отражающими тот или иной признак или группу признаков их пульсационных изменений. По космическим снимкам с разрешением на местности 10-15 м удается дешифровать 3/4 всех известных в настоящее время признаков пульсирующих ледников. Материалы периодических космических съемок позволяют проследить основные этапы ледниковых пульсаций в стадиях восстановления и подвижки, выявить пульсационные изменения ледников, происшедшие за несколько лет до орбитальной съемки, дать прогноз приближающихся подвижек ледников.

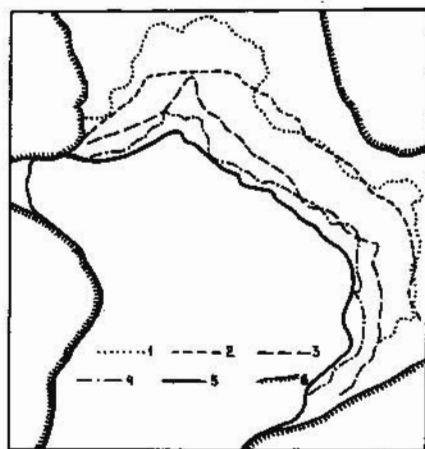


Рис. 2.4. Сокращение конца языка ледника Федченко в 1933-1984 гг. Контуры конца языка ледника: 1 - в 1933 г., 2 - в 1941 г., 3 - в 1960 г., 4 - в 1976 г., 5 - в 1984 г., 6 - склоны долины

он быстро наступал по ущелью в направлении р. Сауксай. С фронтальной части языка периодически падали глыбы льда (на снимке видно небольшое белое пятно), волны активности, отобразившиеся на орбитальной фотографии в виде серых дуговых линий, следуют одна за другой, причем каждая последующая волна продвигается быстрее предыдущей.

Таблица 2.2

Изменение положения концов ледников долины р. Гандо в 1948-1983 гг.

Номера ледников (Каталог..., 1978)	Обозначение ледников на рис. 2.5	Изменение положения концов языков, м	
		1948-1973 гг.	1973-1983 гг.
188	ледник Гандо	-2200	-150
192	1	+400	+460
193	2	-1800	+460
194	-	0	+50
207	3	0	+60
208	4	+150	+80
209	5 правый	+200	+240
210	5 левый	-700	-120
211, 212	6	0	0
213	7 правый	-600	0
214	7 левый	0	0
215	7 средний	-300	0

Третий слева - ледник Дзержинского, № 265. Быстро наступая, он уже достиг поймы р. Сауксай, поэтому его лед в зоне выноса растекается в виде "лапы". Хорошо заметно обрушение глыб льда на фронтальном участке подвижки, перетекание льда через валы береговых морен, чешуйчатая серия валов-дуг.

Крайний правый ледник - Малый Саукдара, № 274. Его подвижка только что завершилась, "лапа" в зоне выноса образовала наложенный слой льда на поверхности массива льда, вынесенного во время предыдущей пульсации, который в свою очередь лежит на поверхности языка ледника Большой Саукдара.

Год спустя после космической съемки вынос льда ледника Вали в долину р. Сауксай уже завершился, и фронтальная часть его языка достигла скал противоположного склона долины (рис. 2.8).

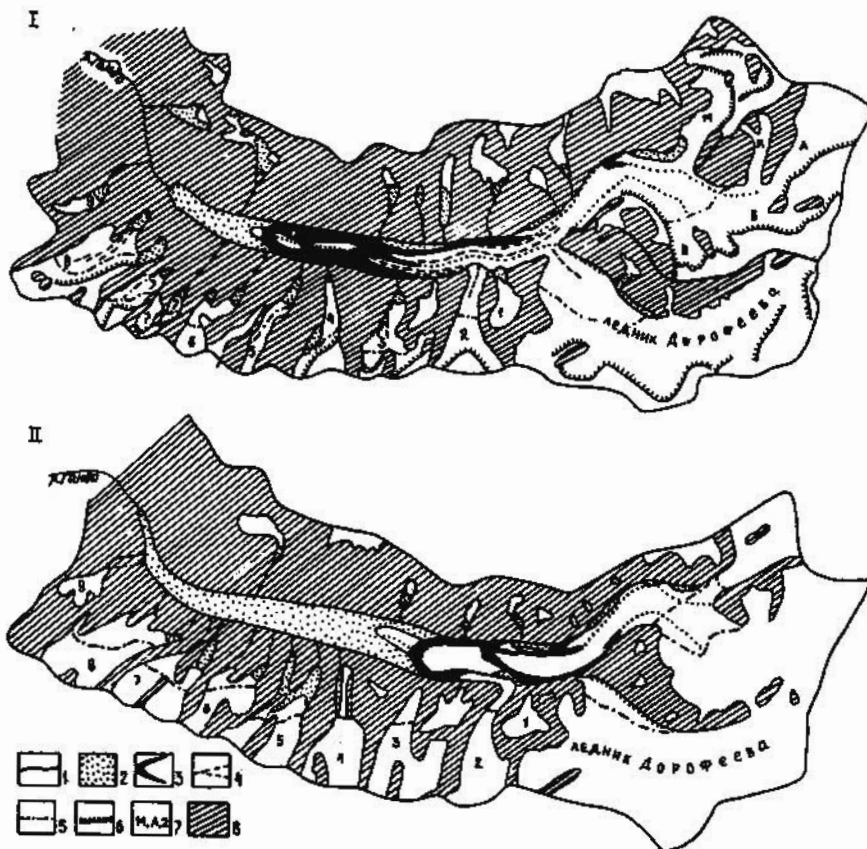


Рис.2.5. Схемы оледенения долины р.Гандо. I. По наблюдениям в 1948 г. (Тимашев, 1949). II. По результатам дешифрирования космического снимка 1973 г. 1 - водоразделы, 2 - моренный покров ледника, 3 - валы поверхностных морен, 4 - ледниковые ручьи, 5 - фирновая граница, 6 - основные бергшруды, 7 - обозначения отдельных ветвей ледника Гандо и ледников левого склона долины, 8 - склоны, свободные от снега и льда

Космический снимок на рис.2.9 показывает облик ледника Сугран в конце стадии восстановления за несколько лет до начала его последней подвижки, происходившей в 1978-1981 гг., - характерный пример пульсации крупного дендритового ледника, угасшей внутри его контура. Она привела к активизации значительной, ранее пассивной, части языка, однако преодолеть сопротивление всего омертвевшего окончания языка ледника Сугран не удалось. На снимке ярко выделяются такие особенности пульсирующего ледника, как взаимные оттеснения льда соединяющимися потоками, петлевидные срединные моренные гряды, поперечные морены, моренонасыщенные участки конца языка, тримлайны и др.

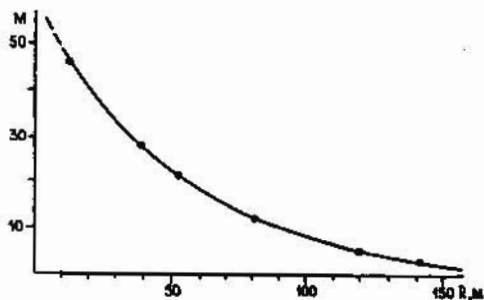


Рис.2.6. Связь полноты проявления дешифровочных признаков пульсирующих ледников с разрешением на местности космических снимков. R - разрешение на местности, м; M - число дешифровочных признаков

Результаты этих исследований нашли свое отражение на карте пульсирующих ледников Центрального Памира, с.144 I-го тома, и в серии карт отдельных ледников, с.350-351.

Режим ледников Каракорума. Визуальные наблюдения космонавтов за изменением положения границы сезонного снега на ледниках, выполнявшиеся с орбитальной станции "Салют-6", были использованы для определения ее наивысшего положения. Фиксация этой границы космонавтами с помощью ручных фотокамер позволила в дальнейшем использовать в работе снимки со спутника серии "Космос", хотя они были сделаны не в оптимальные сроки, т.е. не в конце периода абляции. На эти снимки, трансформированные до плановых материалов, было нанесено положение фирновой границы и определена ее высота. При этом использовалась разработанная в Госцентре "Природа" технология, включающая обработку снимков на стереоском-

це периода абляции. На эти снимки, трансформированные до плановых материалов, было нанесено положение фирновой границы и определена ее высота. При этом использовалась разработанная в Госцентре "Природа" технология, включающая обработку снимков на стереоском-

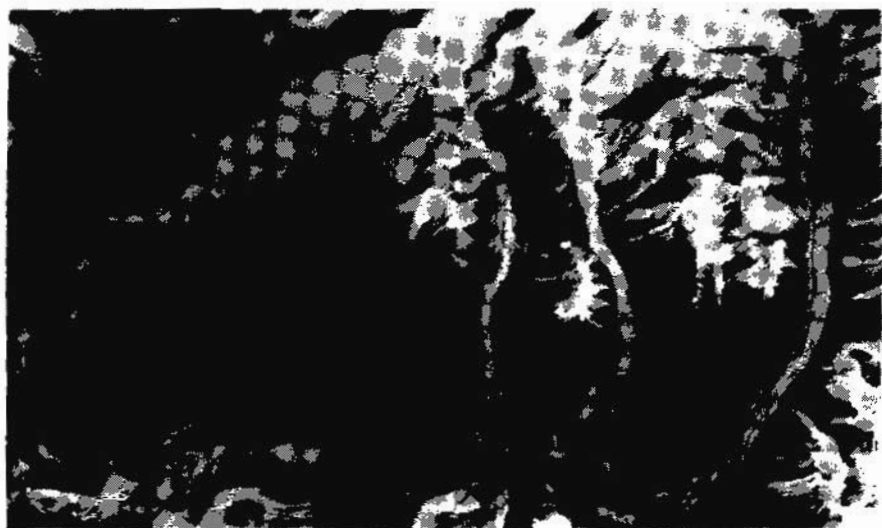


Рис.2.7. Космический снимок ледников верховьев долины р.Сауксай, полученный с борта ИСЗ серии "Космос" 3 сентября 1975 г. Ледники: I - № 255, II - Вали (№ 257), III - Дзержинского (№ 265), IV - Малый Саукдара (№ 274), V - Большой Саукдара (№ 282); 1 - увеличение ширины средней части ледника № 255, фиксируемое разновременной космической съемкой; 2 - волны активности на ледниках; 3 - следы обрушения льда с крутолобых фронтальных участков ледников; 4 - фронтальная морена ледника Вали, которая по данным космических съемок 1976-1985 гг. закрыта льдом, вынесенным во время подвижки 1975-1977 гг.; 5 - чешуйчатая серия валов-дуг на поверхности ледников; 6 - перетекание льда через вали береговых морен; 7 - "лапы" в зоне выноса льда; 8 - массив пассивного льда - след предыдущей подвижки ледника Малый Саукдара; 9 - омертвевший моренонасыщенный конец языка ледника Большой Саукдара

параторе, запись преобразованной информации на диск и ее обработку на ЭВМ ЕС-1050 с помощью комплекса программ аналитической маршрутной фототриангуляции с учетом законов движения спутника. Применение этой технологии к космическим снимкам со спутников серии "Космос" обеспечивает требуемую для расчетов массообмена точность определения высот - около 10-50 м. В условиях труднодоступных высокогорных территорий, когда определение координат опорных точек затруднено отсутствием картографического материала, важным достоинством метода становится возможность реализации нестандартных проектов сгущения.

С помощью метода аналитической фототриангуляции по космическим снимкам определены высоты границ питания на 743 ледниках. Средняя квадратическая ошибка определения составила ± 54 м. Таким образом обеспечено составление изолиний высоты границы питания - важнейшего элемента карты режима ледников региона. Для выявления общих тенденций поля высоты границы питания учтена локальная изменчивость этих высот, величина которой, определяемая экспозицией ледника, меняется в пределах территории Каракорума от 150 до 500 м в направлении с юго-запада на северо-восток. При построении использовали данные лишь по долинным ледникам, что позволило свести до минимума влияние морфологии. С учетом этих данных построено поле высот границы питания ледников Каракорума с интервалом между изохионами 200 м (см. карту на с.238 I-го тома).

Самая низкая высота границы питания в пределах Каракорума отмечена у ледников юго-западных склонов массива Ракопоши - 4200 м. К северо-востоку она возрастает, достигая наивысшей отметки - 6000 м - на леднике Центральный Римо. Отмечено сгущение изохион у западных и юго-западных склонов хребтов Карамбар, Ракопоши, Канжун и Машербрум и понижение высоты границы питания к осям долин, открытых в юго-западном направлении - долины рек Карамбар, Хунза, Инд, Шайок. Таким образом, поступление основной массы осадков на территорию Каракорума связано с зимними средиземноморскими циклонами, приходящими с юго-запада. Влияние муссонных осадков находит отражение в рисунке изохион лишь в западных районах Каракорума, но и там, судя по величине отклонения, они играют все же второстепенную роль.

Для расчета абляции-аккумуляции также требуются данные о величинах средних летних температур воздуха и их распределении по изучаемой территории. По данным близко расположенных метеостанций построено поле средних летних температур Каракорума, приведенных к уровню 3500 м с помощью единого для всей территории вертикального температурного градиента. Величина последнего - $0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ - принята по аналогии с результатами его определений на Памире.

Абляция и равная ей на высоте границы питания ледников аккумуляция рассчитана по формулам Кренке-Ходакова при наложении полей приведенной летней температуры и высоты границы питания ледников по методу "поле-точка" (Кренке, Шантыкова, 1978). Величина поправки на выхолаживающее влияние ледника определялась с учетом его размеров: $1,5^{\circ}\text{C}$ для ледников длиной менее 15 км, $2,0^{\circ}\text{C}$ - 15-30 км и $2,5^{\circ}\text{C}$ - более 30 км. По результатам расчетов построено поле аккумуляции на высоте границы питания ледников Каракорума (см. карту на с.238 I-го тома).

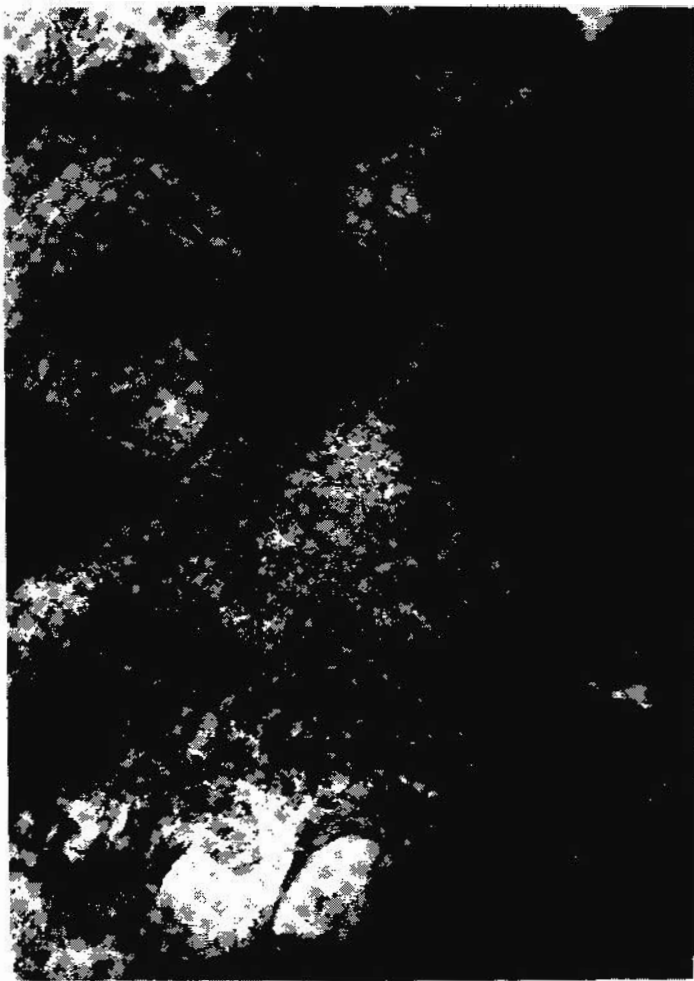


Рис.2.8. Ледник Вали в августе 1976 г. за несколько месяцев до прекращения подвижки. 1 - зона транзита льда, 2 - останцы льда на бортах, 3 - надвиговые деформации в головной части ледника, 4 - граница, разделяющая два слоя льда



Рис.2.9. Космический снимок ледников Сугран (в центре), Шини-Бини (вверху) и Гандо (внизу) в бассейне р.Муксу. Получен с борта ИСЗ серии "Космос" 3 сентября 1975 г. 1 - неравномерные отеснения льда соединяющимися потоками ледника; 2 - поперечные морены; 3 - омоложенные береговые морены; 4 - неравномерная подача льда притоком в основной ствол; 5 - массивная часть языка, активизированная во время подвижки 1978-1981 гг.; 6 - пассивная часть языка, не вовлеченная в подвижку 1978-1981 гг.

Величина теоретической ошибки расчета составила 16-31% соответственно для аккумуляции 300 и 50 г/см². Фактическая ошибка меньше - порядка 10%. В условиях подобной обеспеченности гидрометеорологической информацией использование космических снимков в качестве исходных материалов позволяет повысить точность расчетов аккумуляции. Установлено, что в Каракоруме аккумуляция убывает от 3500 мм в районе массива Ракопоши до 500 мм и менее в пограничных с Тибетом районах. Характерной особенностью поля аккумуляции Каракорума является его "струйный" характер, отражающий взаимодействие воздушных масс со сложным горным рельефом. Направления струй определяются общим направлением влагопереноса над территорией с юго-запада на северо-восток.

Значения аккумуляции пересчитаны в твердые осадки с учетом коэффициентов концентрации. Величины последних оценивались по методу В.Г.Ходакова (1978), модифицированному с учетом возможностей материалов космической фотосъемки, которые позволяют выделить и подсчитать площадь склонов, участвующих в дополнительном питании ледника. Большие значения коэффициентов концентрации, достигающие на ледниках "туркестанского" типа 3,0, свидетельствуют об интенсивном лавинном питании ледников Каракорума. Построенное поле твердых осадков для ледниковой зоны Каракорума отражает их убывание в северо-восточном направлении от 200 г/см² на южных отрогах хр.Карамбар практически до нуля в Тибете. Отмечено резкое уменьшение осадков за линией Главного хребта Каракорума, чему соответствует сгущение изогипс на южных склонах хр.Азыл-Каракорум. С помощью построенных полей аккумуляции и осадков определено положение климатической границы между Каракорумом и Тибетом - по долинам рек Шэксама и Шайока.

Полученные значения абляции на высоте границы питания и их распределение по исследуемой территории позволяет оценить величину талого стока с ледников Каракорума. Для этого площадь ледников по бассейнам умножается на соответствующие им значения абляции за вычетом испарения, которое на востоке Каракорума достигает 40% по отношению к суммарной абляции. Площади ледников подсчитываются с помощью космических снимков. Вычисленная таким образом величина стока с ледников Каракорума составила 17,1 км³, причем сток в бассейн р.Инд, 14,3 км³, в 5 раз превышает сток в бассейн р.Яркенд - 2,8 км³.

Запасы льда, сосредоточенного в ледниках Каракорума, оценены по методу М.Г.Гросвальда (1964) с учетом их размеров и морфологических типов, определенных по космическим снимкам; они составили 2164 км³. Соответственно, время оборота массы в ледниковой системе Каракорума, исходя из величины ледникового стока, - порядка 120 лет.

2.2.4. Гляциологический аэрокосмический мониторинг

Дистанционные методы, в том числе космическая информация, призваны играть немаловажную роль в системе мониторинга природной среды, в частности для решения гляциологических задач. Среди явлений криосферы наблюдению и контролю в первую очередь подлежат снежный покров, льды морей и океанов, ледники и ледниковые покровы, вечная мерзлота. Для постановки их мониторинга карты Атласа можно рассматривать как базовые - как точку отсчета.

Существенной частью мониторинга должна стать наземно-воздушно-космическая служба наблюдений за снегом и льдом. Ее задача - постоянные наблюдения за режимом снежного покрова, морских льдов, горных и покровных ледников, оценка их запасов, изменчивости, загрязнения (Гляциологический словарь, 1984, с.290-291). Общая схема такой службы дана на рис.2.10.

Как часть наземно-воздушно-космической службы наблюдений за снегом и льдом может быть организован проект наземно-аэрокосмической реализации метода теплового проявления сезонных снежно-ледовых ресурсов Земли.

В таком проекте важно правильно запланировать подспутниковые наблюдения, в частности, осуществить одновременную, хотя бы одноразовую, программу детальных подспутниковых измерений снеготаяния и слагаемых его теплового баланса в разных географических условиях: в тундре, под пологом леса разного типа, на полях, в степях, пустынях, в горах



Рис.2.10. Структура наземно-воздушно-космической службы наблюдений за снегом и льдом, ее соотношение с постоянными наблюдениями за колебаниями ледников

разных широт со склонами разной крутизны и экспозиции, на наледях, на льду озер, рек, водохранилищ, морей. В горных районах следует организовать повторные измерения границы сезонного снега, а также контрольные аэрофотосъемки.

Приведение результатов такого эксперимента к средним многолетним не сложно, если использовать карты изолиний аномальных значений твердых осадков. Тонкая структура полей снега и льда - зоны лавинных конусов, крупных снежных заносов, наледей, заторов льда на реках, навалов морских льдов - отличается высоким постоянством от года к году.

Предварительные экономические оценки предлагаемого проекта показывают, что наземная часть программы даже при рассылке в разные малообитаемые районы нескольких десятков отрядов не превысит 1% стоимости ее космической части. Экономический эффект от построения достоверных и достаточно детальных карт с разрешением порядка 10 м в пространстве и порядка 5 г/см² по удельной массе снега и льда, безусловно, окупит затраты на проект. Карты найдут применение в гидрометеорологии - корректировка сети, гидропрогнозы, в проектировании промышленного, бытового и транспортного строительства - учет мест схода лавин, снежных заносов, заторов льда на реках, развития опасных наледных процессов, ледниковых подвижек, в сельском хозяйстве - оценка эффективности снегонакопления и снегозадержания, в мелиорации земель и водном хозяйстве, для решения экологических проблем, особенно проблемы индикации сильного аэрозольного загрязнения атмосферы в зимний период по его следам на тающем снегу, и многих других прикладных задачах.

Учитывая многие методические, организационные и технические трудности, предлагаемый проект целесообразно сначала опробовать в отдельном крупном регионе. Результаты этого эксперимента дадут новый толчок развитию космической гляциологии.

2.3. Изображение контуров ледников на картах разных масштабов

2.3.1. Изображение контуров ледников на ранее изданных топографических и общегеографических картах

Границы ледников, главным образом горных, из-за не всегда четкой выраженности и быстрой изменчивости довольно трудны для картографирования, что приводит к существенным искажениям их изображения даже на крупномасштабных топографических картах. Переход к картам мелкого масштаба еще более искажает горное оледенение, что вызвано неразработанностью вопросов картографической генерализации изображения индивидуальных ледников, ледниковых комплексов и узлов оледенения на картах разных масштабов.

На советских топографических картах масштаба 1:100 000, составившихся до 1940-х годов, ледники и снежно-фирновые поля изображены одинаковым знаком без четкого проведения их границ. Современные аналогичные карты, 1:25 000, 1:50 000, 1:100 000, показывают эти объекты уже разными способами и отображают не только границы ледников, но и многие детали их поверхности, поэтому они могут служить полноценным источником для составления контуров оледенения в более мелком масштабе. Правда, и для них характерны некоторые ошибки в изображении ледников (Акифьева, 1964), но опытный гляциолог-картограф может их выправить. Наиболее типично исключение из площади ледника заморенной части его языка или, наоборот, включение в его площадь сезонных снежников на склонах.

Более мелкомасштабные обзорно-топографические карты, 1:300 000, составлялись в основном по крупномасштабным материалам, изданным до 1940-х годов. Горные ледники на

них, как правило, переданы неудовлетворительно: знак границы ледников не предусмотрен, поэтому контуры их нечетки. Как показывает сравнение такой карты с космическими снимками масштаба 1:2 000 000 для одного из районов Памиро-Алая, на ней получило отражение лишь около 25% существующих ледников (рис.2.11).

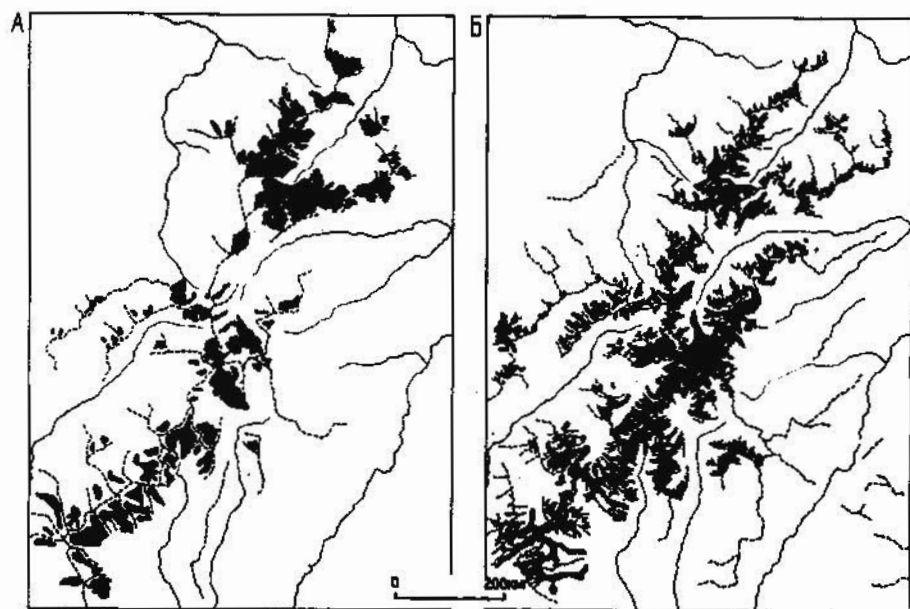


Рис.2.11. Изображение оледенения одного из районов Памиро-Алая на обзорно-топографической карте (А) и на снимках с космического корабля "Союз-22" (Б)

При масштабах 1:500 000 и 1:1 000 000 на обзорно-топографических и общегеографических картах контуры оледенения сильно обобщаются, сохраняется изображение лишь отдельных наиболее крупных ледников, а в масштабах 1:2 500 000 - 1:5 000 000 переходят от отображения индивидуальных ледников к показу районов горного оледенения в целом. Как видно из сопоставления изображения оледенения на этих картах и на картах, состав-



Рис.2.12. Изображение оледенения Центрального Алтая на изданной государственной общегеографической карте масштаба 1:1 000 000 (А) и на карте масштаба 1:1 500 000, составленной для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (Б). Фрагменты приведены к одному масштабу

ленных на эталонные участки по крупномасштабным откорректированным материалам (рис.2.12), первые искажают истинный характер оледенения: неправильно передают конфигурацию даже главных ледников долин, соотношение их площадей и закономерности пространственного распределения; особенно плохо передаются ледники склонов - каровые, висячие, склоновые и др., многие из них просто не находят отражения на картах, в других случаях группы этих ледников сливаются в крупные пятна. Поэтому обзорно-топографические и общегеографические карты не могли служить источниками для составления контуров оледенения на мелкомасштабных картах Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

Достаточно детальное и достоверное изображение контуров оледенения при использовании мелких масштабов имелось только на специальных картах ледников, составленных по современным крупномасштабным топографическим или аэрофотосъемочным материалам с минимальной генерализацией. К таким относятся, например, карты Скандинавии, Канады, которые могли служить источником рисовки контуров горного оледенения на мелкомасштабных картах Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Для других территорий пришлось составить подобные карты по современным крупномасштабным картам или аэрокосмическим снимкам. В настоящем Атласе такая работа предусматривалась при составлении карт морфологии и режима ледников масштаба 1:600 000, которые и должны были служить одним из основных источников составления контуров оледенения на мелкомасштабных картах.

Однако в связи с относительно мелкими размерами ледников переход от названных крупномасштабных источников к изображению оледенения в масштабах 1:1 500 000 - 1:7 500 000 довольно сложен. Для того, чтобы правильно передать характерные черты оледенения, в полной мере используя возможности масштаба карты, и при этом сохранить единообразный подход к отображению оледенения различных районов, были разработаны специальные приемы картографической генерализации изображения контуров ледников.

2.3.2. Картографическая генерализация изображения контуров ледников на картах средних и мелких масштабов

При работе над Атласом снежно-ледовых ресурсов мира возник вопрос об отображении на мелкомасштабных картах истинных контуров ледников с максимальной детальностью, правдоподобием и сохранением характерных черт данного морфологического типа. Решить эту задачу невозможно без отработки принципов и методов единых правил картографической генерализации изображения оледенения. Специально выполненные экспериментальные работы по составлению контуров ледников на районы Кавказа и Алтая (Кравцова, Посева, 1978) и последующий опыт составления мелкомасштабных карт контуров ледников других горных районов позволяют сформулировать такие рекомендации.

Генерализация контуров ледников подчиняется общим законам картографической генерализации (Салищев, 1976) с учетом специфики объекта и масштаба карты. Она имеет несколько аспектов: отбор картографируемых явлений, обобщение очертаний картографируемых объектов, количественных и качественных характеристик, переход от индивидуальных объектов к их собирательным обозначениям.

Последний по крупности масштаб карт Атласа, в котором еще удается передать контуры отдельных ледников - 1:600 000. Лишь небольшая часть ледников площадью до $0,1 \text{ км}^2$ изображается на них внемасштабными условными знаками, а площадью $0,1-0,5 \text{ км}^2$ - в сильно упрощенных очертаниях.

В масштабе 1:1 500 000 еще могут быть переданы контуры индивидуальных ледников площадью более 1 км^2 , характерный для разных морфологических типов рисунок, показана принадлежность к склонам тех или иных экспозиций. В более мелких масштабах от изображения контуров отдельных ледников переходят к передаче обобщенных контуров узлов горного оледенения. Рекомендации по генерализации этих контуров зависят от типа ледника, в связи с чем выделены две наиболее общие группы: крупные ледники долин - дендритовые, сложно-долинные, долинные, котловинные и карово-долинные - и мелкие ледники склонов - каровые, висячие и др.

Крупные ледники долин. Поскольку размеры этих ледников обычно бывают не менее нескольких квадратных километров, что соответствует нескольким квадратным миллиметрам в масштабе карты, то все они сохраняются на карте и генерализация сводится к обобщению их очертаний. Оно имеет некоторые особенности для основных частей каждого индивидуального ледника, поскольку в его конфигурации должны различаться область питания, обычно более широкая, занимающая цирки, кары, склоны, и область абляции - язык ледника, лежащий в долине, относительно более узкий, вытянутый, имеющий обычно закругленное мягкое окончание. Целостность контуров ледников и возможность передать индивидуальные ледники достигается разными количественными цензами отбора, когда пренебрегают скальными участками, выходящими в пределах контура ледника - нунатаками - и сохраняют скальные гребни между ледниками даже небольшой ширины. Упрощение очертаний фирнового бассейна ледника производится главным образом за счет ликвидации выступов коренных пород и скал, вдающихся внутрь ледника. В случае многокамерного строения ледника сохраняются лишь крупнейшие выступы скал, радиусом более $0,5 \text{ мм}^2$ на карте, разделяющие бассейн питания на изолированные части. Ликвидируются также участки скальных выходов внутри фирнового бассейна ледника, за исключением крупных скал, расчленяющих бассейн питания на части, площадью более 1 мм^2 . При выравнивании внешней границы фирнового бассейна преследуется и другая цель - подчеркнуть линии гребней хребтов, главным образом основных, разделяющих ледники разных экспозиций. Упрощение очертаний языка ледника производится ликвидацией мелких изгибов радиусом меньше $0,2 \text{ мм}$ при подчер-

живании общей формы. Если ледник заканчивается несколькими языками, показывается главный - наиболее низко спускающийся - за счет приращения боковых к телу ледника.

Кроме генерализации контуров каждого индивидуального ледника необходимо предусмотреть правильную передачу рисунка контуров всей ледниковой системы - сохранить правильное соотношение в типах ледников, передать основные закономерности их размещения. Принадлежность ледников к склонам тех или иных экспозиций подчеркивают искусственным расширением линии гребня - "просвета" между фирновыми бассейнами ледников, находящихся на склонах противоположных экспозиций, что также способствует общему упорядочению рисунка оледенения. Соединение контуров ледников противоположных склонов в области питания в единый контур узла оледенения допускается (и необходимо) в тех случаях, когда ледораздел между ними проходит по фирновому полю и может быть выделен на крупномасштабных картах лишь по рисунку горизонталей. В случаях, когда ледораздельные участки представляют чередование скальных выходов и фирновых полей, соединение ледников в единые массивы оледенения производят, если выходы скал занимают не более 30% линии ледораздела.

Мелкие ледники склонов. По отношению к этим ледникам выполняется отбор контуров, для чего устанавливаются количественные площадные цензы. В этом случае правомочны такие приемы генерализации, как исключение второстепенных и преувеличение отдельных важных мелких контуров, а иногда и объединение мелких контуров в более крупные. Однако применение этих приемов требует особых пояснений.

Площадные цензы отбора ледников определяются полиграфическими возможностями воспроизведения мелких контуров и способностью глаза видеть и различать знаки при чтении карт. Из экспериментальных данных следует, что залитая фигура простой формы опознается при размерах в диаметре 0,5 мм (Салищев, 1976). Это значит, что отбор следует проводить среди ледников с линейными размерами менее 1,5 мм на картах масштаба 1:600 000 и менее 1,5 см на картах масштаба 1:50 000, т.е. имеющих на местности линейные размеры и площадь менее 0,7 км и 0,5 км² соответственно.

Эти величины хорошо соотносятся с цензами отбора ледников на картах морфологии и режима ледников масштаба 1:600 000, принятыми при составлении Атласа снежно-ледовых ресурсов мира и рекомендованными его программами (Программа..., 1977). Для ледников площадью 0,1-0,5 км² на этих картах предусмотрен переход к изображению заливкой без рисовки линии границ и характеристики их поверхности, а для ледников площадью менее 0,1 км² - изображение внемасштабными условными знаками - точкой. Исключение контуров ледников площадью менее 0,5 км², показанных на картах масштаба 1:600 000, при переходе к масштабу 1:1 500 000 производится дифференцированно, в зависимости от морфологических особенностей данного участка оледенения.

На участках массового распространения ледников в центре узлов горного оледенения, в сгустках контуров, отдельные мелкие каровые и висячие ледники, расположенные среди контуров более крупных долинных и карово-долинных ледников, частично не показываются, чтобы не усложнять общей картины. Здесь в отдельных случаях для отбора допустимо даже превышение указанного ценза 0,5 км². И напротив, по периферии ледниковых узлов, на сниженных участках хребтов, где общее количество ледников и площадь оледенения резко уменьшаются и распространены в основном только мелкие ледники, можно сохранить их изображение даже в тех случаях, когда по площади они находятся за пределами указанного ценза, т.е. не превышают 0,5 км². При этом важно правильно передать характер их размещения в виде вытянутых цепочек вдоль гребней хребтов благодаря расположению ледников в небольших пригребневых карах на затененных (северных) и подветренных склонах. При отбрасывании наиболее мелких ледников также необходимо подчеркнуть характер их размещения (сплошная или разомкнутая цепочка, рассредоточенная группа), сохранив привязку относительно экспозиции.

Объединять несколько контуров мелких ледников в единый обобщенный контур можно лишь в случаях, когда группа мелких ледников представляет результат распада единого в прошлом ледника, или, напротив, имеется тенденция к его образованию в будущем. Если

Примеры генерализации изображения ледников

Исходное (негенерализованное) изображение	Генерализованное изображение	Характер генерализации	Исходное (негенерализованное) изображение	Генерализованное изображение	Характер генерализации
А. КРУПНЫЕ ДОЛИННЫЕ, КОТЛОВИННЫЕ, КАРОВО-ДОЛИННЫЕ ЛЕДНИКИ					
Обобщение границ фирнового бассейна					
		Ликвидация участков скальных выходов внутри ледника			Упрощение очертаний фирнового бассейна ледника (подчеркивание линии гребня хребта)
Обобщение границ языка ледника					
		Ликвидация мелких изгибов при подчеркивании общей формы языка			Изображение главного (наиболее низко спускающегося) конца ледника (в случаях, когда ледник заканчивается несколькими языками) за счет приращения боковых языков к телу ледника
Генерализация ледоразделов					
		Расширение линии гребня - "просвета" между фирновыми бассейнами ледников, находящихся на склонах противоположных экспозиций			Соединение контуров ледников противоположных склонов в области питания в случаях, когда ледораздел между ними представляет общее фирновое поле
Б. МЕЛКИЕ КАРОВЫЕ, ВИСЯЧИЕ И ДР. ЛЕДНИКИ					
Обобщение контуров ледников					
		Исключение контуров отдельных мелких ледников, расположенных в центре узлов оледенения среди контуров более крупных каровых и карово-долинных ледников			Сохранение контуров мелких ледников на периферийных участках узлов горного оледенения с передачей характера их размещения в виде вытянутых цепочек вдоль гребней хребтов на затененных и подветренных склонах
					
Обобщение контуров ледников					
		Передача особенностей рисовки фирнового бассейна и языка ледника (расширение бассейна и сужение языка). Подчеркивание направления языка ледника			Соединение контуров нескольких мелких ледников, лежащих в одном каре, и сохранение резко контуров ледников, лежащих в разных карях
					

ледники морфологически не связаны и занимают отдельные отрицательные формы рельефа, такое соединение недопустимо. Так, при генерализации мелких каровых ледников контуры лежащих в одном каре могут быть соединены, а ледники в разных карах не соединяются. Если невозможно показать все контуры ледников, часть из них отбрасывается за счет не- которого преувеличения остальных.

Для мелких ледников обобщение рисунка границ имеет несколько меньшее значение, чем отбор, поскольку размеры на грани восприятия глазом позволяют передать лишь самые общие особенности их конфигурации. Тем не менее важно, чтобы на мелкомасштабной карте можно было различить фирновую область и язык ледника и представить, в какую сторону направлен язык и осуществляется сток с ледника.

Все указанные особенности генерализации иллюстрируются конкретными примерами (табл.2.3), почерпнутыми из опыта составления контуров оледенения для карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира на территорию Кавказа и Алтая.

Для контроля правильности передачи площадей ледников на генерализованных картографических изображениях их величины сопоставили с площадями оледенения на исходных не- генерализованных крупномасштабных картах. Площади ледников на фрагментах указанных карт, приведенных к одному масштабу, измерялись на электронном планиметре.

В результате измерения площадей оледенения на участке Главного Кавказского хребта установлено, что при предварительной генерализации в масштабе 1:600 000 потеря площади оледенения составляет 4%, а на окончательно генерализованном изображении масштаба 1:1 500 000 - примерно 7%. Несмотря на то, что при генерализации процесс отбора и обобщения идет в обоих направлениях - как в сторону уменьшения площади оледенения, так и в сторону ее увеличения - преобладающим оказывается первое из них. Однако сравнительно небольшая потеря площади - всего 7% - не искажает наглядного представления об оледенении. Поскольку для картометрических работ карты мелких масштабов не предназначаются, такое искажение площади вполне приемлемо.

При переходе от карт масштаба 1:1 500 000 к более мелкому масштабу мы идем от показа индивидуальных ледников к обобщенному изображению узлов горного оледенения. На общегеографических и физических картах Атласа контуры оледенения изображаются заливкой ярко изумрудного или изумрудно-голубого цвета без проведения линии границы, поскольку такой способ картографического изображения позволяет воспроизвести контуры наименьшей площади.

До сих пор гляциологи нашей и большинства других стран мира не имели мелкомасштабных карт, отображающих реальную картину распределения оледенения горных районов. Работы по составлению контуров оледенения для мелкомасштабных карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира восполнили этот пробел.

2.3.3. Региональные географические закономерности изображения ледниковых систем

Кропотливая работа по составлению контуров ледников для общегеографических и физических карт горных областей в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира впервые позволила представить в обозримом виде рисунок оледенения разных горных систем и выделить несколько их типов в зависимости от выявленных региональных закономерностей изображения (рис.2.13, табл.2.4).

Оледенение полярных равнинных или плоскогорных районов - покровное - характеризуется монолитностью, сплошностью, площади льдов занимают всю территорию. Коэффициент разнообразия близок к нулю. Внешние края ледников расчленены слабо. Для островов - ледяных шапок (рис.2.13.I) характерны гладкие, выпуклые границы, коэффициент извилистости, т.е. отношение протяженности границы между двумя точками к длине прямой, соединяющей эти точки, немного больше единицы (1,1). Контурность - длина линии границ на единицу площади - минимальна. Края ледниковых покровов и шапок, осложненные выходящими ледниками (рис.2.13.II), имеют более извилистую конфигурацию: коэффициент извилистости возрастает до 1,7, а контурность составляет 0,06 км/км².

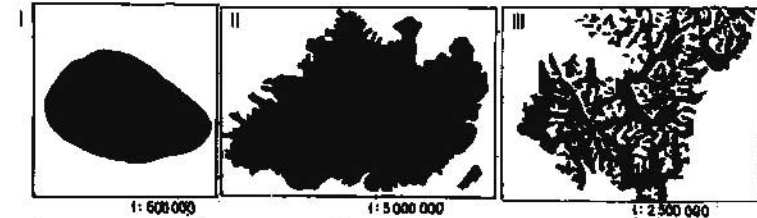
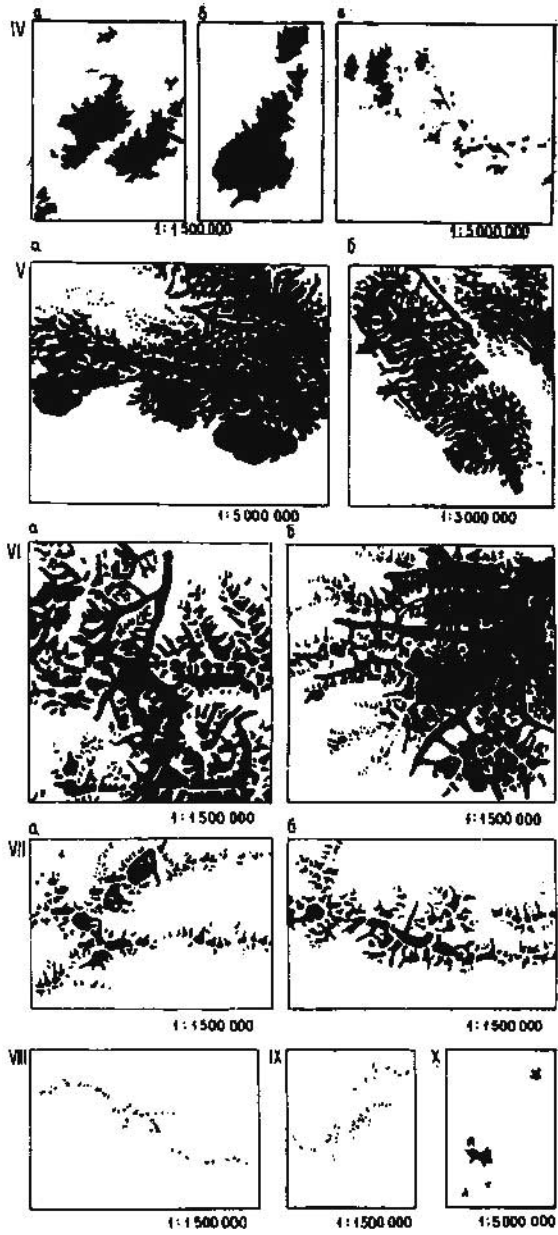


Рис.2.13. Характерные рисунки ледниковых систем разных типов в полярных районах (I-III) и в районах умеренных и субтропических широт (IV-X)



Оледенение горных периферийных частей ледниковых покровов, полярных островов с расчлененным горным рельефом (рис.2.13.III) характеризуется меньшей, но все же значительной сплошностью покрова льда. Лишь отдельные вершины и высшие части гребней хребтов не покрыты льдом и, выступая из-под ледяного покрова, обуславливают сложный рисунок контуров такого сетчатого оледенения. Площади льда резко преобладают над площадями суши, составляя 80-85%. Извилистость внешних границ довольно высокая, коэффициент извилистости около двух. Скальные выступы - нунатаки - создают довольно большую контурность - $0,3 \text{ км/км}^2$, образуя слабо упорядоченный рисунок, но в их расположении рядами вдоль бортов ледниковых языков могут быть прослежены границы выводных ледников.

В субполярных и северных умеренных широтах оледенение развивается уже только в горных районах, и его рисунок зависит в основном от климатических условий, главным образом увлажнения территории, а также от степени расчлененности горного рельефа.

Оледенение сильно увлажненных приморских горных районов западных частей континентов характеризуется массивностью, компактностью, широким развитием слабо расчлененных ледниковых комплексов при значительном преобладании площадей льда над сушей. В условиях плоскогорного рельефа - фьельдовый рельеф Скандинавии - развиваются монолитные ледниковые покровы - Свартиссен, Юстедальсбре, Фольгедонни, отличающиеся, однако, довольно сильной изрезанностью кра-

ев благодаря тому, что в расчленяющие плоскогорный массив долины спускаются долинные ледники (рис.2.13,IV а,б). При высокой степени оледенения, 70-80%, здесь наблюдается сильная извилистость границ с коэффициентами извилистости 1,6-1,8 и значительная контурность - $0,3 \text{ км/км}^2$.

В условиях расчлененного горного рельефа в сильно увлажненных субполярных районах развиваются комплексы горно-покровного типа (рис.2.13, V). Они характеризуются высокой степенью оледенения, 80-85%, очень большой извилистостью внешнего контура - коэффициент извилистости 1,9-3,2, значительным количеством выходов среди ледникового покрова скальных островов - вершин, участков гребней, расчленяющих общий контур на отдельные ледниковые бассейны. Поэтому контурность здесь высока, а относительно невысокий ее показатель в табл.2.4 связан со значительной генерализацией на мелкомасштабных картах. Наиболее характерные примеры сложного рисунка контуров дает оледенение Бере-

Количественные характеристики разных типов рисунка ледниковых систем

Тип рисунка*	Эталонный участок	Степень оледенения в пределах ледниковой зоны, %	Коэффициент извилистости границ	Контурность в пределах ледниковой зоны (длина границ на единицу площади), км/км ²
I	Купол Дригальского	100	1,1	0,01
II	Ледник Ватнайёкюдль	90	1,4	0,06
III	Шпицберген	80	2,0	0,3
IV	Скандинавия:			
	ледник Свартиссен (а)	70	1,8	0,3
	ледник Фольгесонни (б)	80	1,6	0,3
	Тибет (в)	60	1,5	0,2
V	Юго-Восточная Аляска (а)	85	1,9	0,2
	Береговой хребет (б)	80	3,2	0,2
VI	Центральный Памир (а)	70	-	0,4
	Тянь-Шань, Хан-Тенгри (б)	75	-	0,3
VII	Тянь-Шань; Заилийский Алатау (а)	60	-	0,4
	Центральный Кавказ (б)	50	-	0,5
VIII	Западный Тянь-Шань, Таласский хр.	15	-	0,4
IX	Западный Тянь-Шань, Чаткальский хребет	20	-	0,5
X	Камчатка, Ключевская сопка, вулк. Шивелуч	40	1,5	0,2

* Даны в соответствии с текстом и примерами на рис. 2.13.

говых хребтов Канады и Аляски. Для ледников, вытекающих на подгорную равнину или в море, отмечена существенно меньшая извилистость границ и округлые очертания, благодаря чему образуется асимметрия в рисунке контуров оледенения, обращенных к морю и в сторону континента, что характерно для ледников юго-западной Аляски.

В континентальных районах субполярных широт развиваются малые формы горного оледенения, не образующие какого-либо специфического именно для этих районов рисунка контуров и аналогичные типам оледенения умеренных широт.

В умеренных и субтропических широтах, где оледенение развивается главным образом в высокогорных районах, большое разнообразие рисунка его контуров обуславливается разной высотой горных массивов, степенью их расчленения и увлажненности.

Оледенение экстремально высокогорных и сильно расчлененных районов с высотами 5-7 км, расположенных хотя и в глубине континентов, но на путях влагопереноса, и поэтому перехватывающих последнюю влагу воздушных потоков, характеризуется развитием мощных дендритовых ледников, имеет сложный решетчатый рисунок (рис. 2.13, VI). Наблюдается небольшое преобладание площадей ледников над свободными от льда склонами. Характерные примеры - высочайшие горные узлы Тянь-Шаня: пик Победы и Хан-Тенгри, Центральный Памир, Гиндукуш, Каракорум. Такой же тип рисунка характерен и для хребтов с меньшими высотами, 3-4 км, но находящихся в экстремальных условиях увлажнения - горы Запада Канады и США. Степень оледенения в этих районах составляет 70-75%, извилистость границ высока, но ввиду несплошного внешнего контура оледенения не поддается определению. Контурность достигает 0,3-0,4 км/км² и количественно равна соответствующему показателю для горно-покровного оледенения, но здесь она связана с наличием наряду с крупными контурами дендритовых и сложнодолинных ледников массы небольших контуров каровых, висячих и других типов малых ледников.

Для менее увлажненных континентальных частей экстремально высокогорных районов умеренных и субтропических широт характерно либо развитие рисунка оледенения, присущего горам с меньшими высотами - Восточный Памир, Тянь-Шань, либо, при плосковершинном рельефе, - наличие компактных контуров, которые в определенных условиях рельефа могут иметь дисперсный характер распространения. Отдельные горные массивы с ледниковыми покровами и комплексами среди плоскогорий Тибета по геометрическому рисунку близки к ледниковым шапкам субполярных районов (см. рис. 2.13, IVb).

Оледенение высокогорных районов умеренных и субтропических широт с высотами 3-5 км, умеренно влажных и континентальных, имеет несплошной характер и большое разнообразие форм, отличается концентрацией ледников в отдельных высочайших узлах и их большей разрозненностью по периферии хребтов (рис.2.13, VII). Его можно назвать компактно-дисперсным. В целом площади, свободные ото льда и под ледниками, примерно равны: степень оледенения в пределах ледниковой зоны 50-60%. Контурность имеет наиболее высокие показатели - $0,4-0,5 \text{ км/км}^2$. Извилистость границ ввиду несплошного характера оледенения не поддается определению. Примеры - Альпы, Центральный Кавказ, Центральный Алтай, хребты юго-западного Памира, Гималаи, Новозеландские Альпы, Береговые хребты США, Скалистые горы.

Оледенение невысоких хребтов, до 3 км, в районах умеренного увлажнения средних широт, где преобладают каровые или карово-долинные ледники, расположенные в пригребневых частях склонов, характеризуется мелкоконтурностью и концентрацией ледников вдоль линий гребней хребтов (рис.2.13, VIII). Степень оледенения в пределах ледниковой зоны составляет всего 15-20%. Из-за небольших размеров ледников контурность достаточно велика, $0,4-0,5 \text{ км/км}^2$. Характерные примеры - Западный Кавказ, Западный Тянь-Шань, Средний хребет Камчатки.

Для периферийных частей большинства горных районов характерно развитие тех же форм - преимущественно каровых ледников - при меньшей концентрации вдоль линий гребней и большей общей дисперсности контуров (рис.2.13, IX). Степень оледенения невелика, 15-20%, контурность же за счет большого числа малых ледников в пределах неширокой ледниковой зоны весьма высока - $0,5 \text{ км/км}^2$.

Оледенение тропических широт связано с наличием ледниковых шапок на высочайших, главным образом, вулканических вершинах. Оно характеризуется дисперсностью, малыми площадями контуров оледенения и их своеобразной звездчатой конфигурацией, обусловленной морфологией вулканических конусов. Такой же рисунок характерен для вулканических районов с изолированными сопками вулканов и в других широтах (рис.2.13, X).

Кроме изображения контуров ледников, на ряде мелкомасштабных карт Атласа выделена ледниковая зона, ареалы которой включают все районы с современными ледниками и примыкающими к ним площадями, где сильно ощущается их влияние. Некоторые гляциологические характеристики отображаются на картах для групп ледников в пределах площадей ледниковой зоны, которая наглядно показывает целостность региональной ледниковой системы.

При выделении ледниковой зоны на картах морфологии ледников считали, что ее внешняя граница не должна далеко отстоять от ледников или спускаться глубоко в долины. Обычно наиболее низкие участки границы ледниковой зоны совпадают с горизонталью, фиксирующей положение наиболее низко спускающегося ледникового языка в выделенной группе ледников. Однако твердых критериев выделения границ ледниковой зоны нет и при их проведении возможен некоторый субъективизм.

Площадь ледниковой зоны на картах мелкого масштаба оказывается незначительной и при показе тематического содержания лишь в ее пределах карты недостаточно выразительны. Поэтому допускалось некоторое расширение картографического рисунка путем выделения "опушки" вдоль внешней границы ледниковой зоны - выход за пределы границы фоновых цветов и контурных условных обозначений с некоторым их изменением. Ширина этой полосы не превышала величины, позволяющей четко воспринимать содержание карты.

Понятие ледниковой зоны неоднозначно на разных тематических картах, так как исходит из физического смысла влияния характеристик ледников на окружающую среду. На морфологических картах нижняя граница ледниковой зоны проводится по изогипсам, соответствующим высотам концов самых низких ледников. На картах режима ледников это зона климатического влияния: она включает в единый массив и высокогорные долины и ее граница - это предел, до которого возможна реконструкция климатических и гидрологических условий района по ледникам. Зона гидрологического влияния еще шире, но рамки карт Атласа, как правило, не позволяют ее выделить.

На картах запасов льдов, которые должны учитывать как распространение самих ледни-

ков, так и их режим и ледниковый сток, ледниковая зона распространяется до слияния притоков третьего порядка, т.е. до уровня, где ледниковый сток по рекам сохраняет свою значимость.

Таким образом, термин "ледниковая зона" - понятие относительное, имеющее значение только при построении и рассмотрении конкретной карты. Для карт режима ледников, ледникового стока и запасов льдов можно говорить о "зоне ледникового влияния".

2.4. Принципы согласования карт Атласа

2.4.1. Согласование основных гляциологических характеристик

Комплекс представленных в Атласе характеристик снежно-ледовых явлений и процессов разносторонне отражает их природное единство и генетическую взаимообусловленность. Для повышения достоверности и количественного уточнения показателей связанных характеристик карты полей потребовали взаимного согласования. Это - карты температурного режима (продолжительность теплого и холодного периодов, суммы положительных и отрицательных температур, температура на высоте границы питания ледников), атмосферных осадков (годовая доля и количество твердых и жидких осадков), снежного покрова (число дней со снежным покровом, максимальные снегозапасы), режима ледников (высота границы питания, аккумуляция-абляция на этой высоте), а также карты талого снегового и ледникового стока.

В первую очередь согласовывались карты генетически связанных характеристик, составленные на основе независимо полученных материалов, например, карты твердых осадков и снегозапасов, построенные по осадкомерным данным и результатам снегосъемок. Работа проводилась в два этапа: в процессе авторского составления и, затем, редактирования группы составленных карт разных характеристик и их совместного анализа.

Согласование на этапе составления заключалось в совместном анализе исходных материалов на основе уже известных или определяемых в процессе этого анализа связей между картографируемыми характеристиками. При этом отбраковывались недоброкачественные или нерепрезентативные данные, увеличивался объем используемой информации и, следовательно, статистическая обеспеченность зависимостей, характеризующих пространственное, по площади и высоте, распределение картографируемых величин, уточнялись границы климатических районов, в пределах которых действуют эти зависимости. Таким образом, на первом этапе устанавливались количественные критерии согласованности карт, исходя из точности реализуемых зависимостей, масштаба карты, ступени шкалы картографируемой характеристики и величины сечения рельефа.

Согласование готовых карт имело целью, в основном, обеспечить единство изображения на них главных закономерностей полей генетически связанных характеристик. Визуально сопоставлялись и согласовывались местоположение, величина и площадь с экстремальными значениями картографируемых характеристик, а также общий характер их пространственного распределения. Таким качественным визуальным способом контролировались главным образом мелкомасштабные карты континентов, при составлении которых использованы карты горных регионов, уже прошедшие количественное согласование на этапе их составления в более крупных масштабах.

Очередность согласования карт разных характеристик определялась их содержанием и степенью независимости исходных данных: от простых к более сложным и опосредствованным взаимозависимостям между согласуемыми характеристиками. Согласование основано на знании физической природы этих связей, по возможности, в их количественном выражении.

Так, согласование карт продолжительности теплого и холодного периодов потребовало предварительной увязки высотных зависимостей числа дней с положительной N_{t+} и отрицательной N_{t-} температурой, так как одна из этих характеристик дополняет другую до 365 дней.

Пример сопоставления высотных зависимостей N_{t+} и N_{t-} , показанный на рис.2.14, относится к Большому Кавказу. Наибольшее расхождение между кривыми отмечается в области высот 1000-1750 м над ур. моря, где оно достигает 250 м по ординате АВ и 15 дней

по абсциссе ВС. Сечение рельефа в этом интервале высот на карте-основе масштаба 1:1 500 000 составляет 250 м. Следовательно, установленные критерии выполняются, и высотные зависимости N_{t+} и N_{t-} можно считать согласованными.

Согласование готовых карт продолжительности теплого и холодного периодов включает также и соблюдение идентичности площадей экстремальных значений N , т.е. точного совпадения очертаний и размеров областей, где $N_{t+} = 0$, а $N_{t-} = 365$, либо - в низких широтах - совпадения областей, где $N_{t-} = 0$, а $N_{t+} = 365$.

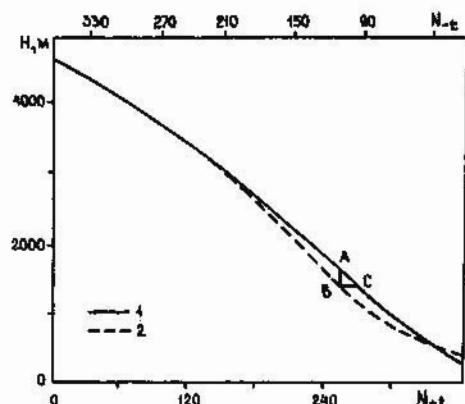


Рис.2.14. Высотные зависимости числа дней с положительной N_{t+} (1) и отрицательной N_{t-} (2) средней суточной температурой воздуха для Большого Кавказа

Карты годового количества твердых осадков и карты жидких осадков и максимальных снеготанков согласовывались в соответствии с очередностью их составления: сначала карты горных регионов более крупного масштаба, затем на их основе - мелкомасштабные карты бывшего СССР и континентов. Из всей совокупности карт твердых осадков и максимальных снеготанков не были согласованы карты двух континентов: Южной Америки и Азии (кроме территории СССР), так как сведения о снеготанках в них практически отсутствуют, и соответствующие карты составлены расчетным методом по годовому количеству твердых осадков и продолжительности холодного периода (Геткер, 1982). Применение этого метода автоматически обеспечивает соответствие карт твердых осадков и снежного покрова.

Карты горных регионов согласовывались в процессе составления карт сопоставлением высотных зависимостей количества твердых осадков X_T и максимальных снеготанков W_{max} в тех районах, где они обеспечены независимыми исходными данными. В случае резкого несоответствия таких зависимостей предпочтение отдавалось той, которая лучше обеспечена исходными данными, особенно в верхних зонах гор. При сопоставлении зависимостей $X_T(H)$ и $W_{max}(H)$ в качестве контроля использовались также величины талого стока Y_T . При этом для горной территории, расположенной ниже границы питания ледников, выполнялось неравенство $X_T > Y_T > W_{max}$, а для областей выше границы питания в узлах горного оледенения и для покровного оледенения - $X_T > W_{max} > Y_T$. Нарушение этих условий требовало пересмотра исходной информации, проверки приемов рисовки и обобщения изолиний, использованных при составлении сомнительного участка карты.

Для мелкомасштабных карт СССР и материков самостоятельной задачей было согласование полей твердых осадков и максимальных снеготанков на равнинах. Очевидно, что при достаточной репрезентативности снегомерных маршрутов и надежных измерениях твердых осадков всегда $W_{max} \leq X_T$. Однако соотношение между этими характеристиками весьма различно в разных климатических условиях и зависит как от температурного режима - числа и продолжительности оттепелей, так и от внутригодового распределения осадков, главным образом, от количества твердых осадков, выпадающих после наступления даты максимума снеготанков.

Согласование карт снеготанков и талого стока производилось после того, как карты максимальных снеготанков прошли согласование с картами твердых осадков. Количественные способы проверки согласованности этих карт отсутствуют, так как карты максимальных снеготанков не учитывают снегопады весенне-летнего периода, часто дающие существенный вклад в формирование талого стока. Кроме того, масштаб карт снеготанков, как правило, в 4 или 6 раз мельче масштаба карт талого стока, что обуславливает разную степень генерализации и часто не позволяет выразить в масштабе карты максимальные значения снеготанков, приходящиеся на ледниковую зону. Карты талого стока и максимальных снеготанков сравнивались и согласовывались в районах максимальных и минимальных значений.

Карты режима - показателей аккумуляции-абляции на высоте границы питания ледников - были согласованы в два этапа с картами твердых осадков, максимальных снеготанков и

талого стока там, где последние построены независимо от карты аккумуляции на ледниках. На первом этапе с этими показателями согласовывались качественные особенности поля аккумуляции-абляции на высоте границы питания. На втором этапе выполнялось качественное согласование карт путем сопоставления с картой поля аккумуляции-абляции значений стока, осадков или максимальных снеготазов, снятых с кривых высотных зависимостей в тех районах, где есть исходная информация для высот, достаточно близких к высоте границы питания.

Само сопоставление могло выполняться двумя путями. Первый - метод водного баланса. Количество твердых осадков, максимальных снеготазов, талого стока не должно превышать аккумуляцию снега на ледниках. Переход от твердых осадков к аккумуляции выполняется в соответствии с переводными коэффициентами. При сопоставлении с максимальными снеготазами аккумуляция пересчитывалась в твердые осадки, а затем из последних вычитались твердые осадки периода абляции. При сопоставлении с талым стоком из твердых осадков вычиталось испарение, оцениваемое методом теплового баланса, например, по зависимостям от широты и высоты места (Лебедева, 1976).

Другой путь сопоставления - построение графиков связи между данными карты поля аккумуляции-абляции и верхними значениями ординат надежных кривых высотных зависимостей твердых осадков и снеготазов. Отклонения этих зависимостей - признак ошибок карты поля аккумуляции или контрольных карт.

Наконец, ледниковый сток, рассчитанный по абляции на высоте границы питания ледников и показываемый вдоль русел рек на картах масштаба 1:600 000, согласовывался с ледниковым стоком, выделенным по гидрографам на замыкающих створах.

Таким образом, результаты согласования не только сделали составленные карты более достоверными и обоснованными, но и послужили дополнительным материалом для дальнейшего обобщения и анализа всех полученных сведений.

2.4.2. Согласование картографического рисунка изображения

Кроме смыслового согласования карт, количественной увязки между собой отображаемых на них показателей необходимо согласовать и их изображение - рисунок изолиний или контуров специального содержания. Разработанные методические приемы позволяют провести такое согласование в процессе составления карт, не меняя их впоследствии, что очень нерационально и обычно не приводит к желаемым результатам.

Согласование разномасштабных карт одной тематики и серии близких по темам карт одного масштаба выполняется по-разному. В первом случае оно вполне обеспечивается нормальным порядком составления карт от крупных масштабов к мелким. Так, карты температур, твердых осадков, снежного покрова, лавин, стока, вечной мерзлоты для территории бывшего Советского Союза и материков составлялись на основе карт отдельных горных регионов с картографической генерализацией их содержания.

Если перекрытие разномасштабных карт относительно невелико, а организационные соображения не позволяют вести работу над картами последовательно, от крупных масштабов к мелким, возможна дополнительная увязка перекрывающихся участков путем визуального сопоставления рисунка изображения при уменьшении контуров крупномасштабной карты и совмещения их для контроля с мелкомасштабной. Так поступали, например, при увязке среднемасштабных, 1:600 000, морфологических карт горно-ледниковых районов с контурами отдельных ледников на крупномасштабных, 1:25 000 - 1:250 000, картах их морфологии и режима.

Согласование карт разной тематики одного масштаба также может быть в значительной мере обеспечено целесообразным порядком составления карт. Логическая последовательность работы над серией карт должна быть обусловлена взаимосвязями и взаимозависимостями отображаемых явлений, с тем чтобы индицируемые явления картографировались на основе работы с картами явлений-индикаторов, вторично рассчитываемые характеристики определялись на основе уже составленных карт первичных показателей. Так, карты степени лавинной активности составляются в результате наложения и сопряженного анализа

карт густоты сети лавинных очагов и повторяемости схода лавин. Последний показатель, в свою очередь, находится в прямой зависимости от толщины снежного покрова или максимальных снеготолщин, а густота сети лавинных очагов связана определенной зависимостью с глубиной и густотой расчленения рельефа, определяемой по топографическим картам. Таким образом, работа над картой степени лавинной активности выполняется в следующей последовательности:



При ее соблюдении не нужна специальная согласованность карт степени лавинной активности и повторяемости лавин, поскольку оно заложено в самой методике составления карты.

Аналогичные цепочки можно было бы указать для карт высоты границы питания - аккумуляции на высоте границы питания, высоты границы питания - температур на высоте границы питания, режима ледников и снежного покрова - талого стока, морфологии, режима ледников, снежного покрова - запаса льдов.

Указанные приемы согласования карт могут обеспечить их необходимую детальность, если известна территориальная дифференциация факторов, обуславливающих распределение картографируемой характеристики. Так, изолинии абляции на крупномасштабных картах ледников проведены с учетом не только высоты и рельефа поверхности, но и распределения прямой солнечной радиации, учитывающего углы наклона и экспозицию склонов, и альбедо поверхности, отображаемых на соответствующих тематических картах. Такой метод логически последовательного составления детальных карт абляции, использованный при работе над крупномасштабными картами режима ледников Эльбруса (рис.2.15.), позволяет хорошо согласовать серии карт (см. с.103-104 1-го тома Атласа). Согласование в рисунке контуров обеспечивается составлением всей серии одномасштабных карт на одной основе, поэтому изготовление общих рабочих основ для карт Атласа можно рассматривать как важнейшую меру для их согласования. Составление общих контуров на прозрачных основах на пластике позволяет контролировать их идентичность прямым наложением.

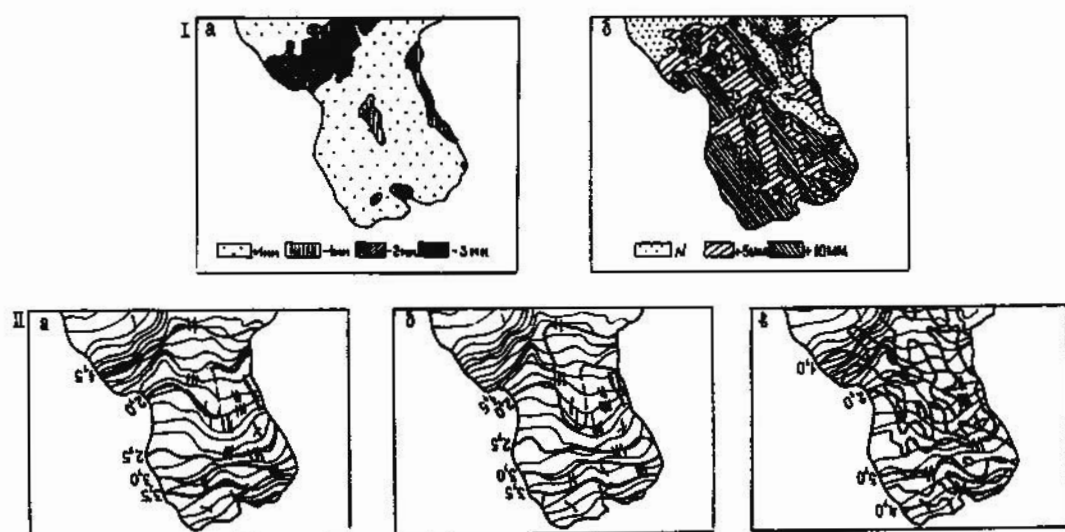


Рис.2.15. Составление карты абляции с использованием карт рельефа, распределения прямой солнечной радиации и альбедо поверхности, обеспечивающее согласование серии крупномасштабных карт ледника. Ледник Гарабаши, Эльбрус. I - Карты поправок в положении изолиний средней суточной абляции: а/ связанных с неравномерностью распределения прямой солнечной радиации; б/ связанных с различным альбедо поверхности. II - Этапы составления: а/ изолинии проведены с учетом высоты местности (т.е. сумм положительных температур); б/ положение изолиний исправлено в зависимости от неравномерного прихода прямой солнечной радиации; в/ положение изолиний исправлено в зависимости от неравномерности альбедо поверхности

Выше рассмотрено согласование карт, внутренне связанных, вытекающих одна из другой. Но и более отдаленные по теме, но находящиеся в едином собрании карты Атласа не могут сильно различаться по детальности и характеру рисунка контуров и изолиний. Различия в изображении могут быть обусловлены характером явления, но не разной степенью подготовки и авторской манерой исполнителей карт. Согласование такого рода обеспечивается в процессе редактирования карт, осуществляющегося на протяжении всей работы над картами - от авторской программы до авторского оригинала. Поэтому уже на начальном этапе работы над Атласом редакционные документы, прежде всего программа и методические указания по составлению карт, приобретают основную роль, равно как и подготовка образцов карт.

2.5. Методы информационного анализа в гляциологическом картографировании

2.5.1. Информативность карт. Применение методов информационного анализа при работе над Атласом

Информативность карт Атласа - их нагрузка или информационная емкость - оценивалась приемами теории информации на основе количественных критериев. Информационная мера определяет количество информации независимо от содержания. Это ограничивает применение информационного анализа на картах, но позволяет оценивать количественно, в единой мере, самые разные явления, изображаемые на картах как количественными, так и качественными показателями. При этом карта рассматривается как совокупность вероятностных закономерностей распределения признаков объектов.

Для определения информационной емкости использовалось основное понятие теории информации - энтропия и ее производные: взаимная информация, максимальная и относительная энтропия. Смысловое значение энтропии трактовалось по-разному в зависимости от области применения информационного анализа. Так, на картах режима ледников она понималась равной количеству информации, при этом использовалась формула К.Шеннона:

$$H_i = - \sum_{i=1}^n p_i \log_2 p_i,$$

где H_i - энтропия, p_i - вероятность появления i -го элемента в поле карты.

При уточнении морфологических типов ледниковых комплексов энтропия трактовалась как мера разнообразия. При определении взаимосвязей нивально-гляциальных характеристик использовались коэффициенты взаимосвязи и коэффициенты влияния, которые понимались как эффективность приема (передачи) информации одним фактором от другого.

Максимальная энтропия $H_{max} = \log_2 n$ трактуется как информационная емкость карты, т.е. максимальное количество информации, которое может вместить карта при заданных условиях (n - число измеренных значений). Очень удобным безразмерным показателем служит относительная энтропия $H_{отн} = \frac{H_i}{H_{max}}$, изменяющаяся от нуля при полной однородности картографируемого объекта до единицы при максимальном разнообразии содержания. Уклонение относительной энтропии от единицы $R = 1 - \frac{H_i}{H_{max}}$ карты показывает степень информационной незагруженности или "запас", т.е. возможность вместить дополнительную информацию.

При оценке взаимосвязей явлений, изображенных на разных картах, аналогично вычислению коэффициентов корреляции, используется понятие взаимной информации, которая определяется формулой: $J_{AB} = H(A) + H(B) - H(AB)$.

При сравнительных оценках используются уже упоминавшиеся выше коэффициенты взаимной связи $K_{вс} = \frac{J_{AB}}{H_{AB}} \cdot 100\%$ и влияния $K_A = \frac{J_{AB}}{H_B}$ и $K_B = \frac{J_{AB}}{H_A}$.

Приведем пример подсчета количества информации на разномасштабных картах режима ледников Западного Кавказа (см. с.96 и 100 I-го тома Атласа), выполненного для сравнения информативности этих карт (рис.2.16). Измерения проводились на каждой карте по регулярной сетке с постоянным интервалом 0,5 см. Была принята частота $p_i = \ell/n$, где ℓ - количество попаданий в i -ый диапазон шкалы, n - общее количество точек. По формуле энтропии подсчитаны: количество информации на 1 см² карты, или графическая нагрузка

$H_i/\delta K$, где δK - площадь карты; количество информации на 1 км^2 местности $H_i/\delta T$, где δT - площадь картографируемой территории; относительная энтропия, т.е. отношение измеренной энтропии к максимальной для данной шкалы $H_i/H_{\max}$. За максимальную энтропию принято равномерное распределение нагрузки по всем интервалам шкалы, состоящей из 8 градаций: $H_{\max} = \log_2 8 = 3$. Следовательно, в нашем случае относительная энтропия $H_{\text{отн}} = \frac{H_i}{3}$.

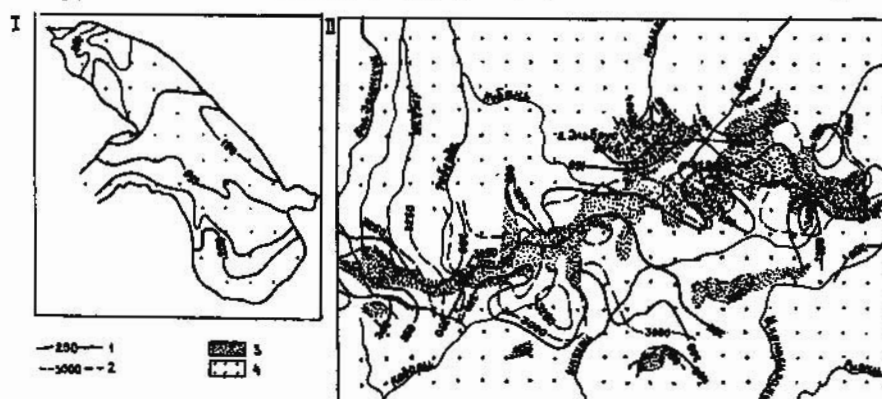


Рис.2.16. Определение информативности разномасштабных карт режима ледников. I. Ледник Марухский, масштаб 1:50 000. II. Кавказ (фрагмент), масштаб 1:1 500 000: 1 - аккумуляция, г/см², 2 - высота границы питания, м; 3 - ледниковая зона; 4 - узлы сетки, в которых определялась энтропия

При подсчете количества информации на картах учитывались только площади со специальным содержанием: на картах крупного и среднего масштабов - внутри контуров ледников, для которых характеризуется аккумуляция, на мелкомасштабной карте, дающей характеристику всей ледниковой системы в целом, - почти вся площадь карты, поскольку она занята полем аккумуляции. Количество информации подсчитывалось в двоичных единицах (табл.2.5).

При максимальной нагрузке карт специальным содержанием значение $H_{\text{отн}}$ должно стремиться к единице. Это произойдет в том случае, если на карте присутствуют и равномерно распределены все 8 градаций шкалы. Высокий коэффициент $H_{\text{отн}} = 0,82$ на карте мелкого масштаба свидетельствует о более или менее равномерном распределении показателей аккумуляции по площади карты в градациях данной шкалы.

Таблица 2.5
Количество информации на картах режима ледников разных масштабов *

Масштаб карты	Количество точек измерений n	Площадь карты δK , см ²	Площадь картографируемой территории δT , км ²	Количество градаций шкалы на площади карты	H_i , эб. ед.	J , эб. ед.	$\frac{J}{\delta K}$	$\frac{J}{\delta T}$	$H_{\text{отн}}$
1:50 000	56	12,3	3	4	1,65	6,6	0,53	2,2	0,55
1:600 000	66	6	150	4	1,93	7,7	1,3	0,05	0,64
1:1 500 000	148	33,9	7630	8	2,47	19,8	0,6	0,003	0,82

* H_i - энтропия; J - количество информации в площади карты, равное энтропии (удельной величине), умноженной на количество градаций шкалы на площади карты.

Количество информации на 1 см^2 карты среднего масштаба довольно высоко, 1,3 дв.ед., благодаря различиям значений аккумуляции на соседних ледниках, несмотря на небольшой диапазон шкалы - 4 градации, представленной на этой карте. Нагрузка этой карты достаточно велика в связи с малыми площадями ледников, две же другие оказалось возможным догрузить дополнительными характеристиками. Например, карта режима ледников Кавказа масштаба 1:1 500 000 дополнена изолиниями высоты границы питания и границами наборов зон льдообразования.

Оценка информативности карты не исчерпывает возможностей применения методов информационного анализа в гляциологическом картографировании. Так, он использовался при оценке рекреационных условий Памира, где относительная энтропия трактовалась как мера

разнообразия ландшафта (Супруненко, 1979), для вычисления коэффициентов влияния основных характеристик ледников (Смолярова, 1982), для уточнения морфологической характеристики Южного Патагонского ледникового плато (Глебова и др., 1982).

В работе над Атласом снежно-ледовых ресурсов мира комплекс методов информационного анализа карт, в дополнение к оценке их информативности, применялся для решения ряда задач: количественно обоснованного выбора шкалы сечения изолиний; оценки взаимосвязей разных гляциологических характеристик и структурных связей в системе карт Атласа; определения морфологических типов ледниковых систем; оценки точности и достоверности составленных карт.

Количественно обоснованный выбор шкалы сечения изолиний выполнен на примере изолиний аккумуляции и абляции на картах отдельных ледников и изолиний аккумуляции-абляции на высоте границы питания на картах режима ледниковых систем (Зверкова и др., 1978).

При оценке взаимосвязей разных гляциологических характеристик и структурных связей в системе карт Атласа (Зверкова, 1983а) информационный анализ показал более тесную связь карт разной тематики одного масштаба, чем карт одной тематической группы в разных масштабах. Информационный анализ особенностей морфологии оледенения разных ледниковых районов (Варнакова, Зверкова, 1980) позволил уточнить критерии различия типично горного и горно-покровного типов оледенения. Так, на горном ледниковом комплексе Джунго были выявлены черты горно-покровного оледенения, сходные с характеристиками оледенения Новой Земли.

2.5.2. Оценка точности карт

Точность составленных карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира оценена методами информационного анализа на примере узловой для Атласа серии карт режима ледников. Сечение изолиний карт полей должно быть согласовано с точностью карты и равняться предельной, утроенной или удвоенной, средней квадратической ошибке карты при нормальном распределении картографируемой характеристики.

Выбор шкалы сечения, кроме точности карты, зависит также от диапазона величин картографируемой характеристики, соотношения фоновой и локальной составляющих пространственной изменчивости. Оптимальное количество градаций шкалы сечения зависит от пропускной способности зрительного канала человека и определяется в 8-10 градаций.

Поскольку предельная погрешность определения величины аккумуляции на крупномасштабной карте режима ледника (см.рис.2.16, I) составляет, как будет показано ниже, 21 г/см^2 , то сечение шкалы крупномасштабной карты режима ледника не должно быть дробнее 25 г/см^2 ; именно такая шкала и была принята в программе Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Для мелкомасштабных карт, составленных по расчетным данным для групп из шести ледников (см.рис.2.16, II), где суммарная погрешность определения аккумуляции составляет $38,5 \text{ г/см}^2$, предельная погрешность карты, принятая равной двум средним квадратическим, определяет сечение шкалы не менее 77 г/см^2 . Оно меняется для разных значений аккумуляции и соответствует средней части шкалы баланса массы льда, единой для карт режима ледников всех масштабов: 0 - 25 - 50 - 100 - 150 - 200 - 250 - 300 - 400 - 600 - 1000 - > 1000 г/см^2 . Значения аккумуляции на картах режима ледниковых систем масштаба 1:1 500 000 попадают в среднюю и правую части приведенной шкалы и поэтому удовлетворяют условиям точности.

Оценка точности и достоверности составленных карт выполнена также на примере карт режима ледниковых систем, относящихся к группе карт абстрактных полей, построенных по расчетным характеристикам дискретных объектов. Ранее такие работы не выполнялись, поскольку представление о достоверности мелкомасштабных карт полей связывали не с графической точностью, а с уровнем исследования, на котором рассматривается ледниковая система. В настоящем исследовании оценивали точность серии карт режима ледников Кавказа крупного, среднего и мелкого масштабов.

Точность карты включает точность измерений на местности и расчетов, а также графическую точность. Для крупномасштабных карт ледников используются результаты измерений на местности, погрешность которых, по данным М.Б.Дюргерова о точности измерения абляции, составляет около $1,0 \text{ г/см}^2$.

На величину погрешности крупномасштабной карты режима ледника влияет также локальная изменчивость аккумуляции или абляции в точке карты, которая составляет $6,7 \text{ г/см}^2$, в результате предельная погрешность равна 21 г/см^2 .

Оценка точности мелкомасштабных карт режима ледниковых систем, составляемых в результате вычисления аккумуляции с использованием карт температуры и высоты границы питания, может быть только приближенной. Параметры погрешностей карты аккумуляции Западного Кавказа масштаба 1:1 500 000 (с.96 I-го тома Атласа) определялись в основном как средние квадратические отклонения значений, вычисленных разными методами или по разным измерениям. Учитывались погрешности исходных карт полей: температуры и высоты границы питания, а также градиента вертикального распределения температур, формулы для вычисления температурного скачка над ледниковой поверхностью, горизонтальной интерполяции высоты границы питания, формулы Ходакова-Кренке для вычисления аккумуляции. Суммарная погрешность величины аккумуляции, показанной на мелкомасштабной карте, равна $+94,3 \text{ г/см}^2$ для одного ледника и $38,5 \text{ г/см}^2$ для группы из шести ледников. Наибольшее влияние на погрешность карты режима ледников оказывает погрешность формулы аккумуляции, затем погрешность в определении высоты границы питания, в которую входит локальная изменчивость последней.

Точность карт режима ледников малоизученных территорий, таких как горы Запада Канады и США (карты Берегового хребта и Скалистых гор) (с.289 и 293 I-го тома Атласа), определяется точностью информации, получаемой с исходных топографических карт, прежде всего данных о высоте границы питания ледников (Зверкова, Чернова, 1982). Оценка точности карт Западного Кавказа и гор Запада Канады и США показала, что принятая в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира шкала аккумуляции обеспечивает достаточную степень точности мелкомасштабных карт режима при объединении в группы по 10-12 ледников на картах масштаба 1:1 500 000 и по 15-20 ледников на картах масштаба 1:3 000 000.

Глава 3. КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ СНЕГА И ЛЬДА

3.1. Методы расчета и картографирования климатических условий нивально-гляциальных систем на основе имеющейся метеорологической информации

Снежно-ледовые образования могут возникнуть и существовать лишь при определенных сочетаниях климатических условий. Важнейшие из них - атмосферные осадки, солнечная радиация, тепловые ресурсы приземного слоя атмосферы. Выпадающие твердые атмосферные осадки, в том числе снег, снежная крупа, снежные и ледяные зерна и т.п. - основной ресурсный источник пополнения массы ледников и снежного покрова. Жидкие атмосферные осадки играют двоякую роль: в холодных зонах льдообразования на ледниках они участвуют в аккумуляции, а в теплых зонах льдообразования, областях абляции ледников, на снежниках и сезонном снежном покрове - усиливают таяние как тепловым, так и механическим воздействием.

Режим снежно-ледовых образований, т.е. сменяющие друг друга процессы накопления и расхода массы, их интенсивность и продолжительность, тесно связаны с условиями энергетического баланса. Главная причина сохранения и длительного существования разных снежно-ледовых форм - отрицательные суммы радиационного баланса, которые сохраняются

большую часть года (для ледников) или зимы (для сезонного снежного покрова). В этом заключается коренное различие теплового баланса снежно-ледниковой поверхности и земной в любой другой географической зоне.

Температура снежно-ледниковой поверхности большую часть года ниже, чем температура прилегающих слоев воздуха. Отрицательная температура воздуха способствует отложению и сохранению выпадающих твердых осадков. Чем длительнее период с такой температурой и ниже ее значения, тем больший запас холода образуется в снежно-ледниковых толщах. Продолжительность периода с отрицательными температурами воздуха оказывает определяющее влияние на число дней со снежным покровом и дату (или декаду) наступления максимума снеготопав.

Расходы масс льда и снега путем таяния и испарения вызваны главным образом солнечной радиацией. На долю радиационного тепла в общей абляции ледников приходится 70-90% в высокогорных областях умеренных широт и 55-85% в арктических районах. Турбулентный теплообмен с воздухом и скрытая теплота конденсации-испарения имеют в процессах абляции хотя и второстепенное, но немаловажное значение, которое увеличивается при переходе от континентального к морскому климату. В таянии сезонного снежного покрова на равнинах и предгорьях теплоте воздуха принадлежит главная роль.

Индикатором всех тепловых ресурсов, вызывающих абляцию снега и льда, служит температура воздуха. Поэтому общая поверхностная абляция снежно-ледовых толщ коррелируется в том или ином виде с такими температурными показателями, как средняя летняя температура, продолжительность периода с положительными температурами воздуха, сумма положительных значений средних суточных температур.

Средняя летняя (июнь-август в Северном полушарии) температура воздуха используется в настоящем Атласе как параметр для расчетов аккумуляции-абляции на высоте границы питания ледников. Период с положительными средними суточными температурами наиболее близок к фактическому периоду таяния, который полнее всего отражает комплексное воздействие климатических условий на процессы расхода в нивально-гляциальном поясе и практически никогда не совпадает с календарным летним сезоном. Сумма положительных температур воздуха позволяет наиболее объективно оценить тепловые ресурсы таяния, так как включает в себя не только средние температуры, но и длительность теплого периода, и не зависит подобно первым двум показателям от характера годового хода температуры.

Температурные характеристики служат не только показателями климатических условий, в которых существуют снежно-ледовые образования, но отражают их обратное воздействие на климат. Степень этого воздействия зависит от размеров снежно-ледниковых объектов. Горные ледники умеренных и субтропических широт охлаждают прилегающие слои воздуха в летнее время на 1-5° по сравнению с неледниковыми поверхностями на тех же высотах, но не оказывают охлаждающего влияния на окружающую территорию. Ледяной покров Антарктического бассейна вместе с покровным оледенением суши - это один из основных климатообразующих факторов не только в высоких широтах, но и во всем Северном полушарии. Исчезновение полярных льдов (при сохранении существующих условий горизонтального теплообмена) может привести к повышению средней годовой температуры в Арктике более чем на 40° (Будыко, 1971).

3.1.1. Объем и полнота климатической информации, необходимость применения расчетных методов

Мировая метеорологическая сеть крайне неравномерно освещает климат Земли. В районах горного оледенения сеть метеостанций особенно редкая и неравномерная, а в высокогорье часто вообще отсутствует (табл.3.1). Размещение метеостанций нередко зависит от хозяйственных потребностей и мало отвечает задаче освещения климатических закономерностей разных ландшафтов и форм рельефа. В силу этих причин поля метеозаписей можно получить только с помощью широкого применения интерполяции и экстраполяции, опирающихся на качественные представления, а также косвенных методов расчета, основанных

Распределение метеостанций по высотным
уровням, %

Территория	Высота над ур. моря, м				
	ниже 500	500- 1000	1000- 2000	2000- 3000	выше 3000
Западная Европа	82	12	5	1	0,01
Зарубежная Азия	68,5	12,5	14	3	2
Северная Америка	77	13	9	1	0,01
Бывший СССР	82	11	5,5	1,2	0,4

на связях одних климатических показателей с другими и на учете, опять-таки качественном, влияния главных физико-географических факторов. Поэтому на данном этапе наших знаний карты климатических элементов могут отражать лишь самые общие закономерности, обусловленные основными климатообразующими факторами и процессами, т.е. представлять собой фоновую характеристику.

В настоящем Атласе для целей картографирования применялись как традиционные, так и специально разработанные методы расчета. К числу последних относятся выделение осадков разных видов (твердых, жидких и смешанных) из общего их количества; расчет температуры воздуха на границе питания ледников; расчет и построение высотных зависимостей сумм положительной температуры воздуха и продолжительности периода с положительной температурой воздуха. Ниже излагается существо этих методов.

3.1.2. Определение осадков разных видов

Непосредственные наблюдения за осадками разных видов весьма трудоемки и систематически почти нигде не ведутся. В бывшем СССР разделение количества и числа дней с осадками разных видов проводилось на этапе обработки данных измерений их количества и визуальной фиксации вида при составлении наиболее фундаментального обобщения - соответствующей части раздела "Осадки" в Справочнике по климату СССР (часть IV, вып. 1-34, 1968-1970) и в соответствующих главах монографии (Швер, 1976). В некоторых странах, например, в Канаде, твердые и жидкие осадки измеряют разными методами, что позволяет их разделить уже на этапе наблюдений. Но неопределенность в эти данные вносят смешанные осадки, доля которых может быть весьма заметной, а достаточную надежность выделения их из твердых и жидких методически обеспечить не удастся.

В последнее время активно разрабатываются косвенные расчетные методы, позволяющие судить о характеристиках осадков разных видов по их связи с другими достаточно изученными параметрами. К последним относят, как правило, температуру воздуха и общее количество осадков (месячные и годовые их величины, годовой ход, годовая амплитуда, высотный градиент и т.п.) (Богданова 1976, 1977; Геткер и др., 1972). Совместное применение результатов обработки непосредственных наблюдений за осадками разных видов и косвенного их расчета позволяет разносторонне охарактеризовать режим исследуемого объекта комплексом показателей, в число которых входят: P - доля осадков каждого вида в общем месячном и годовом количестве, в % от соответствующей величины; X - количество твердых, жидких и смешанных осадков за месяц и за год, в мм; T - продолжительность выпадения осадков разных видов в сумме за месяц и за год, в часах; J - интенсивность выпадения осадков разных видов, средняя за месяц или за период с соответствующим видом осадков, в мм/ч.

Подробное описание данной методики содержится в работах Э.Г.Богдановой (1976, 1977; 1979; 1980 а,б; 1982 а,б), М.И.Геткера с соавторами (1972), О.М.Архиповой и М.И.Геткера (1985). Мы считаем целесообразным изложить основные ее положения, необходимые для более верного понимания и оценки представленных далее результатов.

Определение средних многолетних месячных значений доли осадков разных видов основано на физически очевидной их связи со средней месячной температурой воздуха у поверхности земли. Однако эта связь не однозначна для горных и равнинных условий. Так, в первом случае ее характер меняется с изменением высоты местности, поскольку с увеличением последней уменьшается разность между температурой воздуха у земли и на уров-

не осадкообразования. Таким образом, месячная доля осадков разных видов в горах зависит от двух параметров: средней месячной температуры воздуха у поверхности земли и абсолютной высоты местности в пункте измерения. Так как аппроксимирующая формула этой зависимости сложна для практического применения, оказалось удобнее применить графический метод. На рис.3.1 представлена расчетная система кривых для определения месячной доли твердых P_T и жидких $P_{Ж}$ осадков в горах в зависимости от средней месячной температуры воздуха при разных абсолютных высотах. В промежутках между кривыми значения доли определяются линейной интерполяцией. Доля смешанных осадков $P_{СМ}$ рассчитывается как дополнение до 100% суммы долей твердых и жидких осадков, т.е.

$$P_{СМ} = 100 - (P_T + P_{Ж}). \quad (3.1)$$

В равнинных условиях связь между внутримесячным соотношением осадков разных видов и температурой воздуха зависит от степени континентальности климата. Вполне очевидно, что в отличие от морского в континентальном климате, где переходные периоды года характеризуются резким падением или ростом температуры, быстрее формируется устойчивый тип погоды без частых возвратов тепла осенью и холода весной. Поэтому при одной и той же средней месячной температуре воздуха здесь сравнительно мала доля смешанных осадков вследствие увеличения доли твердых и жидких. В качестве параметра, характеризующего континентальность

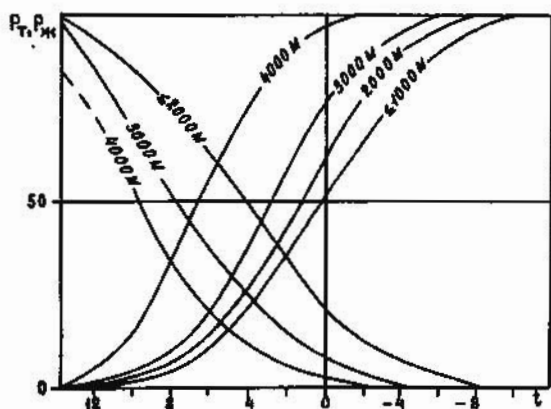


Рис.3.1. Система кривых, определяющих зависимость месячной доли твердых ($P_T, \%$) и жидких ($P_{Ж}, \%$) осадков в горах от температуры воздуха ($t, ^\circ\text{C}$) и высоты местности

климата в термическом аспекте и удобного для дальнейшего определения доли осадков разных видов, была выбрана величина $\frac{t_{\max} - t_{\min}}{t_{\text{rog}} + 50} \cdot t_{\text{rog}}$, где $t_{\max}$ и $t_{\min}$ — средняя температура самого теплого и самого холодного месяцев года, t_{rog} — средняя многолетняя годовая температура воздуха. Первый множитель в этом выражении представляет собой относительную характеристику годовой амплитуды температуры. Обозначим его для краткости через ΔT и в дальнейшем температурный параметр континентальности будем обозначать как $\Delta T t_{\text{rog}}$. На рис.3.2 дана расчетная система кривых для определения месячной доли осадков разных видов в равнинных условиях в зависимости от средней месячной температуры воздуха при разных значениях параметра континентальности. Доля смешанных осадков рассчитывается по соотношению (3.1).

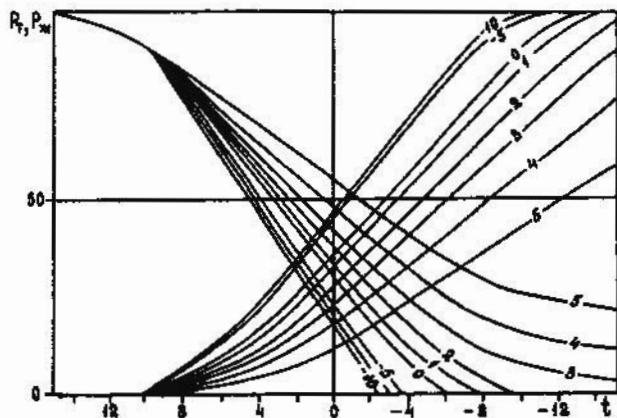


Рис.3.2. Система кривых, определяющих зависимость месячной доли твердых ($P_T, \%$) и жидких ($P_{Ж}, \%$) осадков на равнине от температуры воздуха ($t, ^\circ\text{C}$) и параметра континентальности (цифры на кривых)

Таким образом, описанные зависимости позволяют рассчитывать средние многолетние месячные значения доли осадков разных видов лишь на основе сведений о средней месячной и годовой температуре воздуха и абсолютной высоте местности независимо от других метеорологических характеристик. Точность таких расчетов составляет в среднем около $\pm 10\%$ общего месячного количества осадков.

Если известны месячные значения доли осадков разных видов и общее их количество за месяц X , легко получить абсолютное количество твердых X_T , жидких $X_{Ж}$ и смешанных

осадков за тот же месяц на основе очевидных соотношений:

$$\chi_T = \frac{P_T \cdot X}{100}; \chi_{ж} = \frac{P_{ж} \cdot X}{100}; \chi_{см} = \frac{P_{см} \cdot X}{100}. \quad (3.2)$$

Доля осадков разных видов в их общем годовом количестве рассчитывается на основе месячных значений по идентичным формулам:

$$P_{T, год} = \frac{\sum \chi_{T, мес}}{n}; P_{ж, год} = \frac{\sum \chi_{ж, мес}}{n}; P_{см, год} = \frac{\sum \chi_{см, мес}}{n}. \quad (3.3)$$

Здесь n – число месяцев в году с соответствующим видом осадков. Точность расчета годовых значений P_T , $P_{ж}$ и $P_{см}$ составляет 2-4% общего годового количества осадков соответствующего вида.

При всех расчетах доли и количества осадков разных видов по данным станций в результаты измерения осадков вводились поправки, учитывающие погрешности осадкомерных приборов.

Для характеристики длительности выпадения твердых осадков выбрана суммарная за год их продолжительность в часах $\Phi_{T, год}$. Она рассчитывается на основе сведений об общей продолжительности выпадения осадков за каждый месяц и о месячной доле твердых осадков. В месяцы, когда выпадают только твердые осадки, их продолжительность равна общей продолжительности выпадения осадков за данный месяц. В переходные месяцы, когда выпадают осадки разных видов, доля продолжительности твердых считается равной доле их количества P_T , т.е.

$$\Phi_{T, год} = \sum P_T \Phi_{мес}. \quad (3.4)$$

Здесь n – число месяцев с твердыми осадками.

Общую продолжительность выпадения осадков разных видов тоже фиксируют не все станции. Регулярные средние многолетние ее значения есть лишь для бывшего СССР (Справочник по климату, ч.IV, вып.1-34). Поэтому для определения продолжительности осадков на зарубежной территории применяется косвенный расчетный метод. В нем используется эмпирическая формула, предложенная Э.Г.Богдановой (1980а), в соответствии с которой средняя многолетняя месячная продолжительность осадков определяется в зависимости от числа дней с осадками за месяц, средней многолетней температуры и влажности воздуха;

$$\Phi_{мес} = 0,01 N^{1,5} \cdot e^{\beta(100-\varphi)} 10^{\alpha + \beta t},$$

где N – среднее число дней с осадками $\geq 0,1$ мм за месяц, e – парциальное давление водяного пара, гПа, φ – относительная влажность воздуха, %; t – температура воздуха, °C; α и β – постоянные, $\alpha = -0,355$; $\beta = -0,0699$.

Интенсивность выпадения твердых осадков можно определить для каждого месяца года по отношению месячного количества твердых осадков к продолжительности их выпадения за это время. Для удобства дальнейшего картографирования целесообразно охарактеризовать среднюю интенсивность твердых осадков за весь период их выпадения единой величиной, рассчитанной по соотношению:

$$\bar{J}_T = \frac{\chi_{T, год}}{\Phi_{T, год}} \text{ мм/ч}. \quad (3.5)$$

Таким образом, весь комплекс характеристик, определяющих режим выпадения осадков разных видов, рассчитывается либо по данным непосредственных наблюдений (в бывшем СССР), либо на основе косвенных методов с использованием сведений о температуре воздуха и о некоторых других хорошо изученных метеорологических параметрах. Этих данных оказывается вполне достаточно для макро- и мезомасштабного картографирования доли осадков разных видов в равнинных условиях, где пространственная изменчивость этой характеристики невелика и существующая сеть пунктов с исходными данными способна отразить ее с точностью, задаваемой масштабом карты и шкалой изолиний.

Поле количества твердых осадков на равнине в отличие от сравнительно гладкого поля доли твердых осадков изменчиво в столь же высокой степени, что и поле общего количества осадков. Для его изображения уже недостаточно существующей сети пунктов с рассчитанными по температуре величинами твердых осадков. Поэтому при картографировании использовались дополнительные данные, вычисленные в узлах регулярной координатной сетки через 1^0 широты и долготы. Они вычислялись умножением общего годового количества осадков, снятого с известных климатических карт (Атлас мирового водного баланса, 1974), на величину годовой доли твердых осадков в тех же точках, снятую с карт, полученных в ходе данного исследования.

Поскольку в горах число станций повсеместно значительно меньше, чем на равнине, и резко уменьшается с увеличением высоты, а горизонтальные градиенты характеристик осадков чрезвычайно велики, существующую совокупность пунктов измерения осадков и температуры в этих условиях уже нельзя считать непрерывной сетью, характеризующей поле исследуемых величин. Кроме того, одним из главных факторов, определяющих изменения характеристик осадков разных видов в горах, служит высота местности, благодаря связи с ней температуры воздуха, выражающейся в ее четком высотном градиенте. Поэтому для картографирования твердых и жидких осадков в горах использовались высотные зависимости, получаемые на основе материалов существующих станций и рассчитанных величин в высокогорных районах так называемым методом гляциологической индикации, т.е. расчетами количества твердых, а затем и жидких, осадков на высоте границы питания ледников по данным об аккумуляции (абляции) ледников.

Для увеличения объема информации и достоверности карт твердых осадков анализировались и использовались их связи с другими снежно-ледовыми характеристиками, помещенными в Атласе. К их числу относятся, например, максимальные снегозапасы, талый сток, температурный режим в высокогорье. Порядок совместного анализа, проводимого в процессе согласования карт этих характеристик, описан в гл.2.

При глобальном картографировании годовой доли и средней годовой интенсивности твердых осадков возникла необходимость определения этих характеристик для поверхности океана. Месячные значения доли твердых осадков были определены на основе метода, описанного выше для равнин (см.рис.3.2). Необходимые для расчета годовой доли твердых осадков месячные величины общего количества, см.формулы (3.3), рассчитаны в соответствии с методикой Э.Г.Богдановой (1982а). Методика основана на связи месячных величин интенсивности осадков с температурой и влажностью воздуха, а в тропических и экваториальных широтах - еще и с дивергенцией (конвергенцией) результирующего ветра. Соответственно средняя многолетняя месячная интенсивность осадков определяется в умеренных и высоких широтах по формуле:

$$\bar{J} = 0,44 + 0,0038 et, \quad (3.6)$$

а в тропических и экваториальных

$$\bar{J} = 0,44 + \mathcal{K} et. \quad (3.7)$$

Здесь $\bar{J}$, мм/ч - интенсивность, t , ^0C и e , гПа - соответственно температура и парциальное давление водяного пара воздуха, $\mathcal{K}$ - переменный коэффициент, зависящий от величины дивергенции (конвергенции) результирующего ветра $divR$. Все эти параметры определяются по данным судовых наблюдений на акватории Мирового океана. Точность метода составляет около $\pm 30\%$ для месячных и ± 15 для годовых значений интенсивности.

Общая продолжительность осадков на океанах, также необходимая для определения общего их количества, рассчитывается по данным судовых наблюдений за повторяемостью осадков. Эти же значения общей продолжительности осадков использованы для расчета продолжительности твердых осадков на океанах по формуле (3.3).

3.1.3. Определение температуры воздуха на границе питания ледников

Из всех метеорологических элементов температура воздуха измеряется точнее всего и надежнее других интерполируется и экстраполируется по территории и высоте. Несмотря на большую микро- и мезоизменчивость температурного поля в горах, вызванную многосторонним влиянием рельефа на климат, связь температуры воздуха с высотой местности определяющая. Кроме того, в горных странах и в горизонтальном направлении изменчивость температуры, как и других метеозадающих элементов, значительно больше, чем на равнинах, поскольку горы часто служат климаторазделами. Таким образом, построение поля температур в горах опирается на расчет вертикальных и горизонтальных градиентов.

Вертикальные температурные градиенты γ лучше всего определять графическим способом - по корреляционным температурно-высотным графикам, построенным по средним многолетним месячным или летним данным метеостанций всей исследуемой территории (Рубинштейн, 1937). Графический способ позволяет найти обобщенную величину γ в наиболее чистом виде, т.е. отражающую только фактор высоты в изменении температуры с высотой. Другое преимущество графического способа - возможность выявить изменения γ с высотой, а также разделить районы с неодинаковыми параметрами связи. В районах, где преобладают морские черты климата, γ заметно меньше, чем в районах с континентальными.

Однако при недостаточно большом числе метеостанций и неравномерном их распределении по территории и высотным зонам проведение линии связи на температурно-высотном графике может дать неправильный результат, если пользоваться методом наименьших квадратов (Давидович, 1984). Поэтому мы использовали способ, суть которого состоит в следующем: поле разброса точек ограничивается прямыми линиями, проведенными по крайним точкам, по продольной оси этого поля проводится линия связи и вычисляется γ (рис.3.3).

При отсутствии или чрезвычайно ограниченном количестве метеостанций γ рассчитывался для того диапазона высот, в котором находится достаточное число метеостанций, для более высоких зон применялся средний склоновый градиент, равный в летние месяцы $0,60^\circ/100$ м. При этом в районах с ярко выраженной океаничностью климата γ уменьшали до $0,55^\circ/100$ м, а с резко выраженной континентальностью увеличивали до $0,70^\circ/100$ м. При наличии аэрологических станций использовались их данные для расчета градиента в верхнем высотном поясе гор, так как там существенно влияние свободной атмосферы.

Для учета горизонтальных температурных градиентов применялась карта изотерм, приведенных к единому уровню. Такая карта представляет собой поле температуры, от которого с помощью вертикального градиента можно экстраполировать температуру воздуха в любой точке до реальной высоты физической поверхности, избегая ошибок, связанных с изменчивостью температуры в горизонтальных направлениях. В настоящем Атласе на все крупные горно-ледниковые регионы представлены карты средней летней температуры воздуха на едином уровне, который выбирали индивидуально для каждой горной страны, приблизив его к средней высоте концов горных ледников.

Помимо вспомогательных целей карты изотерм на едином уровне имеют и самостоятельное климатологическое и гляциологическое значение, так как дают возможность оценить различия в термических условиях разных частей исследуемых территорий, вызванных влиянием макро- и мезомасштабных факторов - атмосферной циркуляции, близости океанов или других крупных водоемов, направления хребтов и долин по отношению к основным влагонесущим ветрам.

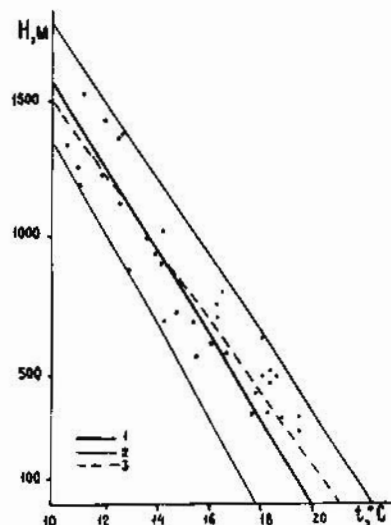


Рис.3.3. Пример определения вертикального температурного градиента. Скалистые горы, июнь-август. 1 - линия связи t с высотой H , по которой рассчитывается температурный градиент; 2 - прямые, ограничивающие поле разброса точек; 3 - линия связи, определенная по формальным признакам

сущим потокам и т.д. Построение температурного поля на едином уровне не означает, что реальная горная страна заменяется гипотетическим плоскогорьем, оно только исключает фактор высоты, подчеркивая тем самым в рисунке изолиний воздействие всех прочих физико-географических факторов, в том числе и орографии. Термические различия, связанные с такими крупномасштабными воздействиями, на обычной карте, отнесенной к реальной поверхности, затушеваны в горах подавляющим влиянием высоты местности, они проявляются только в разной высоте прохождения изотерм, а характер их рисунка в целом подобен горизонталям.

Изотермы, приведенные к единой высоте, имеют особенно ценное для горных областей преимущество: вследствие простого рисунка их построение не требует большого количества исходной информации. Кроме того, данные по прилегающим предгорным и даже равнинным территориям помогают уточнить положение изотерм не только вблизи рамок карты, но и над внутренними высокогорными районами (рис.3.4).

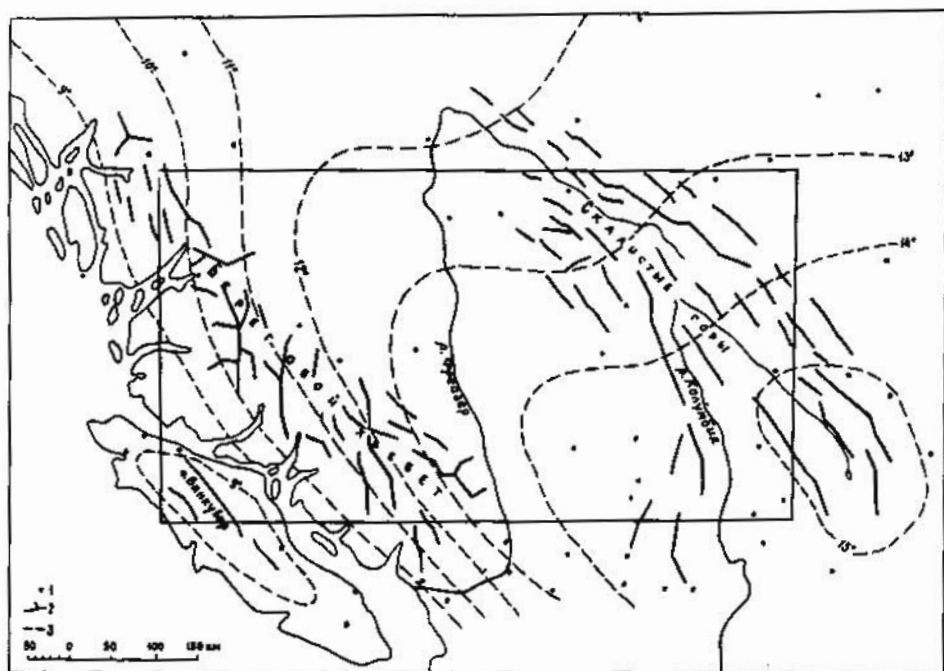


Рис.3.4. Пример построения карты изотерм на едином уровне (1000 м над ур. моря). Юго-западная Канада, июнь-август. 1 - метеостанции, 2 - хребты, 3 - изотермы. Внутренней рамкой ограничена территория, показанная на картах 1-го тома Атласа

Температура воздуха, определенная с помощью вертикального градиента экстраполяцией от температурного поля на единой высоте, относится к неледниковой территории. Для перехода к летней температуре на границе питания ледников t_d нужно ввести поправку на охлаждающее ледниковое воздействие, которое больше всего проявляется летом, поскольку вызвано главным образом теплоотдачей воздуха в процессе турбулентного обмена с тающей снежно-ледниковой поверхностью. Разность температуры над ледниковой и неледниковой поверхностями на одних и тех же абсолютных высотах - так называемый скачок температуры - весьма изменчива и по ледниковой зоне, и в пределах каждого ледника. Наибольшей величины скачок достигает, по-видимому, в верхней части области абляции вблизи границы питания ледника. Здесь, на малых и средних по размеру ледниках умеренной и субтропической зон средняя величина скачка за три летних месяца составляет $1,8^{\circ}$, а на крупных ледниках субтропиков доходит до $4-5^{\circ}$ (Давидович, 1982а).

В настоящем Атласе для расчета t_d применялись корреляции между скачком (или непосредственно температурой над ледниками вблизи границы питания) и температурой над неледниковой поверхностью, полученные по материалам экспедиционных наблюдений. При этом для внутриконтинентальных субтропических районов Азии использовалась корреляция, рассчитанная для Восточного Памира (неопубликованные исследования И.М.Лебедевой). Для уме-

ренной зоны использовалась связь, полученная по эмпирическим данным на нескольких десятках ледников в разных горных странах Евразии, которая выражается уравнением регрессии $t_d = 0,85t - 1,20$, где t - температура над неледниковой поверхностью, приведенная к высоте границы питания ледника. Средняя квадратическая ошибка этого уравнения - $0,6^\circ$, коэффициент корреляции - $0,9$ (Давидович, 1984).

3.1.4. Расчет и построение высотных зависимостей сумм положительных температур воздуха Σt_+ и общей продолжительности теплого периода N_{t_+} .

Методы построения карт указанных характеристик различны для равнинных и горных территорий. Общая черта - их расчет для каждой метеостанции способом А.А.Шепелевского по гистограмме годового хода средних месячных температур (Рубинштейн, 1937). На равнинах изолинии каждой из этих климатических характеристик вычерчиваются путем интерполяции в поле точек - данных метеостанций - с учетом форм рельефа; в горах изолинии проводят на основании высотных зависимостей.

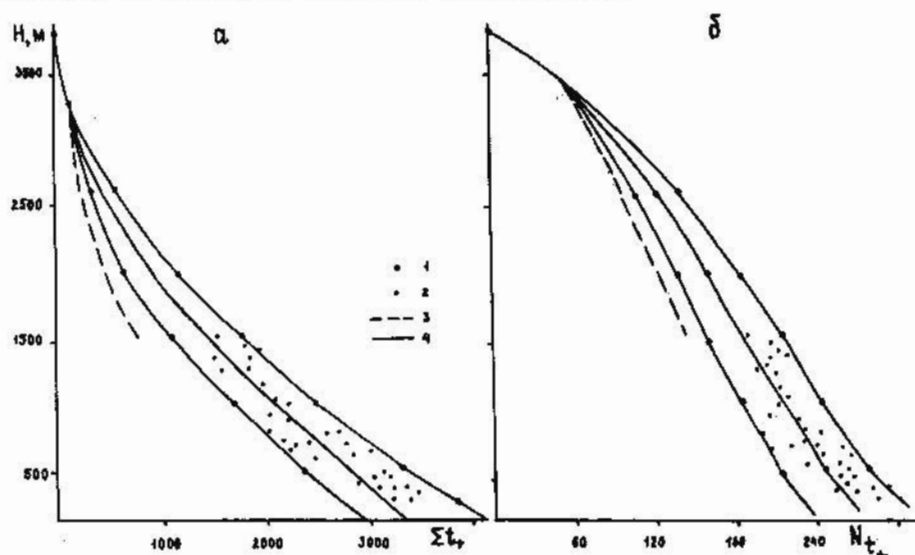


Рис.3.5. Построение графиков связи Σt_+ и N_{t_+} с высотой H . 1 - точки, полученные расчетным способом; 2 - точки, полученные по данным непосредственных наблюдений на метеостанциях; 3 - кривые для ледников; 4 - кривые для неледниковой поверхности

В отличие от температуры воздуха связь Σt_+ и N_{t_+} с высотой не линейна, а выражается графически в виде кривых вогнутой формы для Σt_+ и выпукло-вогнутой для N_{t_+} (рис.3.5). Это обстоятельство часто приводит к грубым ошибкам в определении Σt_+ и N_{t_+} на больших высотах, когда их экстраполируют с постоянным градиентом, полагая связь с высотой линейной. Расчет этих показателей по гистограмме годового хода экстраполированной температуры воздуха, который дает продолжительность только устойчивого периода и сумму температур внутри него, для нас неприемлем по следующим соображениям. На больших высотах устойчивый период с положительной средней суточной температурой резко сокращен и часто распадается на отдельные короткие периоды или дни. Разность между полным числом дней в году с положительной температурой и ее устойчивым периодом очень небольшая в среднегорном поясе (например на Большом Кавказе не более 10 дней, или 3-5% продолжительности устойчивого периода). Однако с высотой эта разность увеличивается, и в высокогорном поясе, начиная с какого-то определенного уровня, устойчивый период исчезает совсем, в то время как количество дней с температурой выше нуля остается еще значительным. В гляциологических целях важнее знать именно общее число дней с положительной температурой, так как оно полнее характеризует процессы абляции.

При разработке методов построения высотной зависимости Σt_+ и N_{t_+} в высокогорье была использована эмпирическая связь между Σt_+ за полное число дней с положительной температурой и средней температурой за июнь-август t_d . Как было установлено (Давидович, 1982а), эта связь при отрицательных и близких к нулю положительных значениях t_d неизменна во всех районах от Арктики до субтропиков. Региональные различия появ-

ляются лишь при t_d выше 4°C . При $t_d = 4^{\circ}\text{C}$ сумма положительных температур равна 450° , при $t_d = 0^{\circ}\text{C}$ она составляет 100° и приближается к нулю при $t_d = -4^{\circ}\text{C}$. Последняя величина была принята за предел, ниже которого практически не бывает дней с положительной средней суточной температурой. Следовательно, на графике связи t_d с высотой H можно определить высоты, на которых Σt_+ равна 450, 100 и 0° и таким образом построить верхнюю часть кривой высотной зависимости Σt_+ . Нижняя часть кривой, обеспеченная данными наблюдений, строится обычным способом по этим материалам, рассчитанным с помощью гистограммы годового хода температур. Если и в нижнем высотном поясе метеостанции отсутствуют, то Σt_+ определяется с помощью гистограммы по экстраполированным средним месячным температурам до высоты, где $t_d = 4^{\circ}\text{C}$. При этом разностью суммы за полное число дней с положительной температурой и за устойчивый период можно пренебречь.

Кривая высотной зависимости N_{t_+} строится аналогичным способом до высоты, где $t_d = 4^{\circ}\text{C}$. Выше этого уровня рассчитать N_{t_+} нельзя, так как отсутствует его связь с t_d . Связь между Σt_+ и t_d существует потому, что Σt_+ определяется в основном средними суточными температурами за лето, а вклад в общую сумму тех дней, которые находятся за календарными пределами летних месяцев, незначителен из-за невысоких температур в это время. Однако в отношении N_{t_+} каждый день с положительной температурой имеет равный вес в общей продолжительности теплого периода независимо от значения самой температуры. Из-за невозможности расчета верхний отрезок кривой высотной зависимости N_{t_+} строится путем интерполяции до нулевой точки, которая естественно находится на той же высоте, что и нулевое значение Σt_+ .

При учете влияния ледниковой поверхности на Σt_+ и N_{t_+} мы исходили из представлений, изложенных в работе (Н.В.Давидович, 1982б). Поскольку охлаждающее воздействие ледников проявляется в основном летом и менее заметно в переходные периоды, оно сказывается на величинах Σt_+ в гораздо большей степени, чем на N_{t_+} . На больших высотах, где температура летом ниже нуля, и ледник уже не действует выхолаживающим образом, температурный скачок исчезает, т.е. нет практически разницы в температуре над ледником и свободной ото льда поверхностью. Следовательно, нет необходимости вводить поправки на ледниковое влияние в расчеты высоты нулевых и малых значений Σt_+ и N_{t_+} . Охлаждающее влияние горных ледников на приледниковую территорию распространяется только на зону действия ледникового ветра. Поэтому оно проявляется в верховьях долин, по видимому, не более чем на 1-2 км от конца ледника, что учитывается при вычерчивании изолиний Σt_+ и N_{t_+} вблизи его края. Ледниковая система в горных странах умеренных и субтропических широт в целом не оказывает влияния на температурное поле внеледниковой территории. Следовательно, высотные зависимости Σt_+ и N_{t_+} , о которых говорилось выше, могут применяться на всем пространстве карт, за исключением самих ледников и тех небольших участков долин, куда проникает ледниковый ветер.

Высотные зависимости Σt_+ в ледниковых зонах строились по рассчитанным значениям на разных уровнях, обычно через каждые 500 м, начиная от уровня расположения самых низких концов ледников. Высота изолиний 0° и 100° снималась с графика для неледниковой поверхности. Расчет выполнен по тем же, снятым с температурно-высотных графиков средним месячным температурам, что и для неледниковых поверхностей, но уменьшенным на величину скачка. Пример такой кривой показан на рис.3.5а. Изолинии Σt_+ ледниковой поверхности ниже, чем неледниковой, как правило, на 200-300 м в умеренной зоне и на 400-500 м в субтропиках.

Эмпирических данных о ледниковом влиянии на N_{t_+} крайне мало, так как одновременные наблюдения на ледниках и приледниковых территориях в переходные периоды, которые только и определяют величину N_{t_+} , проводятся еще реже, чем летом. Судя по немногочисленным наблюдениям, продолжительность теплого периода на горных ледниках в области абляции сокращается на 10-15 дней по сравнению с неледниковой территорией. Исходя из этих

данных, и строились системы кривых Nt_t для ледниковой зоны. Как видно на рис.3.5 б, высота изолиний Nt_t над ледниками снижается на 100-200 м.

3.2. Климатические условия зоны постоянных морских льдов и покровного оледенения в Арктике

Для Арктики характерны специфический радиационный режим, наличие многолетних плавающих льдов на море и ледниковых покровов на суше, вечная мерзлота, низкая температура воздуха при избыточной увлажненности. Эта специфика определяется главным образом приполюсным положением района, а также сложным взаимодействием протекающих здесь природных процессов с циркуляцией атмосферы и океана в более южных широтах.

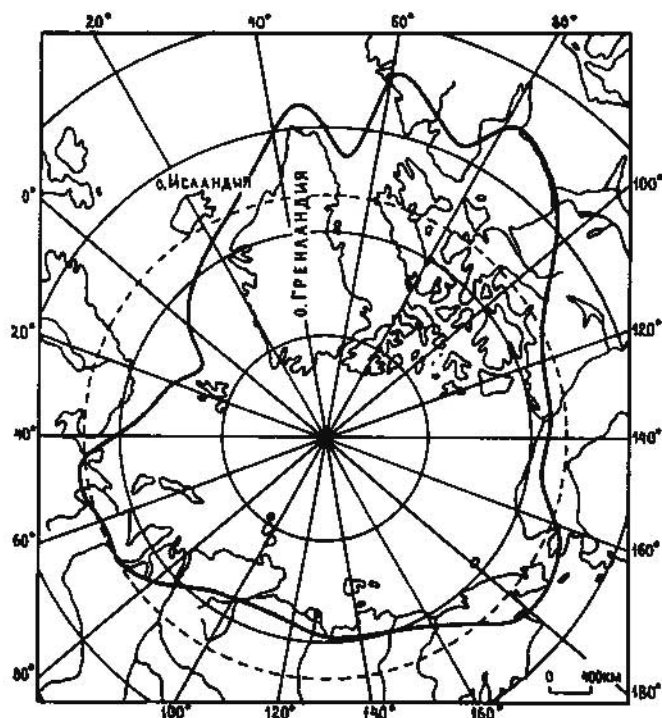


Рис.3.6. Граница Арктики (Атлас Арктики, 1985)

В период полярной ночи приток солнечного тепла отсутствует, и подстилающая поверхность, а также атмосфера непрерывно выхолаживаются. В полярный день, наоборот, солнечное тепло поступает непрерывно. Приток солнечной радиации к земной поверхности теоретически должен иметь широтный характер, однако в Арктике в теплое полугодие и в сумме за год он отличается резко выраженной аazonальностью, определяемой в основном особенностями циркуляции атмосферы.

Наряду с притоком солнечной радиации и циркуляцией атмосферы важную роль в формировании арктического природного комплекса играют океаническая циркуляция и характер подстилающей поверхности. В системе Североатлантического течения в Северный Ледовитый океан транспортируется, в основном через Фарерско-Шетландский пролив, огромное количество тепла, соизмеримое с теплом, поступающим непосредственно от Солнца и переносимым воздушными течениями. Подавляющая его часть расходуется на нагрев воды и атмосферы морей Северо-Европейского бассейна, формируя над Норвежским и Баренцевым морями крупнейший на земном шаре очаг положительных аномалий температуры воздуха и определяя практически безледный режим этих морей (Никифоров, Шпайхер, 1980). Лишь 11% атлантического тепла через пролив между Шпицбергом и Гренландией проникает в Арктический бассейн, где атлантические воды, будучи более солеными, опускаются под поверхностные слои и распространяются вдоль евразийского материкового склона на восток. Их климатообразующий эффект сказывается обычно через несколько лет.

Благодаря в первую очередь притоку атлантических вод, а также выносу в Арктику тепла атмосферной циркуляцией и фазовым преобразованиям (выделению тепла при замерзании

Комплексная физико-географическая граница Арктики, принятая в Атласе Арктики (1985), имеет сложный характер (рис.3.6). Дальше всего на юг, вслед за Гренландским ледниковым щитом и дрейфующими льдами, выносимыми из Арктического бассейна, она опускается в западной части Северной Атлантики - до 55-60° с.ш. Наиболее северное ее положение, определяемое главным образом морским оледенением, отмечается в Баренцевом море - 77° с.ш. Таким образом, понятие Арктика не может быть связано с каким-либо одним широтным кругом, поскольку ее физико-географическая граница меняет свое положение с севера на юг в диапазоне не более 2 тыс.км.

Основной фактор формирования климата Арктики, как и любого другого района - приток тепла от Солнца. В пе-

воды), средняя температура воздуха зимой в центральной части Арктического бассейна на $8-10^{\circ}$ выше, чем над расположенными на 2 тыс. км южнее районами Восточной Сибири. Отопляющее влияние тихоокеанских вод на климат Арктики примерно на порядок меньше, чем атлантических (Никифоров, Шпайхер, 1980).

Большая часть акватории Северного Ледовитого океана - $12,3 \text{ млн км}^2$ - покрыта многолетними дрейфующими льдами; кроме того $4,4 \text{ млн км}^2$ занято однолетними льдами (Захаров, 1981). Наличие ледяного покрова в условиях полярной ночи способствует дополнительному выхолаживанию приземного слоя воздуха и увеличению в 3-5 раз годовых амплитуд температуры по сравнению с окраинными морями, свободными ото льдов. Летом большую климатообразующую роль приобретает альbedo льда, в 5-10 раз превышающее его величины для водной поверхности и суши. Все поступающее от Солнца и путем адвекции тепло затрачивается на таяние снега и льда. В результате тающие льды стабилизируют метеорологический режим Арктического бассейна и способствуют формированию над обширным приполюсным районом однородных условий погоды. В целом Арктический бассейн летом воздействует на атмосферу как очень холодное море (Метеорологический режим..., 1971). Большинство островных ледников Северо-Европейского бассейна и Канадского Арктического архипелага оказывает локальное воздействие на климат, сравнительно мало влияя на фоновые климатические условия. Из наиболее характерных особенностей местных климатических условий ледников следует отметить существование над ними глубоких температурных инверсий, связанных с высокими коэффициентами излучения снега и льда и постоянно близкой к 0°C температурой воздуха в период абляции. Характерна также частая повторяемость ледниковых ветров, которые в зависимости от местных условий могут иметь характер фёна или боры. Количество осадков над ледниками, как правило, возрастает.

Гренландский ледниковый щит оказывает значительное влияние на климат самого острова и окружающих его районов. Длина щита составляет 2 тыс. км, а высота 3400 м над ур. моря (Климат полярных районов, 1973; Radok a.o., 1982). Его охлаждающее влияние в среднем за год составляет 5° в слое атмосферы до 300 м (Кренке, 1982). Для барических волн синоптического масштаба (длиной 1-2 тыс. км) Гренландия служит препятствием и формирующаяся волновая тень простирается на восток на 2 тыс. км, причем вдоль нее концентрируются преобладающие пути циклонов и формируется исландско-карская барическая ложбина. Кроме того, холодный воздух, стекающий с Гренландского ледникового щита, вызывает регенерацию и усиление проходящих циклонов. Последние приобретают северную составляющую и играют важную роль в питании осадками ледниковых покровов Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Баффиновой Земли и других островов (Кренке, 1982). Расчеты показали, что в безледной Гренландии общий характер зимней циркуляции атмосферы сохранился бы (при смещении, однако, барического минимума от Исландии к Северной Америке), но летом атлантический барический минимум исчезал бы аналогично тихоокеанскому (Чижов, 1976).

Возмущающее влияние на циркуляцию атмосферы горно-ледниковых систем Новой Земли, Шпицбергена, Баффиновой Земли и других островов значительно меньше. Так, влияние горного хребта Брукса на Аляске на ветровой режим отчетливо прослеживается на расстоянии 200 км к северу от него (Метеорологический режим..., 1971). Следует отметить также резкие контрасты погоды над ледяными куполами и вблизи уровня моря.

3.2.1. Радиационный режим и циркуляция атмосферы

Вследствие высокой прозрачности атмосферы интенсивность прямой солнечной радиации в Арктике в среднем на 20% больше, чем в умеренных широтах. Однако из-за большой повторяемости облачности ее доля в общем потоке суммарной радиации не превышает 10-20%. Основную часть суммарной радиации составляет рассеянная, достигающая в Арктическом бассейне 90%. Снежно-ледяная подстилающая поверхность при наличии сравнительно тонкой слоистообразной облачности способствует увеличению рассеянной радиации в 1,5 раза. Поэтому в сумме за год приход суммарной радиации в Арктике сравним с величинами,

характерными для умеренных широт. В период полярного дня над снежно-ледяной поверхностью величины суммарной радиации даже больше, чем в умеренных широтах.

С ноября по январь большая часть Арктики находится в зоне полярной ночи, и приток радиации отсутствует. На широте полярного круга месячные суммы поступающей на поверхность радиации в это время не превышают 20 МДж/м^2 .

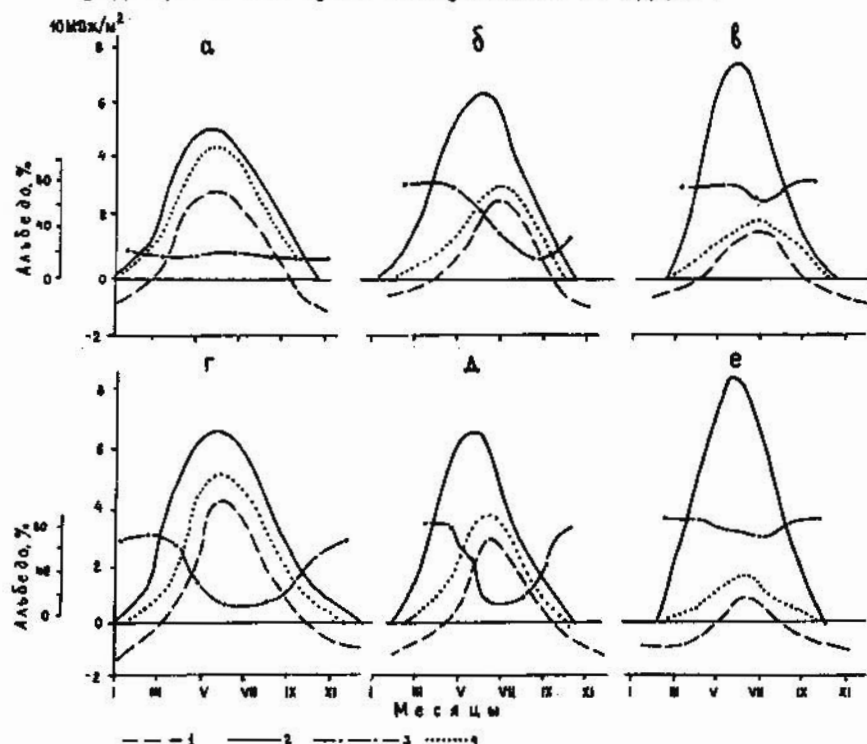


Рис.3.7. Годовой ход радиационного баланса и его составляющих в Арктике: а - открытое море, б - море с сезонными изменениями ледовитости, в - паковый лед, г - побережье арктических морей южнее 70°с.ш. , д - побережье арктических морей севернее 70°с.ш. , е - ледники. 1 - радиационный баланс; 2 - суммарная радиация, 3 - альbedo, 4 - поглощенная радиация

Положение отдельных районов повышенного и пониженного прихода радиации зависит от распределения облачности и льда (см. с.56 в I томе Атласа). Минимум радиации наблюдается над открытой водной поверхностью, особенно в районах наибольшей облачности: над Гренландским, Норвежским и Баренцевым морями. Над паковыми льдами Арктического бассейна, несмотря на самую большую для Арктики облачность (более 9 баллов), радиация возрастает вследствие многократного ее отражения от облаков и поверхности льда. На побережье Гренландии и Канады наблюдается самый большой на уровне моря приход суммарной радиации. На всех ледниках Арктики с высотой, как правило, суммарная радиация возрастает на 10-15% весной и на 30-40% летом.

Радиационный баланс как результирующая величина прихода и расхода радиации в большой степени определяется состоянием подстилающей поверхности, весьма изменчивым в Арктике. Величины альbedo здесь охватывают весь возможный для поверхности Земли диапазон: для свежеснежного снега - 0,80-0,95; чистого таящего снега - 0,60-0,80; таящей ледниковой поверхности - 0,50-0,85; пакового льда без снега - 0,50-0,65; припайного льда без снега - 0,40-0,50; тундры - 0,15-0,20; морской воды - 0,10-0,15.

Различия в альbedo особенно заметны летом, когда прибрежные районы почти полностью освобождаются от снега, акватория Северного Ледовитого океана представляет собой постоянно меняющуюся мозаику льда и воды, а ледники даже после схода снега имеют высокую отражательную способность. Из-за наличия снежного покрова снижается основная составляющая радиационного баланса - поглощенная радиация. Преобладание излучения над притоком радиации приводит к отрицательному годовому балансу для этих поверхностей.

Часть поглощенной солнечной радиации проникает в снег на глубину до 5 см в марте, 20 см в июне и 30 см в период интенсивного таяния (Черниговский, Маршунова, 1965). Лед более проницаем для радиации, чем снег. В свою очередь морской лед менее проницаем, чем лед, образовавшийся из пресной воды, а паковые льды пропускают вдвое меньше радиации, чем лед припая.

По данным М.С.Маршуновой и Н.Т.Черниговского (1971), существует шесть типов радиационного режима (три на море и три на суше), которые отличаются годовым ходом альбедо и радиационного баланса (рис.3.7).

Величина радиационного баланса за год в Арктике меняется в широком диапазоне: от 500-1000 МДж/м² на поверхности воды, свободной ото льда, до -100, -200 МДж/м² на покровных ледниках и паковых льдах. Положение нулевой изолинии баланса совпадает с границей паковых льдов. Многолетние наблюдения показали, что при среднем альбедо за год более 0,70 радиационный баланс всегда отрицателен, как бы ни был высок приход суммарной радиации. На дрейфующих льдах Арктического бассейна в отдельные годы, когда при интенсивном таянии альбедо в июле-августе на отдельных участках снижается до 0,50, радиационный баланс за год может оказаться близким к нулю или чуть выше.

В отличие от умеренных широт в высоких в целом резко преобладают окклюдирование и заполнение циклонов над процессами циклогенеза. По существу, в Арктике есть только один достаточно четко выраженный перманентный район формирования циклонов в районе Датского пролива, где они обязаны своим образованием термическим контрастам ледникового щита Гренландии и теплых вод Северной Атлантики. Здесь ежемесячно отмечается 1,0-1,2 случая циклогенеза (Метеорологический режим..., 1971). Исландский минимум - основной генератор циклонов, проникающих в Арктику, наиболее активный в осенне-зимний период, но не прекращающий своей деятельности и летом. Отсюда циклоны перемещаются в основном на северо-восток и через Гренландское, Норвежское и Баренцево моря могут достигать центральной части Арктического бассейна (см. с.56 I-го тома Атласа). Вторая ветвь атлантических циклонов направлена вдоль западного побережья Гренландии на север в море Баффина. Зимние циклоны, формирующиеся в системе исландского минимума, отличаются наибольшими скоростями перемещения - в среднем 35-40 км/час, максимум - до 120 км/час, значительной глубиной и максимальным запасом кинематической энергии.

Другой очаг интенсивного формирования циклонической циркуляции располагается в северной части Тихого океана (алеутский минимум) и в отличие от североатлантического действует только в осенне-зимний период. Отсюда циклоны проникают в Арктику преимущественно через район Берингова пролива, но часть циклонов тихоокеанского происхождения перемещается через Охотское море в Якутию и по долинам сибирских рек выходит в арктические моря. Как правило, это холодные циклоны с трансформировавшимися над холодной подстилающей поверхностью воздушными массами. Однако при больших скоростях перемещения они могут вызвать резкое повышение температуры среди зимы. Над Арктическим бассейном циклоны формируются исключительно редко.

Гренландский ледниковый щит служит препятствием для большинства барических образований, но случаи пересечения острова циклонами не исключительны, особенно в его южной части. Однако фронтальные разделы в них обычно размыты, и выпадающие осадки незначительны (Метеорологический режим..., 1971).

Повторяемость циклонов зимой над морями Северо-Европейского бассейна превышает 20%, а южнее Шпицбергена 30%. Летом циклогенез в системе исландской депрессии ослабевает, а на севере Тихого океана прекращается полностью. Одновременно активизируется циклоническая деятельность в северных районах Восточной Сибири и Канады. Наибольшая повторяемость циклонических образований, как и зимой, отмечается над морями Северо-Европейского бассейна, а также над Северной Канадой. Следует, однако, отметить, что летние арктические циклоны неглубоки и малоинтенсивны.

Антициклоны чаще всего развиваются зимой над выхоленной поверхностью Восточной Сибири, Гренландии и центральной части Арктического бассейна, где их повторяемость составляет около 15%. Реже всего антициклонические образования зимой отмечаются над Баренцевым морем и Баффиновой Землей - менее 5%. Восточно-Сибирские антициклоны чаще смещаются на северо-восток, усиливая арктический максимум, а гренландские - на юго-восток и восток. Летом очаги антициклогенеза отмечаются над Гренландией и морями Лап-

тевых, Баффинова. Зимние антициклоны, по сравнению с летними, значительно более устойчивы и малоподвижны.

В целом в Арктике, как и в умеренных широтах, прохождение активных циклонических образований сопровождается резкими перепадами температуры воздуха, усилением ветра, выпадением осадков. Для антициклонов характерна устойчивая сухая погода с пониженным температурным фоном зимой и повышенным летом.

3.2.2. Ветровой режим и снегоперенос

Соответственно барическому режиму в Арктике наблюдается тенденция к муссонной смене преобладающих направлений ветров: зимой чаще наблюдаются ветры южных румбов, а летом - северных. Однако устойчивость преобладающих ветровых потоков сравнительно невелика, особенно летом (см. с. 56 I-го тома Атласа).

Наибольшие средние скорости ветра отмечаются, как правило, зимой - от 9-10 м/с над североευропейскими морями до 5 м/с над центром арктического бассейна. Исключение составляют районы зимнего антициклогенеза Канады, Восточной Сибири и прилегающих к ним морей Восточно-Сибирского и Бофорта, где летом средние скорости ветра на 1-1,5 м/с выше, чем зимой. Летом пространственные различия сглаживаются, и средняя скорость ветра повсеместно не превышает 6 м/с. Характерно, что зимой повышается повторяемость штилей, особенно над сушей.

В прибрежных районах ветры, как правило, ослабевают. Однако из-за воздействия орографии в некоторых районах вблизи берегов (Гренландия, Шпицберген, Новая Земля, западное побережье Таймыра) средние скорости ветра на 2-4 м/с больше, чем в открытом море. Обычно это связано с частой повторяемостью местных ветров - сильных, порывистых потоков типа фёна (теплые) или боры (холодные), возникающих при определенных синоптических ситуациях и сопровождающихся резкими изменениями температуры.

Наличие квазистационарной области повышенного давления над Гренландией способствует формированию стокового ветра на ледниковых склонах. Над пологими внутренними районами они имеют умеренные скорости - до 4-6 м/с, но на крутых склонах ледникового щита нередко приобретают характер внезапных, но непродолжительных обвалов воздуха, скорость которых достигает 25-30 м/с. Аналогичные кататические падающие ветры (вилли-воу и др.) отмечаются и на некоторых ледниках Шпицбергена и островов Канадского Арктического архипелага. В прибрежных районах, особенно на западном побережье Гренландии, наличие стоковой циркуляции маскируется воздействием общециркуляционных и орографических факторов. В летние месяцы районы, свободные от оледенения, сильно прогреваются, и над ними преобладают ветры, направленные с холодного, покрытого льдом моря на сушу - "летний муссон". Сталкиваясь с противоположно направленными стоковыми ветрами, они образуют затишья вблизи края ледникового щита (Метеорологический режим..., 1971).

Режим ветра сильно влияет на формирование снежного покрова. Выпавший на земную поверхность снег при скорости ветра, превышающей критическую, поднимается в воздух и в процессе метелевого снегопереноса транспортируется на значительные расстояния. Критическая скорость ветра, при которой частицы снега отрываются от поверхности и могут поддерживаться во взвешенном состоянии, в большой степени зависит от характера покрова. При свежевывавшем сухом снеге для возникновения метели может оказаться достаточной скорость ветра 5-6 м/с, однако лишь при скоростях, превышающих 15 м/с, метели наблюдаются практически со 100%-ной вероятностью.

Большая повторяемость метелей - характерная черта арктического климата. Среднее за год число дней с метелью меняется в широких пределах - от 40-60 дней в районах с ослабленной циркуляцией атмосферы зимой, до 100-120 в районах Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Карского моря и несколько меньше над Чукотским морем. Наиболее подвержен метелям Северный остров Новой Земли (Справочник по климату СССР, 1965-1969).

При метелях в воздух поднимаются значительные массы снега. Чем больше скорость ветра, тем интенсивнее снегоперенос и тем выше поднимаются частицы снега. С высотой интенсивность снегопереноса резко убывает. Если принять за верхнюю границу снегопереноса уровень, ниже которого сосредоточено 99% переносимой массы снега, то при скорости ветра 25-26 м/с высота метелей в Арктике составляет 80-90 м, хотя отдельные мелкие частицы снега могут подниматься на 200-300 м от поверхности земли. Наибольший снегоперенос отмечается на побережье арктических морей и на поверхности ледниковых покровов.

В наиболее ветреных районах Арктики (побережье Баренцева и Карского морей) за год переносится $(2-3) \cdot 10^5$ т/км. В наиболее спокойном внутреннем районе Гренландии величина снегопереноса примерно на порядок меньше. Однако, если в Гренландии в связи с преобладанием стоковых ветров большая часть суммарного снегопереноса направлена вниз по склону, то в других районах картина более сложная. Из-за квазикругового характера роз ветров в большинстве районов Арктики величина суммарного снегопереноса не позволяет судить о результирующем переносе и перераспределении снежного покрова.

3.2.3. Режим температуры воздуха

Контрасты в температурном режиме между отдельными арктическими районами особенно велики зимой, а летом они сглаживаются. Благодаря теплящему эффекту океанической и атмосферной циркуляции зимой над морями Северо-Европейского бассейна и в меньшей степени над морями Баффина и Чукотским формируется аномально высокая для этих широт температура воздуха. Для этих районов характерны некоторые черты морского климата: запаздывание в наступлении годовых экстремумов и уменьшение годовой амплитуды температуры. На остальных территориях в той или иной степени проявляются черты континентального климата: экстремум средней многолетней температуры воздуха приходится на январь и июль, а годовая амплитуда резко возрастает. Наиболее континентален в границах Арктики климат Канадского Арктического архипелага (см. графики на с. 56-57 I-го т. Атласа).

Характерной особенностью годового хода средней многолетней температуры воздуха приатлантического сектора Арктики и в меньшей степени района Чукотского моря служит незначительное ее изменение от месяца к месяцу с декабря по март и отсутствие, в отличие от других, прежде всего континентальных районов, ярко выраженного годового минимума. Это явление получило в литературе название "безъядерная зима" и свидетельствует якобы об устойчивом характере арктических зим.

В действительности, как показали более поздние исследования (Петров, 1959; Метеорологический режим..., 1971), для указанных районов Арктики характерны не безъядерные зимы, а теплаядерные, характеризующиеся тем, что вследствие резкого усиления адвекции тепла, температура одного из центральных зимних месяцев оказывается выше, чем предыдущих и последующих. Поскольку в отдельные годы усиление адвекции тепла и соответственно формирование вторичного зимнего максимума температуры может произойти в любой зимний месяц, осреднение за многолетний период создает иллюзию сглаженности температурной кривой.

Если безъядерность арктических зим фиктивна, то близость значений средних температур июля и августа над большей частью Северного Ледовитого океана отражает реальные процессы и связана с нивелирующим влиянием холодной поверхности моря, тающих льдов и ослабленностью атмосферной циркуляции.

Для переходных периодов года характерно резкое изменение температуры от месяца к месяцу, обусловленное радиационным фактором, причем весной она повышается более интенсивно, чем снижается осенью. На годовой ход температуры в Арктике заметно влияют фазовые преобразования на поверхности Северного Ледовитого океана, связанные с поглощением большого количества тепла при таянии льда и его выделением при ледообразовании. Они способствуют некоторому уменьшению годовых экстремумов температуры воздуха, а также смещению времени их наступления в среднем на один месяц.

Одной из наиболее репрезентативных характеристик термического режима нивально-гляциальных систем служат суммы отрицательных и положительных значений средней суточной температуры воздуха и их соотношение. Суммы отрицательных температур характеризуют запасы холода, определяют устойчивость нивально-гляциальных объектов.

Диапазон изменения годовых сумм отрицательных температур очень велик: от близких к нулю величин* в Норвежском море до 10-11 тыс. градусодней в центральной части Гренландии (см. с. 57 I-го тома Атласа). Вблизи уровня моря наибольшие суммы - свыше 7000 градусодней - отмечаются в районе между Северным полюсом и Канадским Арктическим архипелагом, а также на севере Восточной Сибири - более 6000 градусодней. Первый из этих очагов обязан своим существованием интенсивному выхолаживанию подстилающей поверхности во время полярной ночи, а второй - главным образом наличием стационарного антициклона.

В горных районах суммы отрицательных температур обычно увеличиваются, и только в горах Восточной Сибири иногда имеет место обратный эффект, о чем свидетельствуют данные станций, расположенных выше слоя инверсии на 200-300 м. Наибольшие горизонтальные градиенты сумм температур характерны для гористых побережий Гренландии, Баффиновой Земли, о. Элсмир.

Граница устойчивых отрицательных сумм температур воздуха проходит около 70° с.ш. в Норвежском море и на 2 тыс. км южнее в западной части Атлантического океана. Соседство теплых безледных Норвежского и Баренцева морей и выхолаженных ледяных массивов Гренландии и Арктического бассейна обуславливает формирование зимой зоны огромных горизонтальных температурных градиентов, достигающих 15-18° на 500 км. В арктическом бассейне эти градиенты понижены.

Для распределения сумм положительных температур характерны крайне низкие их значения над акваториями арктических морей - менее 200 градусодней. Севернее 80° с.ш. и во внутренних районах Гренландии периоды с устойчивой положительной средней суточной температурой отсутствуют. При переходе с моря на континент и в Северной Атлантике суммы температур резко возрастают.

Средняя месячная температура самого теплого месяца (июль) над акваторией Арктического бассейна почти всегда отрицательная, и лишь 1-2 раза за 10 лет поднимается на 0,1-0,2° выше 0°C. В то же время повторяемость положительных температур составляет в июле около 60%, а в июне и августе 20-30%. За лето (июнь-август) отмечается более 50 дней с переходом температуры через 0°C. И хотя более чем в 95% всех случаев температура воздуха над паковыми льдами не превышает 1°C, большая суммарная продолжительность незначительных по величине положительных температур играет решающую роль в абляционных процессах центральной Арктики.

Летом распределение температуры приобретает квазиширотный характер с обширной безградиентной областью над Арктическим бассейном. Исключение составляет район Гренландии, где меридиональный характер изотерм обусловлен орографией.

Продолжительность теплого периода на ледниках зависит от их высоты над уровнем моря, степени континентальности климата и вертикальных градиентов температуры воздуха. Например, на западном склоне Новой Земли число дней с положительной температурой на уровне концов ледников составляет приблизительно 160, на высоте 200 м - 60, на 500 м - 15, а в центре ледникового покрова выше 750 м над ур. моря устойчивый период уже отсутствует. В Гренландии период с положительной средней суточной температурой полностью отсутствует на большей части ледникового покрова.

* Ввиду неопределенности физического смысла и географического положения изолиний нулевых сумм положительных и отрицательных температур на карте сумм отрицательных температур в качестве внешней границы показано положение изотермы 0°C самого холодного месяца, которое соответствует примерно 10 градусодням мороза. Аналогично на карте сумм положительных температур дано положение изотермы 0°C самого теплого месяца.

Минимальные температуры над Арктическим бассейном и большей частью Канадского Арктического архипелага могут опускаться до -53°C . Еще ниже - до -60°C - они над п-овом Таймыр и северным побережьем Восточной Сибири. Над внутренними районами Гренландии, как показывают экспедиционные наблюдения, температуры могут понижаться до -70°C . В районах, подверженных активному воздействию атлантических и тихоокеанских циклонов, минимальные температуры существенно выше, чем над центральной Арктикой. Отметим, что наиболее низкие температуры в Арктике чаще всего бывают не в середине зимы, т.е. в январе, а в марте или феврале, когда заметно уменьшается адвекция атмосферного тепла в высокие широты и наибольшей толщины достигают полярные льды.

Максимальные температуры воздуха в приполюсном районе никогда не превышают 8°C , а в центральные зимние месяцы над Арктическим бассейном и прилежащими районами Восточной Сибири и Канады никогда не бывает оттепелей. Вдоль северных побережий материков температура летом может подниматься до $20-30^{\circ}\text{C}$. Все островные ледники, за исключением внутренних районов Гренландии, подвержены воздействию положительных температур. Максимальные значения последних, всегда имеющих адвективное происхождение, характеризуются менее стабильным режимом, нежели минимальные температуры, формирующиеся непосредственно в Арктике.

Характерная особенность термического режима атмосферы Арктики, за исключением морей Северо-Европейского бассейна, - инверсии, при которых температура воздуха не понижается с высотой, а повышается, и лишь начиная от уровня нескольких сот метров, иногда 2-3 км, восстанавливается нормальное вертикальное ее распределение. Средняя интенсивность инверсий в Арктике составляет $3-4^{\circ}$. Наибольшая повторяемость инверсий отмечается зимой, а вторичный максимум - в летние месяцы. Нередко вследствие турбулентных процессов инверсия прослеживается только начиная с некоторой высоты.

Формирование инверсий связано с интенсивным выхолаживанием подстилающей поверхности зимой и с низкой температурой поверхности тающего льда при наличии адвекции тепла в более высоких слоях летом. Характерно, что верхняя граница инверсии, как правило, повторяет очертания пологих форм рельефа - холмов, ледяных куполов - и только островершинные хребты могут выйти за ее пределы.

3.2.4. Режим увлажнения

Влагосодержание воздушных масс в Арктике лимитируется энергетическими ресурсами и из-за низких температур воздуха в течение всего года остается существенно более низким, чем в умеренных широтах.

Своеобразен режим относительной влажности в Арктике. Наибольшие значения средней относительной влажности - по отношению к поверхности воды - отмечаются летом - до 97% в приполюсном районе, а наименьшие - 75-85% - зимой (Атлас океанов, 1980). Однако относительное содержание влаги над льдом в арктической атмосфере в годовом ходе имеет обратную связь с температурой воздуха.

Для Арктики характерно перенасыщение (относительно льда) воздуха водяными парами в зимние месяцы. Величина перенасыщения даже для средних многолетних данных достигает 4% (Прик, 1969). Перенасыщение приземного слоя атмосферы Арктики влагой вызывает высокую повторяемость образования инея, изморози, туманов, ледяных игл.

Повторяемость туманов в Арктике, особенно в летние месяцы в северных районах шельфовых морей, достигает 30-35%. Однако зимой она резко сокращается из-за малого влагосодержания воздушных масс и недостаточного количества ядер сублимации в чистом арктическом воздухе.

Вследствие высокой относительной влажности испарение с подстилающей поверхности незначительно. В сумме за год оно не превышает 60 мм в приполюсном районе, составляет около 100 мм над шельфовыми арктическими морями и 200-300 мм над прилегающим побережьем. В целом в Арктике осадки превышают испарение.

Среднее количество горизонтальных - нарастающих - осадков в Арктике, мм*

Вид осадков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	X-V	VI-IX	Год
Изморозь	0,3	0,2	0,2	0,3	0,4	1,2	1,8	3,0	4,2	3,0	0,9	0,5	5,8	10,2	16,0
Ледяные иглы	0,6	0,7	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	0,4	2,8	0,0	2,8
Иней	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	1,1	0,0	1,1
Водяные капли	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,9	0,7	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	2,5
Сумма	1,1	1,1	0,7	0,6	0,6	1,6	2,7	3,7	4,7	3,3	1,3	1,0	9,7	12,7	22,4

* Данные экспериментальных наблюдений на дрейфующих станциях "Северный полюс" и куполе Вавилова на Северной Земле.

Твердые осадки в Арктике отмечаются в течение всего года. Исключение составляют районы моря Баффина, где в июле-августе они выпадают только в жидком виде. В Арктическом бассейне и в центральной Гренландии наибольшее количество твердых осадков приходится на теплое время года - конец лета-начало осени, в остальных районах - на осень и начало зимы, т.е. октябрь-январь. Интенсивность твердых осадков, как правило, чрезвычайно мала: 0,1-0,2 мм/ч по данным прибрежных станций и 0,03 мм/ч над Арктическим бассейном.

Кроме выпадающих твердых осадков заметный вклад в снегонакопление вносят не учитываемые осадкомером нарастающие осадки - изморозь, иней, гололед. Хотя интенсивность их в среднем не превышает 0,01 мм/ч, благодаря большой повторяемости общая сумма, по данным Н.Н.Брызгина, довольно значительна (табл.3.2). На ледниковом покрове Новой Земли благодаря нарастающим осадкам общая годовая сумма осадков увеличивается на 10% (Давидович, 1968). В отдельных районах их вклад может быть еще большим. Из-за туманов в теплый период количество нарастающих осадков над Арктическим бассейном и на островных ледниках больше, чем в холодный. Приход от них в Северном Ледовитом океане оценивается в 8% общей суммы осадков (см. с.59 I-го тома Атласа).

Пространственное распределение твердых осадков (см. с.57 I-го тома Атласа) существенно отличается от распределения общего количества осадков (Атлас океанов, 1980). Если годовая сумма общих осадков убывает с юга на север, то количество твердых сначала увеличивается до 70° с.ш., а далее к северу уменьшается. Это связано с тем, что южнее 70° с.ш. мал период с твердыми осадками, а севернее этой широты мала их интенсивность. Зона наибольшего количества твердых осадков - 200-300 мм за год - проходит в основном по границе Северного Ледовитого океана, огибая Гренландию с юга. Самое большое их количество - 400-500 мм отмечается в районах островного оледенения - на Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа, Новой и Северной Земле. В среднем в границах Арктики выпадает 140-150 мм твердых осадков, что составляют 60% общей суммы осадков за год, в Арктическом бассейне и на ледниках - 80% и только в центральной Гренландии выше 1000 м они достигают 100%.

С высотой количество твердых осадков обычно возрастает в результате эффекта предвосхождения. Вертикальные градиенты осадков составляют 40-50 мм на каждые 100 м в районах с морским климатом и 20-30 мм - с континентальным. На ледниковых склонах Гренландии увеличение твердых осадков отмечается только в нижней части склона. Выше 1000-1500 м, куда редко проникают приносящие влагу циклоны, градиенты осадков уменьшаются.

Твердые осадки формируют на всей территории Арктики устойчивый снежный покров. Продолжительность его существования повсеместно превышает 270 дней за год (Атлас Арктики, 1985). Она увеличивается с юга на север (благодаря

главным образом радиационным факторам) и с запада на восток (в соответствии с характером циркуляции атмосферы). Толщина снежного покрова в Арктическом бассейне равна в среднем 30-35 см, в Канадском Арктическом архипелаге и морях Лаптевых и Восточно-Сибирском - не превышает 20 см (Долгин и др., 1975). Четкая зависимость между продолжительностью залегания снежного покрова и его толщиной не обнаружена: районы с наиболее длительным периодом залегания снежного покрова нередко малоснежны.

Из-за малой интенсивности снегопадов верхний слой снежного покрова состоит из мелкого сухого снега, легко переносимого даже ветром умеренной силы, т.е. 6-8 м/с. В результате снег сдувается с холмов, возвышенностей и накапливается в ложбинах, между торами и в понижениях. Под воздействием ветра снег уплотняется, нередко образуя заструги, ориентированные по направлению метелевых ветров и благоприятствующие перемещению свежевыпавшего снега. Средний снегозапас в Арктике к началу снеготаяния составляет около 150 мм, однако по отдельным районам он меняется в широких пределах (мм):

Арктический бассейн	102	Северная Аляска	240
Новая Земля	395	Канадский Арктический архипелаг	130
Северная Земля	284	Гренландия	300
Новосибирские острова	110	Шпицберген	459
о.Врангеля	115		

3.2.5. Современные колебания климата

Климат Арктики по сравнению с другими природными поясами отличается большой изменчивостью. Амплитуда климатических колебаний здесь наибольшая на земном шаре. Сами колебания носят полициклический характер, причем продолжительность циклов меняется в широком диапазоне - от вековых до пульсаций длительностью 2-3 года.

С середины XIX в. в высоких широтах началось медленное и нерегулярное потепление, которое скачкообразно усилилось около 1920 г. и достигло наибольшего развития в 30-е годы, охватив все Северное полушарие. Средняя годовая температура в полушарии повысилась на 0,5°, а в Арктике - на 2,0-2,5°. Потепление 20-30-х годов сопровождалось отступанием кромки льдов, местами на 100-200 км, сокращением на 10-20% их площади в окраинных морях, уменьшением толщины паковых льдов и значительным увеличением скорости их дрейфа. Происшедшие за этот период изменения природных условий Северо-Европейского бассейна сопоставимы, по мнению Н.М.Книповича, с изменениями при смене геологических эпох (Метеорологический режим..., 1971).

В 40-е годы произошел перелом в сторону похолодания. Этот процесс также носил колебательный характер и охватил большую часть Арктики. Однако, как и предшествовавшее потепление, похолодание наиболее интенсивно протекало над северными районами Гренландского, Баренцева и Карского морей и прилегающих акваторий Арктического бассейна. И, наконец, в середине 60-х годов наметилось новое потепление высоких широт, которое ряд исследователей связывает с воздействием антропогенных факторов (с.59 I-го тома Атласа).

Колебания климата в Арктике имеют сложную пространственно-временную структуру. Сопоставленный характер носят колебания термического режима в Северо-Европейском, Восточно-Сибирском и Канадском районах, но выделяются районы, где колебания климата имеют четкую разнонаправленность гидрометеорологических процессов. Наиболее активно такая оппозиция проявляется, с одной стороны, в северной части Баренцева моря, а с другой, в Чукотском море (Воскресенский и др., 1981). Характерно, что статистически значимая тенденция к формированию оппозиции проявляется как в короткопериодной, так и долгопериодной части спектра колебаний. Менее выражена оппозиция колебаний термического режима на севере Баренцева моря и в районе моря Баффина. Все указанные очаги оппозиции лучше всего выражены в зимние месяцы. Максимальную амплитуду и наиболее четко выраженную циклическую структуру имеют колебания климата в атлантическом спектре Арктики. Вклад этого района в формирование многолетних изменений температурного режима Арктики в целом является преобладающим. В свою очередь колебания кли-

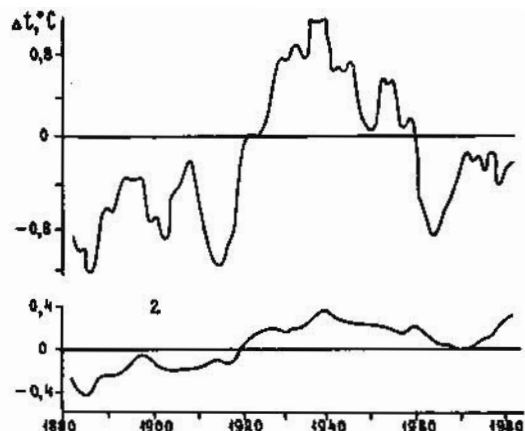


Рис.3.8. Пятилетние скользящие аномалии средней годовой температуры воздуха в зонах 87,5-72,5° с.ш. (1) и 87,5-17,5° с.ш. (2) (Винников, 1986)

мата в арктической зоне имеют высокую корреляцию с климатом Северного полушария (Винников, 1986) и, будучи более динамичными, служат как бы индикатором глобальных процессов, особенно в периоды похолодания (рис.3.8).

3.3. Климатические условия зоны постоянных морских льдов и покровного оледенения в Антарктике

Помимо приполюсного положения и неравномерного распределения океана и суши, важное климатообразующее значение в южнополярной области имеет огромная амплитуда сезонных изменений площади плавучих льдов, во много раз превышающая изменчивость ледовитости в Арктике. В период максимального развития морского ледяного покрова, сентябрь-октябрь, его площадь достигает $19,3 \text{ млн км}^2$, уменьшаясь к лету до $3,2 \text{ млн км}^2$, т.е. в 6 раз (Романов, 1984). Кромка дрейфующих льдов зимой почти совпадает с зоной антарктической конвергенции (рис. 3.9), обычно принимаемой за границу Антарктики (Короткевич, 1972). Для распределения морских льдов характерно смещение центра их массы в зимне-весенний период в сторону Атлантического океана, тогда как центр антарктического материка смещен в сторону Индийского океана.

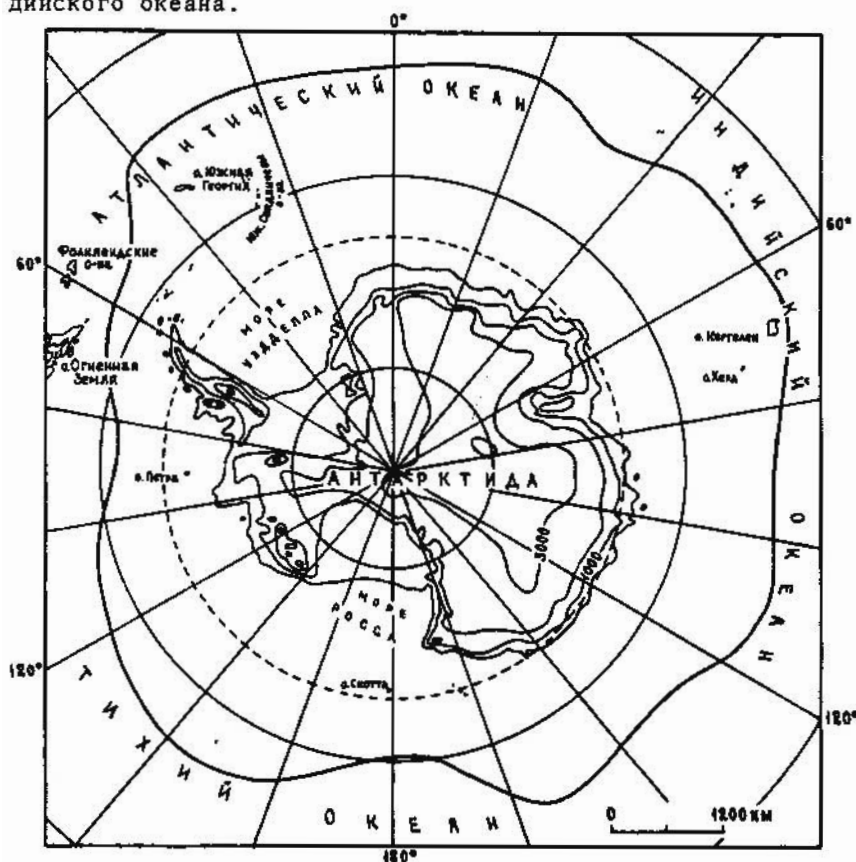


Рис.3.9. Граница Антарктики - зона антарктической конвергенции (Атлас Антарктики, 1966)

Ежегодное формирование ледяного покрова на такой гигантской площади - 16 млн км^2 - сопровождается в осенне-зимний период выделением $6,3 \cdot 10^{16}$ МДж тепла (Гидрометеорологическое обеспечение..., 1985), которое способствует запаздыванию примерно на месяц времени наступления зимнего минимума температуры воздуха. Практически такое же климатически значимое количество тепла необходимо для весеннего таяния однолетних льдов. В результате лето в зоне сезонной миграции льда очень холодное, а годовой максимум температуры нередко смещается на февраль. В действительности летом затраты тепла на таяние значительно больше, так как с материка в океан каждый год стекает 2000 км^3 антарктических льдов, для таяния которых необходимо более $6,7 \cdot 10^{18}$ МДж тепла (Северный Ледовитый и Южный океаны, 1985).

Помимо фазовых превращений на поверхности океана большое климатообразующее значение имеет сезонное изменение отражательной способности этой поверхности. Альbedo антарктических акваторий в течение года изменяется в 8-10 раз, соответственно меняется и относительное количество поглощенной радиации. Огромная теплоемкость водных масс Южного океана, обусловленная большими глубинами, отсутствие в нем теплых течений и меридионально направленных орографических препятствий оказывают стабилизирующее влияние на климат, способствуют зональности метеорологических полей.

Антарктида - самый высокий материк земного шара. Около 55% ее поверхности возвышается над уровнем моря более чем на 2 тыс. м, 25% поверхности лежит выше 3000 м. Вследствие этого масса атмосферы над этим материком составляет лишь около 80%, а южнее 84° ю. ш. - 67%, от массы атмосферы Арктики в соответствующих границах. Антарктида почти полностью покрыта ледниковым покровом, заключающим в себе колоссальный запас холода - $8,8 \cdot 10^{18}$ МДж. От оледенения свободно менее 3% общей ее площади. Важное климатообразующее значение имеет также асимметричное положение материка относительно полюса, благодаря которому тихоокеанский сектор Антарктики в среднем на $6-7^\circ$ теплее атлантического и индийского.

Находясь южнее Полярного круга, антарктический материк получает солнечное тепло в основном в летнее полугодие, причем большая его часть - 80-85% - уходит обратно в мировое пространство, отражаясь от снежно-ледяной поверхности. В то же время непрерывное излучение ледника в течение всего года способствует его интенсивному выхолаживанию. Этому благоприятствует и большая высота над уровнем моря, благодаря которой температура воздуха над ледниковым куполом уменьшается по направлению к центру материка в 2-3 раза быстрее, чем вблизи уровня моря, например над шельфовыми ледниками (Русин, 1961).

Большая высота антарктического ледникового плато, низкие температуры во внутренних районах материка, длинные пологие склоны, кривизна которых резко возрастает вблизи побережья, создают хорошие условия для возникновения сильнейших стоковых ветров. Последние оказывают существенное влияние на температуру и влажность воздуха, облачность, а особенно на снегоперенос.

Ярким примером огромной роли рельефа и подстилающей поверхности в формировании местного климата служат антарктические оазисы - обширные участки свободной от оледенения земли. Их суммарная площадь составляет менее 3% территории Антарктиды. В отличие от окружающих районов, для них характерен положительный в сумме за год радиационный баланс, более высокая температура воздуха и подстилающей поверхности, более низкая относительная и абсолютная влажность и т.д. Особенно резко эти различия проявляются летом.

Большую роль в формировании мезоклимата Антарктиды играют даже незначительные и почти незаметные на глаз углубления на поверхности ледниковых склонов. По наблюдениям Н.П. Русина (1961), в этих углублениях скапливается рыхлый снег и застаивается холодный воздух. При штормовых ветрах этот воздух вместе с массами снега как бы выплескивается через край котловины, обрушиваясь на побережье Антарктиды жесточайшей пургой, часто при ясном небе.

Приполюсное положение и крутые склоны антарктического ледника, наряду с отсутствием меридионально направленных орографических препятствий над Южным океаном, служат причиной циркумполярного характера атмосферной циркуляции в южнополярной области. Выходящие к берегам Антарктиды циклоны, как правило, не могут преодолеть орографический барьер и проникнуть в глубь континента.

Антарктический ледниковый покров, будучи сам продуктом климата, оказывает большое и многогранное воздействие на климат южнополярной области. Он в значительной степени регулирует тепловой и водный режим не только самого материка, но и всего Южного полушария (Русин, 1961). Более того, антарктический циркумполярный вихрь, по мнению В.А.Ефимова (1976), служит энергетической основой формирования меридиональных волновых процессов на всем земном шаре.

3.3.1. Радиационный режим и циркуляция атмосферы

Систематические актинометрические наблюдения в Антарктиде ведутся с 1956 г. В настоящее время имеются данные актинометрических измерений на 28 антарктических станциях с периодом наблюдений от нескольких месяцев до 30 лет. Эти материалы позволяют достаточно надежно охарактеризовать радиационный климат Антарктиды.

Количество солнечной энергии, поступающей у поверхности Антарктиды, изменяется в широких пределах в зависимости от широты и времени года. Максимум всегда наблюдается в декабре. С марта по октябрь распределение суммарной радиации носит широтный характер. Влияние высоты над уровнем моря проявляется, в частности, в том, что в это время минимум радиации имеет место не в районе Южного полюса, а над поверхностью шельфовых ледников Росса и Фильхнера на широте $80-85^{\circ}$ (см. с. 310-311 I-го тома Атласа).

Летом - с ноября по февраль - наибольшие месячные значения суммарной радиации отмечаются в районе Полюса относительной недоступности, на высоте более 3500 м над ур. моря. На ледниковом склоне, в том числе и на Южном полюсе, месячные величины радиации меньше. Отметим, что в период полярного дня Антарктида представляет собой область максимальных месячных величин суммарной радиации на Земле. Это обусловлено астрономическими факторами - наиболее близким положением Земли к Солнцу летом Южного полушария, географическими - большой высотой над уровнем моря и метеорологическими - чистотой воздуха и минимальным содержанием водяного пара в нем. Высокое альbedo поверхности и характер облачности способствуют увеличению количества рассеянной радиации, так что суммарная радиация в облачные дни мало отличается от радиации в безоблачные: по мере того как с появлением облачности прямая радиация уменьшается, рассеянная возрастает.

В центральных районах Антарктиды 72% приходящей радиации составляет прямая солнечная радиация, на побережье по мере увеличения облачности ее доля уменьшается до 50%, а над океаном - до 20-30%. С удалением от побережья Антарктиды в сторону моря суммарная радиация быстро убывает, что связано с увеличением облачности, уменьшением альbedo подстилающей поверхности и преобладанием над антарктическими водами низких облаков.

Альbedo подстилающей поверхности в Антарктиде меняется в широких пределах и особенно различается между снежно-ледяной поверхностью и оазисами: для свежеснежного сухого снега - 0,83-0,92; свежеснежного влажного снега - 0,80-0,89; сухого фирна - 0,70-0,88; тающего снега и фирна - 0,64-0,84; сухих серых камней и песка - 0,12-0,36; влажных серых камней и песка - 0,10-0,21.

Годовой ход поглощенной радиации в ледниковых районах подобен годовому ходу суммарной, но существенно меньше по величине. Несмотря на то, что в летние месяцы в антарктические районы поступает почти такое же количество радиации, как в субтропики, радиация, поглощаемая ледяным покровом Антарктиды, наименьшая на всем земном шаре. Исключения составляют антарктические оазисы, где она почти в 4 раза больше, чем на ледниковой поверхности.

В оазисах тепло аккумулируют не только коренные породы, имеющие малое альbedo, но и водная поверхность многочисленных озер. При этом поверхность грунта может нагреваться

до температуры 41°C , а поверхность воды - до 17°C (Кручинин, Симонов, 1967). Почти все тепло, поглощаемое поверхностью оазисов, тратится на нагревание приземного слоя воздуха, что обуславливает более высокую - на $1,0-1,5^{\circ}$ - температуру воздуха летом.

Условия формирования радиационного баланса существенно различны для разных типов подстилающей поверхности Антарктиды (рис. 4.10). На снежно-ледяной поверхности (станции Восток, Мирный), где среднее альbedo за год больше 0,80 и поглощенная радиация мала, радиационный баланс положителен лишь в течение четырех летних месяцев, в то время как годовой баланс отрицателен. На поверхности антарктических оазисов (станция Новолазаревская) радиационный баланс положителен в течение шести месяцев.

Таким образом, в Антарктиде велики контрасты годового радиационного баланса - на небольших пространствах его величины колеблются от -400 до 1000 МДж/м^2 . Характерно, что в центральных районах материка отрицательный радиационный баланс имеет меньшую абсолютную величину, чем на склонах и побережье, поскольку при очень низких температурах в мощных приземных инверсиях в глубине Антарктиды уменьшается эффективное излучение.

В прибрежных районах Антарктиды распределение величин радиационного баланса весьма сложно из-за чередования пространств открытой воды и морского льда разной сплоченности. К северу от летнего положения кромки морских льдов радиационный баланс становится положительным.

Изменения характеристик режима радиации от года к году очень малы. За тридцать лет регулярных наблюдений дважды происходило глобальное помутнение атмосферы после больших извержений вулканов в 1963 и 1982 гг., которые приводили к значительному снижению прозрачности атмосферы над Антарктидой и уменьшению прямой солнечной радиации. Но на средних многолетних характеристиках суммарной радиации это не отразилось.

Характер общей циркуляции атмосферы южнополярной области определяется наличием стационарного субтропического пояса высокого давления на севере, квазистационарного антициклона над ледниковым куполом Антарктиды и расположенной между ними кольцевой зоны низкого давления - так называемой субантарктической депрессии, ось которой проходит между 66 и 73° ю.ш. в Тихом океане и между $62-66^{\circ}$ ю.ш. - в Атлантическом и Индийском. При таком распределении центров действия атмосферы над акваторией Южного океана четко выражен западный перенос; лишь непосредственно у побережья Антарктиды при заполнении циклонов наблюдаются противоположно направленные потоки. Над большей частью Антарктиды в течение всего года преобладает тенденция к оттоку воздуха в системе антициклона от наиболее высокой и холодной части материка к побережью.

Антарктический антициклон имеет небольшую мощность и наиболее резко выражен зимой, когда на уровне $600-700 \text{ гПа}$ его ядро четко прослеживается над Восточной Антарктидой с центром в районе Полюса относительной недоступности. Летом интенсивность антициклона ослабевает и вместо одного монолитного ядра отмечается три: два над Восточной Антарктидой и третье над шельфовым ледником Фильхнера.

Антициклональные условия погоды, холодная снежно-ледяная подстилающая поверхность способствуют оседанию выхолаженного воздуха, увеличению его плотности и гравитационно-

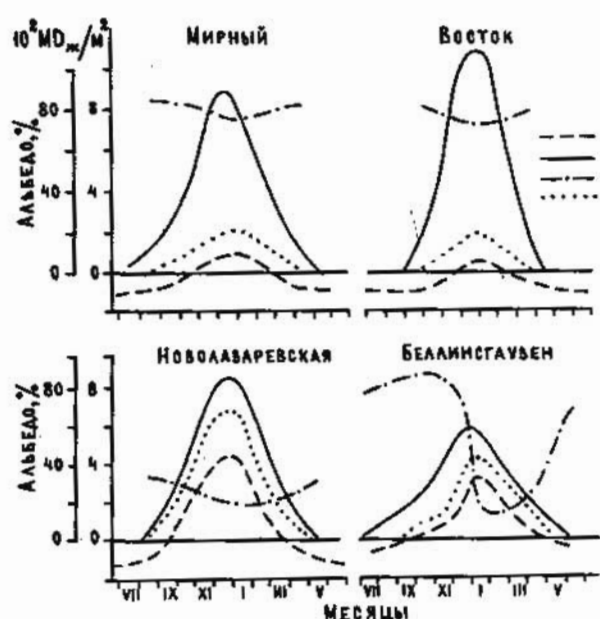


Рис. 3.10. Годовой ход радиационного баланса и его составляющих в Антарктике. 1 - радиационный баланс, 2 - суммарная радиация, 3 - альbedo, 4 - поглощенная радиация

му растеканию из очага формирования. Устойчивость, скорость и вертикальная мощность стока зависят главным образом от характера склонов и их крутизны. Резко возрастает интенсивность стока в нижней, наиболее крутой части антарктического склона. Отток воздуха с антарктического купола компенсируется притоком воздушных масс в верхних слоях атмосферы в системе тропосферного циркумполярного вихря. Вертикальная циркуляция в приполюсном районе служит необходимым условием существования стоковых ветров у поверхности антарктического ледникового купола.

Циклоническая деятельность вокруг антарктического материка чрезвычайно активна. Совокупность траекторий циклонических образований представляет собой гигантский атмосферный циркумполярный вихрь. Большинство циклонов движется с запада на восток. Однако чисто зональные траектории - большая редкость, так как вертикальные оси развитых циклонических образований наклонены в сторону холода, т.е. Антарктиды, и в процессе движения циклоны приобретают южную составляющую. Кроме того значительное влияние на движение циклонов оказывают периодически возникающие блокирующие процессы в системе субтропического антициклона.

Меридионально перемещающиеся циклоны обладают небольшими скоростями перемещения - 25-30 км/ч. В то же время это самые глубокие циклоны на земном шаре - давление в них нередко понижается до 940-950 гПа. Близ антарктических берегов в таких циклонах увеличиваются градиенты давления, и скорости ветра на южной периферии достигают иногда 50-70 м/с. Их прохождение сопровождается выпадением интенсивных и продолжительных осадков, а также резким потеплением. В сравнительно редких случаях циклоны, обладающие большим запасом кинетической энергии и хорошо развитые по вертикали, проникают даже во внутренние районы Антарктиды. Так, в августе 1970 г. прохождение циклона над станцией Восток вызвало повышение температуры воздуха на 30°. Однако нижние слои таких циклонов быстро трансформируются и приобретают температуру, близкую к температуре ледника.

В целом карты траекторий движения циклонов (см. с.310-311 I-го тома Атласа) показывают, что основным циркуляционным механизмом над Южным океаном служит гигантский циркумполярный атмосферный вихрь, расширяющийся зимой и сужающийся летом. В этом вихре преобладают квазиширотные траектории, периодически прерываемые меридиональными. Проникновение циклонов во внутренние районы Антарктиды - явление достаточно редкое, особенно в атлантико-индийском секторе, но оно играет важную роль в транспортировке тепла и влаги. Характерен обмен циклонами бассейнов морей Росса и Уэдделла через орграфический желоб, разделяющий Западную и Восточную Антарктиду. При этом оба направления пересечения материка равновероятны. Летом циклоны проникают на материк исключительно редко.

Единственным препятствием для зонального перемещения циклонов служит вытянутый далеко на север гористый Антарктический полуостров. Эту преграду преодолевают только хорошо развитые по вертикали циклоны. Большинство же из них огибает полуостров с севера или стационарирует и заполняется в море Беллинсгаузена. Влияние на циклоническую деятельность оказывают также трансантарктические горы, представляющие естественный раздел между Западной и Восточной Антарктидой.

Области циклогенеза в южнополярной области выражены не столь отчетливо, как в Северном полушарии. Одна из наиболее активных в течение всего года - область циклогенеза восточнее Фолклендских островов, существованию которой обязана максимальная повторяемость циклонов в районе морей Уэдделла и Лазарева. Столь же активно в течение года действует область циклогенеза южнее о.Гоф, которая питает циклонами районы моря Рисер-Ларсена. Всего в Южном океане с помощью анализа спутниковой информации обнаружено 8 центров циклогенеза летом и 10 зимой (Гидрометеорологическое обеспечение..., 1985).

3.3.2. Ветровой режим и снегоперенос

В северной периферии зоны субантарктической депрессии преобладают ветры западных румбов. К югу от оси депрессии, особенно в прибрежной зоне атлантического и индийского секторов Антарктиды, распространены северные и северо-восточные ветровые потоки. Ветры этих направлений, в отличие от стоковых, называют циклоническими (Колосова, 1982).

Непосредственно над антарктическим плато в течение большей части года происходит интенсивное растекание воздуха, что ведет к возникновению знаменитых антарктических стоковых ветров, называемых также кatabатическими и гравитационными. Направление и скорость этих ветров в значительной степени предопределяются конфигурацией и углом наклона поверхности ледникового щита, а также силой Кориолиса. Как правило, на склонах щита Восточной Антарктиды стоковые ветры имеют резко выраженную южную и юго-юго-восточную составляющую. Они усиливаются в долинах и ложбинах, направленных вниз по склону, например долине МГГ и др. С увеличением угла наклона местности стоковые ветры приобретают неустойчивый, пульсирующий характер. Вертикальная мощность стокового ветрового потока обычно не превышает 150 м.

При приближении к побережью на воздушные потоки кatabатического происхождения накладывается действие градиентных течений циклонических образований. В результате векторы результирующего ветра на береговых станциях Восточной Антарктиды сосредоточены в узком секторе - от 110 до 150°. Такие преимущественно юго-восточные потоки получили название переходных ветров, их повторяемость достигает 60-80%.

В центральной части антарктического плато незначительную интенсивность стоковых ветров перевешивает влияние термического ветра, который пропорционален по своей силе градиенту приземной температуры воздуха и направлен вдоль изогипс местности. Именно благодаря ему на станции Восток преобладают ветры западно-юго-западного направления, на станциях Амундсен-Скотт и Бэрд - северо-северо-восточного (см. с. 312 I-го т. Атласа).

Средние скорости ветра в центральной части плато Восточной Антарктиды составляют 4-6 м/с в течение всего года. По мере приближения к побережью они возрастают и в нижней части ледникового склона достигают максимальных величин; средняя месячная скорость ветра здесь составляет 10-12, местами 15 м/с. Непосредственно на антарктическом побережье средние скорости ветра определяются рельефом местности и соотношением стоковой и циклонической составляющей.

По величинам максимальных скоростей ветра и по частоте штормов Антарктика не знает себе равных. Во многих районах побережья и нижней части склона ледникового щита отмечается до 200-300 дней со штормом, а максимальные скорости ветра достигают 70-90 м/с. Чаще всего штормы случаются зимой: с мая по август их повторяемость достигает 35-40%, тогда как с декабря по март она сокращается почти втрое. Наиболее сильные штормы, достигающие силы урагана, в зимний период связаны с эффектом эжекции, возникающим обычно в тыловых частях циклонов при однонаправленном эффекте барического ветра и стока (Гидрометеорологическое обеспечение..., 1985). Сильные стоковые ветры обычно не распространяются далее 10-15 км от берега.

Во внутриконтинентальных районах Антарктиды штормов почти не бывает, но также редко случаются штили (их повторяемость не более 2%). Любопытно, что в известных своим штормовыми условиями районах Земли Адели, Берега Правды и Земли Эндерби повторяемость штилей составляет 5-8% за год.

Большие скорости ветра, особенно характерные для ледникового склона и побережья, служат причиной частых метелей. В Антарктиде отмечаются все виды метелей - от поземки до вьюги. На побережье метели бывают от 100 до 200 дней за год, на склоне - еще чаще (Справочник по климату Антарктиды, 1977). Они сравнительно редки на антарктическом плато; на станции Восток, например, отмечается около 50 дней со сравнительно непродолжительными метелями. Поземки начинаются обычно при скорости ветра 5-6 м/с, а ме-

тель - при 8 м/с. Интенсивность снегопереноса резко убывает с возрастанием высоты над поверхностью снежного покрова (табл.4.3). Высота снегопереноса достигает 100 м и более.

Таблица 3.3

Интенсивность горизонтального снегопереноса в Антарктиде в зависимости от скорости ветра и высоты, г/(см²·ч)

Скорость ветра, м/с	Высота над поверхностью снега, см						Общий перенос
	1	10	25	50	200	500	
6-8	58,1	10,2	3,1	0,5	0,3	0,2	72,4
9-10	114,3	19,4	6,2	1,6	0,9	0,6	143,0
11-13	242,3	46,6	14,4	5,0	1,7	1,2	311,2
14-16	644,4	88,5	31,5	13,1	3,5	2,5	783,5
17-20	960,1	205,2	60,2	30,5	9,0	4,3	1269,3
21-25	1480,5	360,3	105,5	72,5	20,0	8,0	2046,8
> 25	4100,0	800,5	400,5	230,0	66,5	16,4	5613,9

Максимальный перенос снега происходит на склоне материка и антарктическом побережье, в некоторых местах перенос за год достигает 1 млн т снега через сечение 1 км (Котляков, 1961). Систематический вынос метелями снега с материка в море оказывает влияние на баланс льда Антарктиды.

3.3.3. Режим температуры воздуха

Антарктида - область максимального на земном шаре притока солнечного тепла и одновременно самых низких температур: зимой средняя месячная температура воздуха в районе станции Восток опускается до -68°C, летом она не поднимается выше -32°C. С удалением от центра материка к побережью температура повышается, причем на склонах ледникового щита Восточной Антарктиды формируются огромные горизонтальные градиенты температуры, достигающие 10-15° на 100 км. Таких термических контрастов не наблюдается ни в одном районе земного шара. Они возникают благодаря резкому перепаду высот материка и столкновению выхолаженных над центральной Антарктидой воздушных масс со сравнительно теплым воздухом, приносимым южноокеаническими циклонами.

Практически на всей территории материка в течение года наблюдаются отрицательные средние месячные температуры воздуха. Основная черта температурных полей южнополярной области - их циркумполярность: конфигурация изотерм во все сезоны близка, меняются лишь абсолютные величины, причем над ледниковым щитом влияние абсолютной высоты преобладает над воздействием географической широты.

В центральные зимние месяцы на наиболее высокой части антарктического плато - более 3000 м - средняя температура не поднимается выше -60°C. На побережье материка ее значения примерно на 40° выше и имеют довольно сложное распределение из-за воздействия местных условий. Важную роль при этом наряду с орографией играет режим стоковых ветров. Опускающийся из центральных районов Антарктиды воздух, несмотря на адиабатическое нагревание, оказывается, как правило, более холодным, чем местные воздушные массы. Однако в некоторых районах, например, на станции Новолазаревская, из-за особенностей местного рельефа стоковые ветры приобретают четко выраженный фоновый эффект, благодаря которому температура воздуха может быть на несколько градусов выше, чем на соседних и к тому же более северных и расположенных ниже станциях.

Для средних многолетних зимних температур характерно незначительное изменение от месяца к месяцу, особенно на антарктическом плато. Частично это объясняется нивелирующим влиянием радиационных процессов во время полярной ночи. Однако главная причина заключается в частой повторяемости вторичного годового максимума температуры воздуха, так называемого "теплого ядра", в центральные зимние месяцы. Средняя температура в месяц с теплым ядром может быть на несколько градусов выше, чем в соседние месяцы. Теплые ядра отмечаются во всей толще тропосферы и обусловлены главным образом усилен-

нием атмосферной адвекции в определенные периоды (Долгин, 1976). Однако, поскольку теплые ядра в разные годы могут формироваться в разные месяцы - с мая по сентябрь -, в среднем многолетнем выводе появляется сглаженность хода температуры зимой, которая в известной степени фиктивна (см.с.312 I-го тома Атласа).

Наиболее обобщенной характеристикой зимнего термического режима служит годовая сумма отрицательных значений средней суточной температуры воздуха, или градусодней мороза. Над центральной частью антарктического плато она превышает 20 тыс.градусов, т.е. вдвое больше, чем над Гренландией - самым холодным районом Северного полушария. Вблизи уровня моря эта сумма составляет 4-5 тыс.градусов. Границу устойчивых отрицательных сумм температуры определяет положение изотермы 0°C самого холодного месяца. Она эквивалентна 10 градусодням мороза и проходит примерно по $50-55^{\circ}$ ю.ш.

В короткое антарктическое лето средние температуры повышаются по сравнению с зимой на $30-35^{\circ}$ во внутренних районах, на $15-20^{\circ}$ в прибрежных и примерно на 10° у северной границы распространения морских льдов. В наиболее высокой части антарктического плато средняя январская температура не поднимается выше -35°C , а на высоте около 200 м над ур.моря она составляет -20°C . На побережье летом температура близка к 0°C . Устойчивый период с положительными температурами в Антарктиде отсутствует, и годовая сумма положительных средних суточных ее значений становится не репрезентативной для характеристики процессов абляции. Термическая абляция в прибрежных районах происходит благодаря суточному ходу температуры воздуха и значительной суммарной продолжительности периода с небольшими по величине, но положительными ее значениями в дневные часы (см.с.310-311 I-го тома Атласа).

Летом наиболее резко проявляются термические различия антарктических оазисов и окружающих их территорий, не освобождающихся от снега и льда (Симонов, 1971). Каменистая поверхность оазисов и сухих долин вследствие малого альбедо интенсивно прогревается. Максимальная температура воздуха в отдельные дни поднимается до $12-15^{\circ}\text{C}$, тогда как в прилегающих районах она никогда не превышает $5-7^{\circ}\text{C}$. Особенно интенсивногреваются оазисы, окруженные с юга скалами и пологими склонами гор. Средняя температура воздуха здесь в декабре и январе на $2-4^{\circ}$ выше, чем над окружающими районами; зимой эти контрасты исчезают.

Абсолютные экстремумы температуры воздуха над Антарктидой различаются в течение года на 100° и более. Самая низкая в Антарктиде и на земном шаре температура воздуха зафиксирована в июле 1983 г. на станции Восток ($-89,2^{\circ}\text{C}$). Она близка к теоретически рассчитанному предельному значению температуры воздуха у поверхности земли, равному -93°C .

Абсолютный максимум температуры в районе Полюса относительной недоступности никогда не поднимался выше -15°C . Положительные температуры могут отмечаться в нижней части антарктического ледникового склона на высотах не более 1000 м над ур.моря при прохождении наиболее активных циклонов. На антарктическом побережье абсолютные экстремумы не превышают $8-10^{\circ}\text{C}$, и лишь в оазисах возможен в исключительных случаях прогрев воздуха до $12-15^{\circ}\text{C}$. Над акваторией Южного океана температура практически никогда не бывает больше 15°C .

Важнейшей чертой термического режима Антарктиды, особенно в зимний период, является наличие мощных приповерхностных инверсий температуры воздуха, которые оказывают огромное влияние на радиационный режим материка, формирование стоковых ветров и питание ледника атмосферными осадками. Повторяемость инверсий (Воскресенский, Цигельницкий, 1985) составляет 75% на побережье и 98% над ледниковым куполом. Средняя их мощность соответственно равна 240 и 720 м, а средняя интенсивность - $2,8$ и $17,1^{\circ}$.

Температура воздуха в южнополярной области отличается большой межгодовой изменчивостью. Амплитуда колебаний средних температур, измеренных на антарктических станциях, соизмерима с колебаниями их значений в Арктике и, возможно, даже превосходит ее.

Особенно велика изменчивость температуры зимой, когда межгодовые изменения в 4-6 раз больше, чем летом. Исключение составляет антарктическое плато, над которым характер летних колебаний идентичен зимнему, так как в течение всего года преобладающий фактор формирования климата здесь - радиационный режим.

3.3.4. Режим увлажнения

Экстремально низкие температуры, большие высоты над уровнем моря и удаленность большей части Антарктиды от основного источника увлажнения - открытого океана - определяют исключительную сухость ее атмосферы. Абсолютное влагосодержание воздуха, характеризующее парциальным давлением водяного пара, над плато Восточной Антарктиды в течение зимнего полугодия на 2-3 порядка меньше, чем в Арктике, и не превышает $1 \cdot 10^{-2}$ гПа, что эквивалентно $1 \cdot 10^{-5}$ кг/м³. В летние месяцы - с декабря по январь - оно увеличивается до 0,3 гПа. В прибрежной зоне влагосодержание существенно выше: около 1,5 гПа в июле и 3 гПа в январе, а в зоне субантарктической депрессии оно примерно вдвое больше.

Зимой во внутренних районах Антарктиды влагосодержание увеличивается с высотой, и в приземном слое поток водяного пара направлен из атмосферы к снежной поверхности, внося определенный вклад в питание ледникового купола (Долганов, 1986).

Для годового хода относительной влажности характерны незначительные амплитуды. При этом, как и в Арктике, на многих антарктических станциях отмечается инверсия годового хода: максимум приходится на лето, а минимум на зимние месяцы. Сильное возмущающее влияние на режим влажности оказывают стоковые ветры, сопровождающиеся адиабатическим нагревом стекающего воздуха и соответственно уменьшением относительной влажности. В связи с этим область наименьших в южнополярной области средних величин относительной влажности (55-60%) приурочена в течение всего года к нижней части ледникового склона. На побережье из-за влияния стоковых ветров распределение относительной влажности носит очень сложный характер.

Обратная связь относительной влажности и температуры воздуха свидетельствует о перенасыщении воздуха водяными парами (Завьялова, 1980). Расчет влажности воздуха относительно поверхности льда показывает, что для внутренних районов Антарктиды (с высоты примерно 1000 м) в течение всего года характерно перенасыщение, достигающее 10-15%. В результате ничтожно мало испарение, которое поставляет в атмосферу в 16 раз меньше влаги, чем ее приносится из умеренных широт воздушными массами.

Генезис атмосферных осадков в Антарктике связан с двумя основными процессами. Над морскими и шельфовыми льдами, а также над побережьем материка в связи с активной циклонической деятельностью большая часть осадков выпадает из облаков на фронтальных разделах. Над внутренними районами Антарктиды основную роль играют внутримассовые процессы в системе антарктического антициклона, и большая часть осадков выпадает в результате сублимации влаги из сравнительно теплых и влажных воздушных массах, которые поступают с севера в верхних слоях атмосферы и затем опускаются в нисходящих потоках над центральными районами материка. Сублимирующаяся непосредственно из атмосферы влага, часто при ясном небе, в виде ледяных игл, кристаллов инея и изморози, служит важной составляющей баланса массы Антарктического ледникового покрова и сопоставима с осадками, выпадающими из облаков. Изредка проникающие на плато циклоны могут дать месячную сумму осадков (см. с. 312, а I-го тома Атласа).

Общая продолжительность периодов выпадения осадков в Антарктике велика, особенно зимой. Над Южным океаном между 55 и 60° ю.ш. повторяемость осадков равна 35-40%, над антарктическим плато она составляет 40-50%, здесь выпадают в основном ледяные иглы. Реже всего, 15-20%, осадки выпадают на склоне ледникового покрова.

Над акваторией Южного океана выпадает 1000-2000 мм осадков за год. К югу их количество быстро уменьшается и на большей части антарктического побережья составляет 400-500 мм, а на антарктическом плато годовая сумма осадков не превышает 30-50 мм.

В целом для Антарктиды средний слой осадков равен 160 мм; 94% их годовой суммы выпадает в твердом виде, а жидкие и смешанные осадки могут отмечаться лишь на 10% территории.

Для Антарктики характерна значительная межгодовая изменчивость осадков. Даже в Центральной Антарктиде годовые суммы варьируют в пределах 10-30 мм в связи с редкими и нерегулярными выходами циклонов на антарктическое плато.

3.4. Климатические условия зон постоянных снежников и горных ледников в высокогорных областях внеполярных широт

Многообразие типов климата в горных странах, обусловленное влиянием высоты и форм рельефа, разной степенью его расчлененности и крутизны, неодинаковой ориентацией склонов относительно стран света и движущихся воздушных масс и т.п., подчиняется в целом законам вертикальной поясности. Ледники и снежники располагаются в самых верхних - полярном и субполярном - климатических поясах гор, занимая в них наиболее удобные для аккумуляции твердых осадков формы рельефа. Общие для всех горных стран черты климата в этих поясах - это отрицательные величины радиационного баланса большую часть года, преобладание низких температур воздуха, обильные по сравнению с низкогорьем и окружающими равнинами твердые осадки (даже в самых сухих областях Земли), крайне неравномерное из-за ветрового перераспределения залегание снежного покрова.

3.4.1. Термический режим холодного периода года

Холодный период года охарактеризован в Атласе двумя средними многолетними показателями: продолжительностью устойчивого периода с отрицательной средней суточной температурой воздуха N_{t-} и суммой отрицательных средних суточных температур Σt_{-} , рассчитываемым по гистограммам средних месячных температур. Оба эти показателя зависят прежде всего от высоты горных систем и их географического положения. В таблицах 3.4 и 3.5 приведены их осредненные значения по крупнейшим горно-ледниковым районам мира, дающие представление о главных закономерностях горизонтального и вертикального распределения N_{t-} и Σt_{-} . Кроме того, приводятся расчетные данные о высотных границах такой характеристики, как полное число дней с отрицательной температурой N'_{t-} . Расхождения между N'_{t-} и N_{t-} особенно заметны (до 10-12%) у верхней и нижней границ того пояса, где $0 < N'_{t-} < 365$ (Давидович, 1989). Согласно нашим расчетам, нижняя граница пояса в горах, где уже во все дни в году температура отрицательная, в среднем на 1000 м выше того уровня, на котором начинается устойчивый круглогодичный период с температурой ниже нуля.

В умеренной зоне* обоих полушарий пояс, где бывают дни с отрицательной средней суточной температурой, как правило, начинается от побережья или подножья склонов, если горная страна находится вдали от побережий. Только в юго-восточной части Большого Кавказа в нижней части горных склонов до высоты примерно 600 м над ур. моря в течение всего года отмечается положительная суточная температура. В горах субтропиков Азии эта граница поднимается до 1500 м в Каракоруме и 2400 м в Гималаях, а в экваториальной зоне Анд она достигает максимального уровня - 3700 м.

В верхних горизонтах всех крупных горных систем мира, кроме относительно низких Скандинавии и Алтая, существует пояс, в котором средняя суточная температура воздуха никогда не бывает положительной, т.е. холодный период длится весь год. Нижняя его граница поднимается от высоких широт к низким в Северном полушарии с 3000 м над ур. моря в северо-восточной части Аляскинского хребта до 6100 м в Гималаях, а в Южном - с 2200 м в Патагонии до 5900-6600 м в тропической и экваториальной зонах. На одних

* Здесь и далее используются названия климатических зон и областей в соответствии с границами, указанными в (Алисов, 1950).

Термические условия холодного периода года в крупнейших
горно-ледниковых районах Северного полушария

Район	Высота нижней (1) и верхней (2) границ пояса, где $0 < N'_t < 365$, м над ур. моря		Высотный градиент N'_t в интервале 2000-3000 м над ур. моря, дни/100 м	На высоте 2000 м над ур. моря		Высота границы питания ледников, м над ур. моря	На высоте границы питания ледников			
	1	2		N_{t-} , дни	Σt_{-} , °C		N_{t-} , дни		Σt_{-} , °C	
							от	до	от	до
Юго-восточная Аляска										
Юго-западная часть Аляскинского хребта	подножье склонов	3100	7,5	280	-3700	800-2200	245	310	-2200	-3900
Северная часть Берегового хребта (севернее 58° с.ш.)	подножье склонов	3200	7,5	265	-2800	600-1800	205	265	-1200	-2600
Запад Канады и США (50-54° с.ш.)										
Южная часть Берегового хребта	подножье склонов	3500	8,0	235	-1100	1500-2400	225	275	-900	-1600
Скалистые горы Канады	подножье склонов	3800	8,0	205	-2200	2100-2700	230	275	-2300	-3000
Юго-западная Скандинавия										
Юстедальсбрезн	подножье склонов	выше максимальных высот местности	8,0*	255	-2000	1300-1500	215	230	-1200	-1400
Ютунхеймен	подножье склонов	выше максимальных высот местности	7,5*	270	-2100	1700-1900	255	270	-1750	-2000
Альпы										
Северная часть Восточных Альп	подножье склонов	3900	10,0	180	-1000	2600-2700	250	260	-1500	-1800
Пенинские и Бернские Альпы, Монблан	подножье склонов	3900	9,5	175	-950	2800-3300	275	305	-1700	-2300
Карнийские и Юлийские Альпы	подножье склонов	4000	9,0	160	-950	2200-2400	205	220	-1000	-1200
Большой Кавказ										
Северные склоны западной части	подножье склонов	4550	7,5	155	-1000	2600-3400	220	280	-1500	-2000
Южные склоны восточной части	600	4600	8,0	120	-900	3400-4000	250	300	-1900	-2700
Центральный Алтай										
Катунский хребет	подножье склонов	выше максимальных высот местности	5,5	220	-2300	2600-3000	260	280	-3100	-3500
Южно-Чуйский хребет (северо-восточный склон)	подножье склонов	выше максимальных высот местности	5,5	200	-3000	3000-3200	275	290	-3500	-3700
Тянь-Шань (западная часть)										
Западный Алатоу	подножье склонов	5000	5,5	150	-1000	3800-4000	275	290	-3000	-3500
Верховья р. Нарын	подножье склонов	5000	6,0	135	-1100	4400	330		-4500	
Тянь-Шань (восточная часть)	подножье склонов	5300	4,5	170	-2100	3800-4600	250	300	-4200	-5500
Памиро-Алай										
Гиссаро-Алай	подножье склонов	5000	6,0	110	-300	3600-4400	235	300	-1800	-3000
Памир	подножье склонов	5200	6,0	90	-400	4000-5400	240	365	-2700	-4500
Наньшань	подножье склонов	5500	4,5	125	-1200	4400-5000	250	300	-4000	-5000
Куньлунь	подножье склонов	5900	5,0	90	-500	5200-6200	285	365	-3700	-5700
Каракорум	1500	5900	6,0	65	-250	5000-6000	275	365	-3000	-4600
Гималаи	1900-2400	6100	7,0**	0	0	4800-6000	210	340	-1200	-3300

* В интервале высот 1000-2000 м над ур. моря; ** в интервале высот 4000-5000 м над ур. моря.

Термические условия холодного периода года в горно-ледниковых районах Южной Америки

Район	Высота нижней (1) и верхней (2) границ пояса, где $0 < N'_{\Sigma} - 365$, м над ур. моря		Высотный градиент N'_{Σ} в интервале 4000-5000 м (экваториальная и тропическая зоны) и 1000-2000 м (умеренная и субтропическая), дни/100 м	На высоте 5000 м (экваториальная и тропическая зоны) и 2000 м (субтропическая и умеренная зоны)		Высота границы питания ледников (в направлении запад-восток), м над ур. моря	На высоте границы питания ледников			
	1	2		N'_{Σ} , дни	Σt_{-} , °C		N'_{Σ} , дни	Σt_{-} , °C		
Экваториальная зона Западная Кордильера 1° с.ш. - 3° ю.ш. 8-12° ю.ш.	3700	6200	10,0	-100	160	5000-4500	160	105	-100	0*
	3500	5900	11,0	-110	185	5000	185		-200	
	3300	6100	9,0	-300	175	6500-6000	365	325	-3200	-2000
	3600	6600	8,0	-100	135	5500-5000	175	135	-400	-50
Тропическая зона 15-18° ю.ш. (Западная Кордильера) 16-18° (Центральная и Восточная Кордильера) 22-24° (Западная Кордильера) 22-24° (Восточная Кордильера)	3000	5900	10,0	-700	210	6500-6000	365	365	-4000	-2900
	2700	6100	7,5	-500	185	6000-5500	340	240	-2650	-1500
	800	4900	7,0	0*	90	4000-4500	240	300	-1300	-2200
	подножные склоны	3600	7,0	-400	180	1500-2000	140	180	-200	-500
Субтропическая зона 32-33° (Главная Кордильера) Умеренная зона Патагонская Кордильера 41-43° ю.ш. 45-46° ю.ш. 55° ю.ш. (Огненная Земля)	3300	3300	7,0	-900	240	1500-2000	160	240	-400	-900
	2200	2200	10,0	-1800	290	1000-1500	185	230	-400	-1000
	подножные склоны	3300	7,0	-900	240	1500-2000	160	240	-400	-900
	подножные склоны	2200	10,0	-1800	290	1000-1500	185	230	-400	-1000

* Устойчивый период с отрицательной температурой на данной высоте отсутствует.

и тех же широтах в условиях океанического климата она ниже, чем континентального, что связано с более прохладным летом вблизи океанов. Наглядный пример тому - южная часть Берегового хребта и Скалистые горы, где разность высот границы N'_{t-} = 365 дней оценивается в 300 м (см. с. 292, в I-го тома Атласа).

Продолжительность холодного периода растет при увеличении высоты местности с неодинаковой скоростью в разных типах климата. В большинстве случаев высотные градиенты N'_{t-} в морском климате выше, чем в континентальном. Так, в Скандинавии, на тихоокеанских склонах Кордильер высотный градиент N'_{t-} составляет 7,5-8 дней на 100 м высоты, а на Алтае, в горах субтропической Азии - 4,5-6 дней; в муссонном климате Гималаев градиент вновь возрастает до 7-8 дней. Это значит, что в условиях сухого континентального климата переход от теплого периода к холодному и обратно происходит по всей высоте гор в значительно более короткие сроки, чем во влажном морском климате.

Для холодного периода характерны два типа вертикальных профилей N_{t-} и Σt_{-} , соответственно двум типам температурной стратификации: нормальной и инверсионной. В первом случае абсолютные значения N_{t-} и Σt_{-} непрерывно увеличиваются с высотой, во втором - сначала уменьшаются до некоторой высоты, затем растут. Инверсионные явления широко распространены в горах, особенно во внутренних континентальных районах. Причины их чаще всего заключаются в радиационном выхолаживании поверхности, усиленном стоком и застоем холодного воздуха в межгорных котловинах и других понижениях рельефа. Кроме того, они могут быть вызваны адиабатическим нагреванием верхних слоев при нисходящем движении воздуха на подветренных склонах - фёновые ветры. Эти процессы могут развиваться и одновременно, создавая особенно глубокие инверсии. Верхняя граница слоя инверсии на американском континенте находится приблизительно на высоте 1500 м над уровнем моря на восточных подветренных склонах Скалистых гор Канады, снижаясь в северном направлении до 700-800 м в северо-восточной части Аляскинского хребта. На азиатском континенте, где на фоне интенсивного зимнего антициклогенеза инверсии особенно часты и устойчивы, их верхняя граница в большинстве случаев достигает 1500-2000 м, например, в Заилийском Алатау или горах Монголии. В высокоподнятых горных системах они могут быть и выше, и мощнее, как, например, в Куньлуне, где толщина слоя инверсии достигает 2100 м, а высота его верхней границы - 3500 м над ур. моря (Савина и др., 1986). Различия величин Σt_{-} в слоях инверсии и на той же высоте над прилегающей территорией с нормальной стратификацией могут доходить до 1000°.

В результате формирования инверсий в районах континентального климата вертикальные градиенты температуры воздуха зимой обычно понижены в нижних горизонтах гор, а иногда принимают отрицательные значения. В то же время в районах морского климата западных берегов Европы и Америки они наоборот повышены вследствие тепляющего влияния океанов.

Из-за сильного влияния абсолютной высоты в горах на все метеорологические элементы проследить изменчивость N_{t-} и Σt_{-} в горизонтальном направлении возможно только на едином высотном уровне. Таким уровнем для Северного полушария выбрана высота 2000 м над ур. моря (см. табл. 3.4), потому что этот достаточно высокий уровень во многих горно-ледниковых странах находится, как правило, выше слоя зимних инверсий и часто, особенно в районах морского климата, в пределах возможного диапазона высот границ питания ледников. В тропической и экваториальной зонах Южной Америки единым уровнем принята высота 5000 м над ур. моря, близкая к средней высоте границы питания ледников.

Пространственная изменчивость Σt_{-} и N_{t-} на едином уровне в целом подчиняется закону широтной зависимости от солнечной радиации: оба показателя увеличиваются от низких широт к высоким и максимальных значений, равных -3700° и 280 дням, достигают в самом северном горно-ледниковом районе - Аляскинском хребте. В общий широтный характер распределения N_{t-} и Σt_{-} вносят нарушения атмосферная циркуляция и особенности строения горного региона, его ориентация относительно господствующих воздушных потоков. Оба показателя, N_{t-} и Σt_{-} , как правило, увеличиваются при усилении континенталь-

ности климата. Значительно большие запасы холода восточной части Тянь-Шаня по сравнению с западной обязаны ее положению почти в центре области азиатского антициклогенеза. Высокие значения Σt_- в Скалистых горах Канады связаны не столько с влиянием канадского антициклона, который далеко не так устойчив, как азиатский, сколько с незащищенностью их от полярных вторжений.

На большей части Анд, в тропической и экваториальной зонах, холодный период отмечается лишь высоко в горах - примерно от 3000 м и более. В умеренной зоне дни с отрицательной температурой наблюдаются от самого побережья. Климат умеренной зоны формируется под влиянием морских воздушных масс и холодного западного течения, господствующего в этих широтах Тихого океана. Поэтому период с отрицательной температурой здесь длительнее и холоднее, чем на аналогичных широтах в Северной Америке. Значения N_{t_-} и Σt_- , свойственные умеренной зоне Анд, появляются в субтропической на 1000-2000 м выше, а в тропической и экваториальной - выше на 3000-3500 м.

Ресурсы холода нивально-гляциального пояса охарактеризованы в табл. 3.4 и 3.5 величинами N_{t_-} и Σt_- на высоте границы питания ледников. В Северном полушарии продолжительность холодного периода повсеместно больше полугода. Поскольку высота границы питания в общем растет в глубь континентов, то наибольшие значения отмечаются в Центральной Азии, где практически во всех горах, окаймляющих Тибет, есть районы с холодным периодом, длящимся весь год. Наименьшие значения N_{t_-} - примерно семь месяцев - у западных берегов Северной Америки и Европы, а также в наиболее увлажненных районах Альп и Кавказа. Гималаи представляют страну с максимальным диапазоном варьирования N_{t_-} . Климат южных склонов определяется экваториальными муссонами, в связи с чем уровень границы питания здесь намного ниже (соответственно меньше и N_{t_-} - всего 210 дней), чем на северных склонах, отличающихся сухим континентальным климатом с чрезвычайно высоким положением границы питания, где N_{t_-} составляет 365 дней. Высокогорная область Центральной Азии - район наибольших на Земле, исключая Антарктиду и Гренландию, сумм отрицательных температур. Их максимальные значения, достигающие -5700° , отмечаются в Куньлуне, так как граница питания здесь расположена наиболее высоко.

Нивально-гляциальный пояс Анд лучше всего развит в умеренных и субтропических широтах, где ледники получают питания от западных и юго-западных потоков морского воздуха. В связи с этим уровень всех гляциальных границ повышается с запада на восток, и в том же направлении увеличиваются N_{t_-} и Σt_- . Ресурсы холода гляциального пояса Анд в Патагонской Кордильере по сравнению с другими горно-ледниковыми странами умеренных широт - наименьшие.

В тропической и экваториальной зонах гляциальный пояс располагается лишь на высотах более 4000 м. Поскольку здесь господствуют мощные пассатные течения, более влажными оказываются восточные цепи системы Анд, а граница питания поднимается с востока на запад. В Западной Кордильере тропической зоны максимальная на Земле граница питания, доходящая до 6500 м, и самые суровые в Андах условия холодного периода: он длится круглый год, а суммы температур достигают -3000 , -4000° . Но в Восточной Кордильере со снижением границы питания до 5000 м ресурсы холода резко убывают, и к востоку от межгорного района Пуна холодный период продолжается менее полугода, а суммы температур не превышают -400° . Еще мягче температурные условия холодного периода на высоте границы питания ледников в экваториальной зоне, где не всюду может быть даже минимальный непрерывный период с отрицательной температурой. Фоновые термические условия холодного времени года в экваториальной зоне и некоторых районах тропической не создают возможности для существования устойчивого оледенения, которое крайне незначительно и находится много ниже климатической снеговой линии.

3.4.2. Термический режим теплого периода года

Теплый период года характеризуется в Атласе тремя средними многолетними показателями: продолжительностью, которая представляет собой полное число дней со средней су-

точной температурой выше нуля; средней летней температурой за июнь-август в Северном полушарии и за три самых теплых месяца в Южном; суммой средних суточных температур выше нуля за год.

Продолжительность теплого периода N_{t_+} в горах закономерно уменьшается с высотой до того уровня, где $N_{t_+} = 0$, или $N'_{t_+} = 365$. Графически связь N_{t_+} с высотой выражается кривой с более резким падением в нижнем и верхнем ее отрезках и более плавным - в среднем. При общем подобии высотных зависимостей для разных горных стран N_{t_+} уменьшается с высотой в нижних зонах гор в районах с континентальным климатом более постепенно, чем в районах с морским. Очевидно, это связано с различиями в величине вертикального температурного градиента γ в переходные месяцы, температурные условия которых и определяют общую продолжительность теплого (холодного) времени года. В отличие от теплого периода, в переходные месяцы в нижних зонах гор, находящихся в морском климате, γ всегда больше, чем в континентальном.

Если сравнивать разные горные страны по продолжительности теплого периода на единой высоте (табл. 3.6 и 3.7), то в Северном полушарии видна отчетливая тенденция к увеличению N_{t_+} с уменьшением широты. В Южной Америке N_{t_+} возрастает с уменьшением широты лишь до тропической зоны, достигая максимума в ее северной части. В странах с разной степенью континентальности N_{t_+} увеличивается по направлению к океану.

В нивально-гляциальном поясе гор степень континентальности климата сказывается на величинах N_{t_+} значительно сильнее, чем на одинаковых высотных уровнях, так как в глубь материков высота всех гляциальных границ растет, а температура соответственно падает. На высоте границы питания ледников в западных частях умеренной зоны Европы и Северной Америки N_{t_+} имеет диапазон в среднем 120-180 дней. Максимум N_{t_+} принадлежит самому западному в южной Скандинавии горно-ледниковому массиву Олфутбреэн - 200 дней. Большая величина N_{t_+} - 120-160 дней - отмечается в сильно увлажненных районах Карнийских Альп и южного склона западной части Большого Кавказа. В континентальных областях умеренной зоны Азии - на Алтае, в Джунгарии, N_{t_+} уменьшается до 80-110 дней. В высокогорных областях субтропической Азии N_{t_+} сокращается так сильно, что в отдельных районах Восточного Памира, Куьлуня и Каракорума теплый период вообще отсутствует, а на северных склонах Гималаев составляет всего несколько дней.

В умеренной зоне Южной Америки на границе питания ледников N_{t_+} меняется практически в тех же пределах, что и в западных частях Европы и Северной Америки. В Патагонских Андах, климат которых определяется западным переносом влажного и прохладного морского воздуха, в связи с чем высота границы питания увеличивается в восточном направлении, N_{t_+} на восточном макросклоне на 1-2 месяца короче. В тропической и экваториальной зонах преобладающий восточный атмосферный перенос приводит к увеличению высоты границ питания с востока на запад, отчего в Западной Кордильере почти во всей тропической зоне над неледниковой поверхностью N_{t_+} равна нулю. Очевидно, что и над ледниками теплый период отсутствует. В то же время в Центральной и Восточной Кордильерах тропической и почти всей экваториальной зоны N_{t_+} составляет заметно более полугода.

Летняя температура воздуха t_d в горных районах показана в Атласе на картах изотерм, отнесенных к единой абсолютной высоте. Эти карты представляют температурное поле территорий, свободных от нивально-гляциальных объектов, т.е. фоновое распределение t_d , которое обусловлено крупномасштабными факторами климатообразования.

Самая теплая горная страна Северного полушария - Тибетское нагорье. Во всей внутренней части Тибета t_d на высоте 4000 м над ур. моря превышает 12°C , а на его юго-востоке находится область, очерченная изотермой 13°C (см. с. 248 I-го тома Атласа). К северу и югу t_d быстро понижается. На южной периферии Гималаев, подверженных воздействию летних муссонов, t_d на той же высоте ниже 7°C . На Тянь-Шане эта величина, приведенная к 4000 м над ур. моря, меняется в пределах $0-2,5^{\circ}\text{C}$, на центральном Алтае она уже отрицательна - от $-0,5$ до $-2,0^{\circ}\text{C}$. Высокий температурный фон Тибета связан с его

Термические условия теплого периода года в крупнейших горно-ледниковых районах Северного полушария

Район	Нижняя граница поояса, где N_{t+} (и Σt_+) = 0, м над ур. моря	Над ледниково- вой поверхно- стью на высоте 2000 м над ур. моря		Высота гра- ницы пита- ния, м над ур. моря	Над ледниками на высоте гра- ницы питания		
		N_{t+} , дни	Σt_+ , °C		средняя тем- пература за VI-VIII, °C	N_{t+} , дни	Σt_+ , °C
Юго-восточная Аляска							
Юго-западная часть Аляс- кинского хребта	3100	80	250	800-2200	5,5-0,0	120-55	650-100
Северо-восточная часть Аляскинского хребта	3000	90	350	1600-2000	3,5-0,5	95-70	500-300
Северная часть Берегового хребта (севернее 58° с.ш.)							
западный склон	3200	110	250	600-1200	5,5-3,0	155-125	850-500
восточный склон	3200	100	300	1400-1800	3,0-2,0	110-95	450-250
Запад Канады и США (50-53° с.ш.)							
Южная часть Берегового хребта							
западный склон	3500	135	500	1500-1800	5,5-4,0	150-130	600-450
восточный склон	3500	125	650	1800-2400	4,0-2,0	120-80	550-200
Скалистые горы Канады							
западный склон	3800	160	950	2100-2400	4,5-3,5	135-115	550-400
восточный склон	3800	160	950	2400-2700	4,0-2,0	115-90	400-250
Юго-западная Скандинавия							
Олфутбреэн	выше макси- мальных вы- сот местно- сти	*	*	1000-1200	6,5-5,5	200-180	950-750
Юстадалсбреэн		105	250	1300-1500	5,0-3,5	150-135	450-300
Ютунхеймен		95	350	1700-1900	3,5-2,5	110-95	300-200
Альпы							
Северная часть Восточных Альп	3900	185	1050	2600-2700	2,5-1,5	115-105	300-250
Пеннинские Альпы	3900	205	1350	3000-3300	2,0- -0,5	90-60	200-150
Юго-западная часть За- падных Альп	4000	220	1500	2400-3000	4,5-2,5	160-135	700-350
Карнийские и Юлийские Альпы	4000	205	1400	2200-2400	5,5-3,5	160-145	850-650
Большой Кавказ							
Северный склон западной части	выше макси- мальных вы- сот мест- ности	210	1400	2600-3400	5,5-1,5	150-80	500-250
Южный склон западной части		225	1600	2600-3000	5,5-3,0	160-125	600-350
Северный склон цент- ральной части	4550	235	1850	3400-4000	2,0- -1,0	100-50	250-50
Южный склон восточной части	4600	265	2200	3400-4000	2,5- -0,5	130-75	350-100
Алтай							
Катунский хребет	4400	145	900	2600-3000	3,5-1,0	105-80	350-200
Юго-восточная часть Южно-Чуйского хребта	выше макси- мальных вы- сот мест- ности	150	1100	3200	1,5	80	200
Джунгарский Алатау	выше макси- мальных вы- сот мест- ности	205	1900	3300-3600	2,5- -0,5	110-85	400-200
Тянь-Шань (западная часть)							
Зайлийский Алатау	5000	220	2100	3800-4000	0,5- -2,5	85-75	150-100
Верховья р. Нарын	5000	225	2300	4400	-3,5	50	50
Район пиков Победы и Хан-Тенгри	4900	205	1900	4600	-4,5	30	30
Памиро-Алай							
Гиссаро-Алай	5000	250	3000	3600-4400	5,0-0,0	130-65	550-150
Памир	5200	280	3850	4000-5400	5,0- -4,0	125-0	550-0
Куньлунь	5900	275	3500	5200-6200	0,5- -3,5	70-0	150-0
Каракорум	5900	310	4800	5000-6000	1,0- -3,0	80-0	250-0
Гималаи	6100	365	5000	4800-6000	5,5- -2,5	120-10	600-50

* Горы не достигают 2000 м над ур. моря.

Термические условия теплого периода года в Андах

Регион	Высота нижней границы пояса, где $N_{t_+} = 0$, м над ур. моря	Над неледниковой поверхностью на высоте 5000 м над ур. моря (в экваториальной и тропической зонах) и 2000 м над ур. моря (в субтропической и умеренной)	Высота границы питания ледников		На высоте границы питания ледников			
			N_{t_+} , дни	Σt_+ , °C	температура t_d над ледниками за XII-I (в экваториальной и умеренной зонах за I-III), °C	N_{t_+} , дни	Σt_+ , °C	
								от
Экваториальная зона 1° с.ш.-3° ю.ш. (Западная Кордильера) 8-12° ю.ш.	6200	200	450	5000-4500	0,5	3,0	200-260	450-1450
	5900	180	200	5000		0,0	180	200
	6100	190	400	6500-6000	-6,5	-3,5	0-40	0-10
	6600	230	900	5500-5000	1,0	4,0	190-230	300-900
Тропическая зона 15-18° ю.ш. (Западная Кордильера) 16-18° (Центральная и Восточная Кордильера) 22-24° (Западная Кордильера) 22-24° (Восточная Кордильера)	5900	155	200	6500-6000	-7,5	-4,5	0-0	0-0
	6100	180	300	6000-5500	-3,5	-1,5	25-125	20-90
	4900	270	3000	4000-4500	0,5	-2,0	125-65 (105-50)*	200-50 (150-30)*
	3600	190	600	1500-2000	5,0	2,5	225-190 (190-160)	1250-600 (700-400)
Субтропическая зона 32-33° (Главная Кордильера) Умеренная зона 41-43° ю.ш. (Патагонская Кордильера) 45-46° 55° ю.ш. (Огненная Земля)	3300	140	180	1000-2000	5,0	0,5	205-140 (185-120)	750-180 (500-150)
	2200	85	50	1000-1500	1,5	-0,5	185-135 (165-115)	350-150 (250-100)

* В скобках приведены значения над ледниками, рассчитанные теми же методами, что и для Северного полушария.

положением в наиболее континентальной части субтропической зоны Евразии и сильным отепляющим влиянием поднятой на значительную высоту деятельной поверхности - известным горным эффектом, который проявляется в повышении температуры воздуха над горами по сравнению с теми же высотами в свободной атмосфере над соседними равнинами (Джорджо, Петросянц, 1950).

В западных частях Европы и Северной Америки горный эффект перекрывается в летнее время охлаждающим воздействием океанов. Здесь над горными странами изотермы идут почти параллельно береговой линии, изгибаясь в сторону суши лишь в районах крупных заливов. Чем дальше от океанов, тем скорее ослабляется их влияние, и изотермы постепенно приобретают широтную направленность, а над горами нередко становятся замкнутыми.

В Южной Америке наиболее высокая t_d , превышающая 12°C на высоте 4000 м, отмечается в Центральной и Восточной Кордильерах и на межгорном плоскогорье Пуна, находящихся в наиболее широкой части Анд в тропической зоне. Приуроченность самой теплой области к тропической зоне объясняется влиянием сухого и теплого воздуха верхнего течения пассатов, которое проходит как раз через высокогорье. Вероятно, этому способствует и горный эффект, который здесь, в условиях чрезвычайно сухой и прозрачной атмосферы, должен проявляться сильнее, чем в Тибете. Самая холодная летом область из всех горных стран мира, находящихся в умеренной зоне, - южная часть Патагонской Кордильеры, где по сравнению с аналогичными широтами и высотами Северной Америки t_d ниже на $4-6^{\circ}$.

При анализе всех карт t_d обращает на себя внимание то обстоятельство, что над районами горного оледенения рисунок приведенных к единой высоте изотерм остается невозмущенным. Даже вблизи крупных ледниковых полей Аляски, где некоторые метеостанции, данные которых использовались для построения карты, находятся всего в нескольких километрах от ледника, изотермы ни в малейшей степени не отклоняются от своего направления. Это свидетельствует об отсутствии охлаждающего влияния гляциального пояса на окружающую территорию. Подобный же вывод был сделан и по результатам микроклиматических исследований в Верхней Сванетии, где охлаждению подвержены лишь приледниковые участки днищ долин, куда проникают нисходящие ледниковые ветры (Давидович, 1981). Энергетические расчеты, выполненные как для отдельных ледников, так и для целых ледниковых систем, также свидетельствуют об ограниченности теплового ледникового влияния (Кренке, 1982). Таким образом, картографический анализ подтверждает оценки, полученные расчетным путем и по данным непосредственных наблюдений.

Средняя летняя температура воздуха над ледниками зависит от комплекса физико-географических факторов, определяющих и общий температурный фон, и высотное положение ледников в конкретных горных странах. В связи с большим размахом колебаний высоты границы питания t_d здесь в значительно большей степени определяется уровнем ее расположения, чем общим температурным фоном любой горной страны. Поэтому над ледниками западных склонов гор Северной Америки и Европы с очень низким положением границ питания t_d выше, чем на восточных склонах или в более восточных районах с более теплым летом. Например, на всем протяжении Берегового хребта над ледниками восточного склона холоднее, чем над ледниками западного - на $1,5-3,5^{\circ}$ при общем повышении t_d с запада на восток на единой высоте на том же расстоянии на $2-4^{\circ}$ (см. с. 292 I-го тома Атласа).

Как видно из табл. 3.6, максимум t_d над границей питания ледников в Северном полушарии отмечается в самой западной прибрежной части Скандинавии - в массиве Олфутбре-эн - и достигает $6,5^{\circ}\text{C}$. К востоку с увеличением высоты границы питания t_d понижается, однако по всей Скандинавии остается положительной. Столь высокие значения объясняются сочетанием как сравнительно больших для этих широт температур воздуха вследствие мощного отепляющего воздействия Гольфстрима, так и крайне низкой высотой границы питания, обязанной обильным осадкам. В похожей по климатическим условиям, но менее теп-

лой Тихоокеанской ледниковой области Северной Америки наиболее высокая температура характерна для обращенных к океану склонов Кордильер, где она в среднем равна $5,5^{\circ}\text{C}$ независимо от широты. При этом отрицательной температуры нет даже в самой северной части этой зоны - Аляскинском хребте. В Андах по сравнению с Северным полушарием из-за более прохладного лета максимум t_d меньше и находится в более низких широтах, а в самых южных частях Патагонских Анд возможны даже небольшие отрицательные значения t_d .

Центральная Азия с ее резко континентальным и засушливым климатом отличается чрезвычайно большой высотой границы питания ледников. В результате этого здесь в каждой горной стране не редки отрицательные значения t_d : $-4,5^{\circ}\text{C}$ в районе пиков Победы и Хан-Тенгри на Тянь-Шане, $-4,0^{\circ}\text{C}$ на Восточном Памире. Лишь в зоне экваториальных муссонов в некоторых районах Гималаев максимальные для Азии значения t_d , равные $5,5^{\circ}\text{C}$, соответствуют температурам на тихоокеанском склоне Кордильер или на южных склонах Восточных Альп.

Согласно расчетам, самая низкая на Земле температура воздуха на границе питания ледников, составляющая $-7,5^{\circ}\text{C}$, отмечается в Западной Кордильере к востоку от пустыни Атакамы. Столь низкие ее значения вызваны сочетанием нескольких причин: самый высокий уровень границы питания в этом засушливом районе тропической зоны; прохладное для таких широт лето у побережья вследствие влияния холодного Перуанского течения; большой вертикальный температурный градиент как в нижнем, так и в верхнем пассатном течении (Риль, 1963).

Ресурсы тепла всего теплого периода года наиболее точно можно оценить, используя такой показатель, как суммы положительных средних суточных температур воздуха Σt_+ . Общее направленное повышение Σt_+ от высоких широт к низким прослеживается и во всем Северном полушарии, и в отдельных странах. В районах континентального климата рост Σt_+ к югу существенно больше, чем в районах морского.

В Южной Америке максимальные ресурсы тепла отмечаются в тропической зоне Анд - в Центральной и Восточной Кордильерах, где на высоте 5000 м Σt_+ достигает 900° , что почти на треть выше, чем на такой же высоте в Гималаях. Из всех горно-ледниковых стран мира наименьшие ресурсы тепла - в умеренной зоне Анд.

Связь Σt_+ с высотой описывается графически кривыми вогнутой формы, которые для всех горных стран имеют идентичный вид и различаются лишь абсолютными значениями. В соответствии с таким характером высотной зависимости Σt_+ уменьшается в самых верхних зонах гор заметно медленнее, чем в средних и нижних. Например, на Тянь-Шане в интервале высот 4000-5000 м Σt_+ снижается на 250° , а в интервале 1000-2000 м - на 1000° . Следовательно, высокогорье находится в более однородных термических условиях по сравнению с низко- и среднегорьем, и в нивально-гляциальном поясе суммы положительных температур воздуха отличаются относительно небольшим диапазоном изменений.

В умеренной зоне Северного полушария концы ледников, как правило, ограничены изотермой 500° , и лишь в континентальных областях, например, Скалистых горах Канады, языки отдельных ледников опускаются до уровня изотермы 1000° . В высокогорной области субтропической Азии концы ледников почти не выходят за пределы изотермы 100° , и лишь на муссонном южном склоне Гималаев они иногда опускаются до уровня изотермы 500° .

На границе питания ледников максимальные значения Σt_+ отмечаются в прибрежных горах самых северных районов умеренной зоны - массиве Олфутбреэн, севере Берегового хребта - 950 и 850° , соответственно. Это объясняется низким уровнем границы питания ледников и их положением на западном, обращенном к океану, склоне, что приводит и к более высокой летней температуре, и к большей продолжительности теплого периода. Для хорошо увлажненных южных склонов Альп и западной части Большого Кавказа, западных склонов Берегового и Аляскинского хребтов также характерны довольно большие значе-

ния Σt_+ - порядка $600-800^\circ$, а для континентальных областей умеренной зоны - $200-400^\circ$.

В горах Центральной Азии области питания многих ледников Восточного Памира, Каракорума, Кунь-Луня и др. целиком находятся в том высотном поясе, где весь год средняя суточная температура ниже нуля. В то же время на хорошо увлажненных западных цепях Гиссаро-Алая, Западном Памире, южных склонах Гималаев, где граница питания ледников располагается сравнительно низко, суммы тепла достигают довольно больших значений - $550-600^\circ$.

Наибольший диапазон изменений Σt_+ , как и следовало ожидать, отмечается в гляциальном поясе Южной Америки. В Западной Кордильере тропической зоны Σt_+ , как и N_{t_+} , практически всюду над границей питания равны нулю. В восточной части Эквадорских Анд, где на более влажных восточных склонах граница питания опускается до 4500 м, суммы температур воздуха над неледниковой поверхностью достигают 1450° и намного превосходят таковые на тех же высотах в любой другой горно-ледниковой стране (например, в Гималаях эта величина составляет 1100°). В умеренной и субтропической зонах Южной Америки Σt_+ сопоставимы с их значениями для Северного полушария: наибольшие - 700° - в морском климате, а наименьшие - 30° - в континентальном. Однако в тропической и экваториальной зонах, находящихся под действием восточного атмосферного переноса, в связи с чем высота границы питания снижается внутрь материка, наибольшие значения Σt_+ в восточных цепях Анд, наименьшие - в западных.

3.4.3. Радиационный и тепловой баланс поверхности нивально-гляциальной зоны в теплый период года

Абляция снега и льда в нивально-гляциальной зоне в теплое время года определяется радиационным и турбулентным теплообменом на их поверхности. Эти процессы достаточно детально изучены лишь для отдельных частей ледников и за короткие периоды, и в настоящее время полученные результаты не могут служить основой для определения средних многолетних величин в целом для ледниковых систем, т.е. отсутствует возможность для их картографирования. Температурные показатели лишь косвенно отражают процессы тепло- и массообмена, происходящие в нивально-гляциальной зоне, а связи между ними и компонентами теплового баланса еще недостаточно изучены.

Ледники, в отличие от неледниковой поверхности, обладают рядом свойств, которые оказывают значительное влияние на формирование радиационного и теплового баланса их поверхности. Для баланса коротковолновой радиации наиболее существенна роль альbedo снега и льда, так как только для поверхности ледников характерны большие изменения альbedo в течение дня, периода абляции и в пространстве. На основе большого эмпирического материала по ледникам умеренных широт в работе В.Г.Коновалова (1969) сделано обобщение о пределах изменения альbedo снега, фирна и льда, которые в зависимости от степени загрязнения и увлажнения деятельной поверхности составляют $0,15-0,70$. Изменчивость альbedo особенно велика в тех областях, где и летом осадки выпадают в твердом виде - в высокогорных районах Памира, Тянь-Шаня, Гималаев и др.

Другая особенность ледников, а именно: невозможность подъема температуры их поверхности выше 0°C , способствует ограничению потери тепла длинноволновым излучением. Поэтому эффективное излучение ледника и в дневные, и в ночные часы примерно одинаково, а суточные суммы намного меньше, чем свободной от снега и льда поверхности. При сплошной облачности баланс длинноволновой радиации ледников высокогорных районов приближается к нулю, а в отдельные часы может иметь даже положительные значения (Волошина, 1966).

Благодаря различиям в альbedo подстилающей поверхности и особенностям длинноволнового излучения ледник формирует собственный радиационный баланс. О размахе его колебаний при разных условиях погоды и в разных частях ледника дают представления следующие его значения за сутки, полученные по непосредственным наблюдениям на Марух-

ском леднике на Западном Кавказе в июне-августе 1967-1974 гг. при среднем альбедо фирновой зоны 0,55, а области абляции 0,19:

	Единицы измерения	Ясно	Пасмурно
Область аккумуляции, 2900 м над ур. моря	кал/см ² МДж/м ²	280 11,72	100 4,19
Область абляции, 2600 м над ур. моря	кал/см ² МДж/м ²	470 19,68	190 7,95

Изменение радиационного баланса деятельной поверхности с высотой определяется рядом факторов, играющих неоднозначную роль в его формировании: повышение прозрачности атмосферы с высотой способствует росту прямой солнечной радиации, но уменьшает рассеянную; увеличение облачности в высокогорье ведет к сокращению инсоляции прямыми солнечными лучами, но в то же время - к значительному возрастанию рассеянной радиации, а также длинноволнового излучения, направленного к поверхности Земли; однако нередко, например, на южном склоне Эльбруса, наблюдается уменьшение с высотой и количества, и мощности облаков; общее понижение температуры воздуха в горах приводит к уменьшению противоишлучения атмосферы и росту потерь тепла длинноволновым излучением. Но решающая роль в формировании радиационного баланса ледников принадлежит альбедо их поверхности, которое с высотой растет в связи с увеличением повторяемости твердых осадков и уменьшением загрязненности (см. с.100, 103, 263, с I-го тома Атласа).

Радиационные свойства неледниковой поверхности в нивально-гляциальной зоне несколько иные. Альбедо моренных образований или скальных пород, лишенных растительности, как правило, очень мало и составляет 0,09-0,15. Главное же отличие заключается в том, что собственное излучение деятельной поверхности, нагреваемой в дневные часы до 20-30°C и более, резко возрастает по сравнению с поверхностью снега и льда, в результате чего заметно снижается ее радиационный баланс. Примером могут служить результаты расчетов для Марухского ледника. Суммарная радиация принята одинаковой для всех пунктов - 482 кал/см², или 20,16 МДж/м² за сутки (табл.3.8).

Радиационный баланс ледниковой поверхности закономерно возрастает по мере удаления в глубь материков. Так, наибольшие его величины зарегистрированы во внутренних районах Средней Азии: в областях абляции, при теплой солнечной погоде, сохраняющейся продолжительное время. Большую роль в формировании и суммарных величинах радиационного баланса играют здесь не только альбедо и прямая солнечная радиация при больших высотах Солнца, но и большая длительность периода абляции - в среднем пять месяцев - и значительное противоишлучение атмосферы, обязанное более высоким температурам воздуха.

Таблица 3.8

Структура радиационного баланса разных видов деятельной поверхности за сутки, ледник Марухский, 11 июля - 30 августа 1970 г.*

Вид подстилающей поверхности	B/Q	Альбедо	Единицы измерения	Поглощенная радиация	Баланс длинноволновой радиации	Радиационный баланс
Фирн	0,33	0,50	кал/см ² МДж/м ²	241 10,08	-81 -3,38	160 6,70
Лед	0,67	0,19	кал/см ² МДж/м ²	390 16,33	-67 -2,82	323 13,51
Скальная порода	0,44	0,09	кал/см ² МДж/м ²	434 18,16	-224 -9,38	210 8,78

* B - радиационный баланс, Q - суммарная радиация.

Благодаря сокращению продолжительности периода абляции до 3-3,5 месяцев и общему увеличению облачности в ледниковой зоне Западного Кавказа приток суммарной

солнечной радиации уменьшается по сравнению с Памиром (Волошина, 1976) более чем вдвое.

Роль других видов тепловой энергии, поступающей к ледниковой поверхности - турбулентного потока тепла из воздуха и тепла, выделяющегося при конденсации водяных паров, наиболее велика в районах морского климата и на низкорасположенных ледниках. Испарение преобладает над конденсацией, как правило, в областях питания ледников; в абсолютном значении оно возрастает в высокогорных континентальных районах. Но в некоторых случаях может иметь место и обратная закономерность: в сухих областях Памира и Тянь-Шаня при развитых долинных ветрах на языках ледников нередко отмечается испарение, в то время как в фирновых зонах, где преобладает ледниковый ветер, насыщенный влагой, - конденсация.

Формирование температурной инверсии в нижнем слое воздуха над ледником не только при положительных, но часто при отрицательных температурах определяет направление турбулентного потока тепла, который является положительным членом в уравнении теплового баланса ледниковой поверхности в течение суток и всего периода абляции. Инверсионное распределение температуры воздуха способствует также уменьшению эффективного излучения ледников.

Характерная черта ледникового климата - кататический ледниковый ветер, генезис которого определяется наличием наклонной поверхности для стока холодного воздуха и его дополнительным охлаждением при соприкосновении с поверхностью ледника. Максимум скорости ветра в таком потоке чаще всего находится на высоте 0,5-2,0 м от поверхности. Это ведет к образованию внутреннего пограничного слоя воздуха с особыми свойствами турбулентности, что ограничивает применение стандартных методов расчета параметров турбулентного обмена.

Поскольку методика измерений и расчетов этих компонентов теплового баланса несовершенна, а точность получаемых данных невелика, можно привести лишь их ориентировочные величины. Так, для областей аккумуляции и абляции ледника Марухского за август 1967 г. расчетным методом Д.Л.Лайхмана (1961) по результатам градиентных измерений были получены следующие суммарные значения потоков турбулентного тепла из воздуха ρ , тепла конденсации $+LE$ или испарения $-LE$:

	Единицы измерения	ρ	$+LE$	$-LE$
Фирн	кал/см ²	311	175	-52
	МДж/м ²	13,02	7,33	-2,18
Лед	кал/см ²	733	1116	-
	МДж/м ²	30,69	46,72	-

Эти данные хорошо отражают свойственные многим ледникам общие закономерности изменения с высотой и соотношения отдельных параметров турбулентного обмена, а именно: в области абляции ледника приток турбулентного тепла из воздуха значительно возрастает по сравнению с фирновой зоной вследствие повышения температуры воздуха, усиления ветра и увеличения аэродинамической шероховатости льда; испарение наблюдается лишь в области аккумуляции, и оно уступает по значению конденсации, которая повышается во много раз в области абляции ледника.

При благоприятных условиях погоды - скорости ветра более 3-4 м/с и большом дефиците влажности - интенсивность испарения с поверхности ледников резко возрастает и может достигать 3-5 мм в сутки. Особенно большую роль в абляции ледников этот процесс играет в континентальных районах субтропической зоны - Андах, горах Центральной Азии, где образуются своеобразные формы ледникового рельефа - поля "какшихся" (Котляков, Лебедева, 1975).

Доля радиационной и турбулентной составляющих в общих затратах тепла на абляцию ледников чаще всего зависит от абсолютной величины радиационного баланса, который в

свою очередь определяется благоприятным для его формирования типом погоды, т.е. облачностью, температурой и влажностью воздуха. В некоторых случаях важное значение приобретает рельеф - экспозиция ледника, закрытость горизонта окружающими хребтами, характер пород, слагающих склоны долины, и пр. В целом роль радиационного баланса возрастает во внутриконтинентальных областях и в высокогорье, где его доля в приходной части теплового баланса достигает 90% и более. В районах, подверженных влиянию морских воздушных масс, она может снижаться до 50-60%, что обусловлено уменьшением абсолютных величин поступающей солнечной радиации при облачном небе и ростом конденсации.

3.4.4. Режим увлажнения

В горных условиях основные черты распределения атмосферных осадков зависят от взаимного расположения главных форм рельефа - хребтов, долин, котловин и т.п. - и влагонесущих потоков, обусловленных общециркуляционными закономерностями, а также от высоты местности, с ростом которой падает температура воздуха.

Наиболее показательна в климатическом отношении и изучена к настоящему времени такая характеристика твердых осадков, как их доля в общем годовом количестве. Если изменения месячной доли твердых осадков зависят только от температуры (см. рис. 3.1 и 3.2), то величина годовой доли определяется еще и формой кривой годового хода осадков, а именно - долей общего годового количества осадков, выпадающих зимой (Богданова, Соколова, 1976; Архипова, Геткер, 1985). Таким образом, годовая доля твердых осадков $P_{т, год}$ - есть функция температуры, ее абсолютных значений и годового хода, и внутригодового распределения осадков. Поэтому ее пространственные изменения слабо реагируют на изменение континентальности климата: наблюдающееся при увеличении континентальности смещение максимума осадков на летние месяцы компенсируется удлинением зимнего периода, вследствие чего годовое количество твердых осадков и, следовательно, годовая их доля меняются мало. Обычно в пределах одного горного региона вид кривых, выражающих связь годовой доли твердых осадков с высотой местности $P_{т, год}(H)$ идентичен, меняются лишь ее абсолютные значения, возрастая с увеличением широты.

Если же горная страна охватывает регионы с резко различным внутригодовым распределением осадков, то они могут характеризоваться и разным видом высотной зависимости $P_{т, год}(H)$. Так происходит в горной системе Гиндукуша-Каракорума (см. с. 235 I-го тома Атласа), где на южном наветренном склоне Гиндукуша зависимость $P_{т, год}(H)$ криволинейна, а во внутренней континентальной, экранированной от влагонесущих потоков долине р. Инд в Каракоруме она остается линейной до высот, где $P_{т, год} = 100\%$. В общем указанная зависимость может быть как линейной, так и нелинейной - это определяется соотношением внутригодовых распределений осадков и температуры. Вертикальный градиент годовой доли твердых осадков в разных условиях меняется от 25 до 50% на 1000 м высоты, составляя в большинстве случаев около 27-30% на 1000 м (табл. 3.9).

Весьма важным для режима ледников показателем служит годовая доля твердых осадков на высоте границы питания ледников. Увеличение последней с продвижением от морских побережий в глубь континентов, т.е. с ростом континентальности, приводит к падению температуры на этой границе и, следовательно, к росту годовой доли твердых осадков. Эта зависимость четко прослеживается как в пределах одного региона, так и в разных регионах.

Уровень, где величина $P_{т, год}$ достигает 100% и выше которого осадки выпадают только в твердом виде, повсеместно, кроме Гималаев, зависит от широты (см. табл. 3.9). Гималаи представляют собой столь резкую климатическую границу, что эффект изменения температуры с широтой перекрывается почти скачкообразным изменением условий увлажнения. В результате на северном, более холодном склоне уровень $P_{т, год} = 100\%$ оказывается выше, чем на южном, более теплом.

Распределение твердых осадков и режим осадков разных видов в крупнейших горно-ледниковых районах мира

Район	Высотный градиент $P_{T, \text{ред}}$, %/1000 м	Высота грани- цы питания ледников H , м над ур. моря	Годовое количество осадков $X_{T, \text{год}}$, мм	Характеристика осадков на высоте границы питания ледников			
					Годовая доля твердых осад- ков $P_{T, \text{ред}}$, %	длительность периода с преобладанием осадков	
						разных видов, число дней	жидкие
					твердые	смешанные	
Аляска							
северная часть	25-28	2080	900-2800	48-82	200-285	75-78	90-2
южная часть	28	2880	1800-2900	44-67	-	-	-
Горы запада Канады и США							
северная часть	27-30	3450 выше максимальных высот	1300-2000 1100-2200	46-67 48-67	187-254 223-276	73-76 67-79	105-35 75-10
южная часть	27-35	3200 выше максимальных высот	1200-2000	65-80	195-230	57-50	113-85
Исландия							
Скандинавия							
северная часть	24-30	3400-3700 выше максимальных высот	1000-2200	58-67	290-365	40-0	35-0
южная часть	25-30	4300 выше максимальных высот	1000-2000	73-80	265-335	30	70-0
Альпы	23-27	3200 выше максимальных высот	1000-2500	80	240-320	20	105-25
Аптай, Саяны	25-27	4200	500-2000	85-100	225-295	40-70	100-0
Кавказ	25-30	4200	250-2500	95-100	310-365	40-0	15-0
Камчатка	25-30	4200	1000-2900	100	310-365	40-0	15-0
Тянь-Шань	25-30	3500	400-800	60-90	-	-	-
Памир	40-50	5700	400-900	95-100	365	0	0
Гиндукуш	27	6100	1000-2000	100	-	-	-
южный склон	30-40	4800			365	0	0
Каракорум							
долина р. Инд							
Гималаи							
северный склон							
южный склон							

Максимальные значения месячных долей твердых осадков (либо 100%, либо меньшие - в зависимости от термического режима) всегда наблюдаются в период минимальных значений температуры. Снижение и рост значений $P_{т,мес}$ в переходные периоды года определяются крутизной кривой годового хода температуры в это время, а также высотой местности. Чем больше последняя, тем быстрее растет или падает величина $P_{т,мес}$ при изменении температуры на 1° , что определенно объясняется сближением на больших высотах температур на уровне осадкообразования и у поверхности земли, т.е. снижением уровня конденсации.

В отличие от общего годового количества осадков, распределение которых обусловлено в первую очередь циркуляционными факторами, количество твердых осадков в равной мере определяется и температурным режимом. Особенно четко это выявляется при рассмотрении изменения их количества с высотой. Известно, что так называемый пливометрический градиент, т.е. рост общего количества осадков с высотой - величина весьма неустойчивая и наблюдается далеко не везде. Твердые осадки увеличиваются с высотой в большей или меньшей степени повсеместно, по крайней мере до высот, где $P_{т,год} = 100\%$, что однозначно обусловлено соответствующим снижением температуры. Эта связь аналогична хорошо изученному росту снегозапасов с высотой, но теснота ее несколько больше, чем для снегозапасов, так как для твердых осадков отсутствует рассеивающий эффект переметания выпавшего снега. Наличие четкой связи количества твердых осадков с высотой позволило впервые картографировать эту характеристику в достаточно крупном масштабе отдельных горных регионов от 1:3 000 000 до 1:7 500 000.

Условно приняв за нижнюю границу существования пояса с твердыми осадками их количество не более 10 мм в год, можно охарактеризовать рассматриваемые горные регионы высотой этой границы. Она в первую очередь определяется температурными условиями. В горных регионах, расположенных в умеренных и полярных широтах, твердые осадки наблюдаются непосредственно от подножий. Из представленных в табл. 3.9 районов лишь в горных системах Гиндукуша, Каракорума и Гималаев, расположенных в субтропических широтах, твердые осадки начинаются от уровня 2500-3500 м. В горных областях, расположенных в субтропических, тропических и экваториальных широтах, абсолютные высоты, на которых начинают выпадать твердые осадки, достигают следующих величин, м:

Европа	южная часть Апеннинского п-ова	600-700
	о.Сардиния	500-600
	о.Сицилия	600-700
	горы п-ова Пелопоннес	600-700
Африка	горы Атлас	1000-1400
	горы экваториальной зоны (Камерун, Килиманджаро) и Эфиопское нагорье	2000-2500
	Драконовы горы	1300-1500
Азия (о-ва)	Филиппины	2000-2200
	Малайский архипелаг	2500-2800
Австралия	Большой Водораздельный хр., 28-38 $^{\circ}$ ю.ш.	500-600
	Новая Зеландия о.Северный	500-600
Северная Америка	Южная Мексика и Центральная Америка	2800-3000
Южная Америка	экваториальная зона, 10 $^{\circ}$ с.ш.-10 $^{\circ}$ ю.ш.	2500-2700

Эти данные отражены в Атласе лишь на мелкомасштабных картах континентов, где они не всегда могли быть детально показаны из-за обусловленной масштабом генерализации.

Высоты, на которых величины $P_{т,год}$ достигают 100%, очевидно, служат нижней границей пояса, где годовое количество твердых осадков равно их общему годовому количеству и уже не изменение температуры с высотой, а только циркуляционные факторы его определяют.

При изучении изменений с высотой количества твердых осадков по материалам конкретных станций всегда ощущается недостаток данных для высокогорий. Рассчитывая количество твердых осадков на высоте границы питания ледников методом гляциологической

индикации и привлекая к анализу данные о максимальных снеговых запасах, удалось получить дополнительную информацию. В частности, в южной Скандинавии в районе наибольших высот, т.е. около 2000 м, как оказалось, годовое количество твердых осадков достигает 3200 мм, а общее годовое количество осадков - 4000 мм. До настоящего времени считалось, что осадки не превышают здесь 1600-2000 мм (Атлас мирового водного баланса, 1974). Некоторой корректировке в сторону увеличения подверглись данные об осадках для района юга Аляски и запада Береговых хребтов Канады (Ивановская, 1984). В этом регионе есть районы, где общее годовое количество осадков превышает 5000 мм. Было уточнено количество осадков на западном Памире и выявлено местонахождение их максимальных величин - западные и юго-западные склоны.

Внутригодовое распределение количества твердых осадков зависит, очевидно, от годового хода общего количества осадков и температуры. Для подавляющего большинства типов годового хода общих осадков в умеренных и полярных широтах максимальное количество твердых осадков отмечается зимой, в период минимальных температур. Эта закономерность прослеживается не только в морском климате западных побережий континентов с зимним максимумом общих осадков или с их равномерным распределением в течение года, но и в умеренно-континентальном климате, где максимум общих осадков смещается на лето, но зима еще достаточно влажная, чтобы обеспечить зимний максимум твердых осадков. Поэтому зимний максимум твердых осадков характерен для гор всей Европы, Северной Америки, кроме ее крайнего севера и северо-востока, и умеренных широт Южной Америки.

В условиях резкой континентальности климата с сухой, холодной и продолжительной зимой происходит разделение зимнего максимума твердых осадков на весенний и осенний. В этих условиях почти все годовое количество осадков выпадает с конца весны до осени с резким летним максимумом. То небольшое количество осадков, которое выпадает весной и осенью в период отрицательных температур, формирует весенний и осенний максимумы твердых осадков. Эта картина наглядно выявляется по данным горных станций Сибири, Гималаев, Тибета, Монголии, северного и северо-восточного Китая (см. с. 224а I-го тома Атласа).

Годовой ход твердых осадков в высокогорье тропических и экваториальных широт Южной Америки имеет специфические черты. При очень небольшой годовой амплитуде температуры, характерной для этих широт, общий уровень температуры на больших высотах уже таков, что в течение всего года некоторая часть осадков выпадает в твердом виде. И поскольку четко выраженный максимум общих осадков приходится на лето, то несмотря на уменьшение доли твердых в теплую часть года, количество их все-таки остается большим, чем зимой. Такое явление прослеживается на многих горных станциях Южной Америки (см. с. 299 I-го тома Атласа).

Вполне очевидно, что повсеместно в высокогорье, где твердые осадки преобладают круглый год, их годовой ход уже не зависит от годового хода температуры и соответствует внутригодовому распределению общих осадков.

Длительность периодов с твердыми, жидкими и смешанными осадками, определяемая лишь сезонными и высотными изменениями температуры, позволяет лучше понять значимость вклада осадков разных видов в формирование баланса массы снежно-ледовых образований в горах. Графики изменения с высотой длительности периода с преобладанием, т.е. более 50% в месяц, осадков разных видов, характеризующие разные части представленных в Атласе горных регионов, даны на картах количества твердых осадков. В трех последних графах табл. 3.9 приведены данные о длительности периода с осадками разных видов на высоте границы питания ледников для каждого из регионов. Диапазон значений в каждой графе охватывает весь регион без детализации по его частям и элементам рельефа.

Длительность периода с преобладанием твердых осадков на высоте границы питания увеличивается от прибрежных океанических районов к внутриконтинентальным средним широт, период со смешанными осадками соответственно сокращается. В условиях резкой континентальности горных стран Центральной Азии осадки на высоте границы питания уже почти весь год выпадают в твердом виде.

Продолжительность выпадения осадков, наблюдаемая обычно визуально наряду с другими атмосферными явлениями, и вычисляемая по времени их начала и конца, до настоящего времени почти не исследовалась. Существуют лишь сведения о средней многолетней месячной и годовой продолжительности осадков (в часах) по выборочной сети станций в Справочнике по климату СССР (1968-1970) и для небольшого числа станций за короткие периоды в климатических монографиях по Европе (1983) и Азии (1975). Впервые полученные для Атласа сведения о продолжительности выпадения твердых осадков на всех континентах дают представление не только о пространственных изменениях этой характеристики, но и об ее зависимости от высоты местности.

Продолжительность выпадения твердых осадков в большинстве случаев увеличивается с высотой нелинейно, поскольку это вызвано и падением температуры, и ростом количества осадков. Особенно сильна кривизна высотной зависимости продолжительности твердых осадков во внутриконтинентальных горных районах, где, как правило, увеличение количества осадков с высотой вначале незначительно или вовсе отсутствует, и продолжительность твердых осадков растет лишь вследствие снижения температуры. На более высоких уровнях плювиометрический градиент начинает возрастать, и увеличение продолжительности осадков ускоряется. Величина высотного градиента годовой продолжительности твердых осадков в морском климате меняется мало: 750-1000 часов на 1000 м высоты в Исландии и Скандинавии, а в континентальном очень сильно: от 50-100 часов на 1000 м в первом километре поднятия до 500-600 часов на 1000 м в высокогорье - Скалистые горы, Гималаи, Гиндукуш. Очень велико возрастание продолжительности твердых осадков с высотой в северной и западной частях Памира, где на высотах более 3000 м оно составляет более 1500 часов на 1000 м поднятия.

Режим и распределение жидких осадков в горах отличаются чрезвычайным разнообразием. Такие средние многолетние характеристики жидких осадков, как их годовое количество $X_{ж}$ и доля в годовом количестве общих атмосферных осадков $P_{ж}$ распределены крайне неравномерно и в каждом климатическом поясе, и в пределах каждой горной страны. В отличие от твердых осадков, годовая доля жидких заметно реагирует на изменение континентальности климата. В континентальных условиях, когда максимум общих осадков приходится на лето, $P_{ж}$ больше, чем в морских, где теплый период хотя и длительнее, но максимальное количество общих осадков выпадает в осенне-зимние месяцы. В любой горной стране на склонах, обращенных к влагонесущим потокам, на всех уровнях $P_{ж}$ меньше, чем на подветренных. Особенно большие разности $P_{ж}$ отмечаются в высокогорных областях субтропической Азии, где соседствуют районы с разным годовым ходом осадков. Ярким примером служит Западный Тянь-Шань. Здесь в районах зимнего максимума осадков, приносимого циклонами, например Заилийском Алатау, $P_{ж}$ в среднем на 40% ниже, чем во внутренних районах - верховья р.Нарын, защищенных от непосредственного воздействия атмосферных фронтов и потому имеющих летний максимум осадков конвективного происхождения (см. с.120 I-го тома Атласа).

Общее для всех горных стран уменьшение $P_{ж}$ с высотой, обусловленное понижением температуры воздуха, происходит в разных климатических условиях неодинаково. Вертикальный градиент в районах континентального климата чаще всего выше, чем в районах морского (табл.3.10).

Абсолютные значения годовой доли жидких осадков увеличиваются с уменьшением широты. Они максимальны во внутриконтинентальных высоких нагорьях субтропической зоны Азии - внутреннем Тянь-Шане, Восточном Памире, Тибете, а также на Восточном Кавказе, где достигают 80% и немного более у подножий склонов и на всех высотных уровнях остаются выше, чем в районах, где преобладают морские черты климата. Минимальные значения $P_{ж}$ отмечаются в северо-западной Скандинавии и юго-восточной Аляске. Здесь абсолютные величины $P_{ж}$ на прибрежных склонах гор составляют около 35-45%.

Уровень, выше которого жидкие осадки уже не выпадают, т.е. $P_{ж} = 0$, располагается несколько ниже уровня $P_{т} = 100\%$. так как между ними находится пояс, в котором наряду

Распределение жидких осадков в крупнейших горно-ледниковых
районах Северного полушария

Район	Абсолютная высота, где $P_{ж} = 0$, м над ур. моря	Высотный гради- ент $P_{ж}$, %/1000 м		Высота макси- мума жидких осад- ков, м над ур. моря	Количе- ство жидких осадков на высо- те их максиму- ма, мм	Характеристика жидких осадков на высоте гра- ницы питания ледников		
		нижний пояс гор	верхний пояс гор			высота гра- ницы пита- ния, м над ур. моря	годо- вая доля, %	годовое количе- ство, мм
Юго-восточная Аляска Район залива Якутат	2300	18	23	400	2800	600-800	37-34	2400-1800
Юго-запад Аляскин- ского хребта	2300	26	29	1300	550	1400-1800	24-13	560-360
Северо-восток Аляс- кинского хребта	2200	34	30	1250	320	1600-2000	18-7	300-100
Северная часть Бере- гового хребта	2300	22	25	500	2450	800-1200	40-30	2200-1200
Западный склон	2300			1500	400	1400-1700	25-15	400-300
Восточный склон Южная часть Берего- вого хребта	3200	17	25	1400	1800	1500-1800	38-33	1780-1300
Западный склон Скалистые горы Канады	3400	24	15	1200	460	2100-2400	18-14	300-230
Западный склон	3400	26	20	1000	380	2400-2700	20-14	160-120
Восточный склон Северо-западная Скандинавия	выше макси- мальных вы- сот мест- ности	13	16	побере- жье 800	800	900-1000	22-20	550-500
Западный склон		29	29		300	1200-1400	20-14	260-200
Восточный склон								
Юго-западная Скандинавия	выше макси- мальных вы- сот мест- ности	20	20	побере- жье	1800	1000-1400	30-24	900-600
Западный склон		24	28	подножие склонов	600	1600-1800	20-16	220-200
Восточный склон								
Альпы								
Западные склоны	3200	24	29	1200	1270	2400-3000	20-3	850-300
Западных Альп		-	-	1300	600	2600-3000	20-7	350-200
Восточные склоны	3400			1200	1600	2200	40	1150
Западных Альп	3600	20	27					
Илийские Альпы								
Большой Кавказ								
Северный склон центральной части	3600	20	36	800	620	3400-4000	12-0	70-0
Южный склон запад- ной части	3300	17	34	подножие склонов	1450	2600-3000	30-15	500-250
Южный склон цент- ральной и восточ- ной частей	3700	20	35	подножие склонов	850	3400-3800	10-0	90-0
Алтай								
Чуйские Белки	3500	25	30	2300	220	3000-3200	14-8	170-150
Восточная часть Ка- тунского хребта	выше макси- мальных вы- сот мест- ности	25	25	2200	400	3000	15	250
Юго-западная часть Катунского хребта		25	25	2000	840	2600	25	750
Тянь-Шань, западная часть								
Зайлийский Алатау	4000	27	20	1800	670	3800	3	100
Верховья р. Нарын	4050	17	50	2000	250	4400	0	0
Памир								
Западный Памир	4000	25	27	1500	660	3800-4400	6-0	70-0
Восточный Памир	4100	26	42	подножие склонов	110	5000-5200	0	0
Каракорум*	6000					5400-6000	10-0	50-0
Гималаи*								
Северный склон	6000					5800-6000	5-0	100-0
Юго-восточный склон	5500-5800			2000	3200	4800-5200	8-3	140-20

* Приводимые данные сугубо ориентировочные.

с твердыми выпадают смешанные осадки. Этот пояс особенно велик в юго-восточной Аляске, где его вертикальная протяженность достигает 400-500 м. В континентальных климатах он сокращается до 50-100 м. Абсолютная высота уровня $P_{ж} = 0$ растет в направлении к низким широтам на каждом континенте: в Северной Америке от 2300 м в юго-восточной Аляске до 3400 м в горах запада США; в Азии от 3500 м на Алтае до 6000 м в Гималаях. В сравнительно низких горах Скандинавии уровень $P_{ж} = 0$ отсутствует, и здесь практически на всех высотах возможно выпадение жидких осадков, а в высокогорных областях Центральной Азии осадки в жидком виде не выпадают на обширных территориях (см. с. 120 и 133 I-го тома Атласа).

Количество жидких осадков $X_{ж}$ в горных странах меняется с высотой весьма характерно: от подножия гор оно сначала увеличивается вместе с ростом годового количества общих атмосферных осадков, а затем довольно резко убывает соответственно падению доли жидких осадков до уровня, где $P_{ж}$ минимальна или равна нулю. Такой вид высотной зависимости $X_{ж}$ сохраняется почти повсеместно, кроме отдельных районов - на западных склонах южной части Скандинавии, юго-западных склонах Большого Кавказа, Восточном Памире, в которых уменьшение $X_{ж}$ начинается сразу от подножий. Вообще в нижнем высотном поясе гор связь $X_{ж}$ с высотой недостаточно тесная, явственно сказывается мезоклиматическая изменчивость. Четкая связь с высотой обнаруживается, как правило, лишь от уровня, где жидкие осадки достигают своих максимальных значений, и выше которого главным фактором изменения их количества становится падение температуры воздуха с высотой.

Уровень максимума жидких осадков, определяемый совместным влиянием циркуляционных условий и температурного режима, заметно неодинаков в разных горных странах и в целом повышается в направлении к более низким широтам (см. табл. 3.10). Уровень максимума жидких осадков почти всюду расположен ниже нивально-гляциальной зоны. Исключение - район залива Аляска, где ледники опускаются очень низко, местами оканчиваясь в океане.

Исключительно большое количество жидких осадков (уступающее только осадкам на южных склонах Гималаев, где однако уровень их максимума намного ниже нивально-гляциальной зоны, и все осадки жидкие) выпадает на тихоокеанских склонах гор Чугач и Св. Ильи на Аляске. Здесь на уровне максимума (400 м над ур. моря) средняя многолетняя величина $X_{ж}$ достигает 2800 мм. Обильными жидкими осадками отличается вся Тихоокеанская область умеренной зоны в Северной Америке. В этом же типе климата и на тех же широтах в Скандинавии выпадает максимальное в Европе количество жидких осадков - 1800 мм. Однако это меньше, чем в заливе Аляска. Высокие хребты Кордильер, почти вплотную подходящие к берегам, служат причиной более резкого увеличения осадков в Северной Америке по сравнению с северо-западной Европой. Но уже на подветренных склонах Кордильер в условиях усиливающейся континентальности $X_{ж}$ уменьшается в несколько раз.

В континентальных климатах величины $X_{ж}$ в отличие от $P_{ж}$ значительно меньше, чем в морских. Это связано с большей длительностью в морском климате периода, когда по температурным условиям возможны жидкие осадки, так что в этот период попадают месяцы с развитой циклонической деятельностью и, как следствие, частыми обложными дождями фронтального происхождения. Более короткое лето с ливневыми дождями конвективного происхождения, свойственное континентальным климатам, обуславливает малое количество жидких осадков. На Восточном Памире, например, даже на уровне своего максимума $X_{ж}$ не превышает 100 мм.

Большие контрасты $X_{ж}$, определяемые циркуляционными факторами, отмечаются в горных странах, даже принадлежащих к одному типу климата с одинаковыми значениями $P_{ж}$. Примером может служить горный Алтай, который находится в области внутриконтинентального климата умеренной зоны: на наветренных юго-западных склонах Катунского хребта жидких осадков выпадает более 800 мм, в то время как на подветренных склонах Чуйских Белков, обращенных к внутригорной засушливой Чуйской степи, их количество составляет всего 100-200 мм (см. с. 153 I-го тома Атласа).

Жидкие осадки в нивально-гляциальной зоне гор удобно характеризовать их количеством на высоте границы питания ледников (см. табл. 3.10). С уменьшением общих атмосферных осадков при движении от морских побережий в глубь континентов и повышением в этом же направлении летних температур воздуха увеличивается высота границы питания, а соответственно существенно уменьшается на этом уровне $\chi_{ж}$. Практически отсутствуют жидкие осадки в области аккумуляции на высокогорных ледниках субтропической зоны Азии - северных склонах Гималаев, Внутреннем Тянь-Шане, Восточном Памире, Куньлуне, Гиндукуше, Каракоруме, внутренних районах юго-востока Большого Кавказа. В муссонном климате южных склонов Гималаев, в предгорьях которых находится самое дождливое место в мире, жидкие осадки на высоте границы питания, согласно нашим ориентировочным расчетам, составляют не более 8% общих, или 140 мм.

В самом увлажненном ледниковом районе - тихоокеанских склонах хребтов Кордильер - жидкие осадки образуют более трети общего годового количества осадков и в окрестностях залива Якутат достигают 2400 мм на высоте границы питания - самой низкой среди горных ледников мира. В Европе максимальные $\chi_{ж}$ и $P_{ж}$ - более 1100 мм и 40% - получают ледники южных склонов Восточных Альп. Немного им уступают ледники атлантического склона юго-западной Скандинавии. В Азии максимальные $\chi_{ж}$ и $P_{ж}$ - на ледниках юго-западного склона Катунского хребта - 750 мм, 25%. В целом для нивально-гляциальной зоны характерны следующие черты: в западных частях континентов на склонах, обращенных к влагонесущим потокам, жидких осадков много вследствие общего увлажнения гор; во внутренних континентальных районах жидкие осадки существенно сокращаются, при этом их больше там, где ниже граница питания, а не там, где этих осадков больше всего на уровне их максимума.

Полученные при составлении карт величины жидких осадков позволяют говорить о их значимой роли в режиме и тепловом балансе ледников в ряде районов земного шара, ибо на многих ледниках они имеют тот порядок, что и величины аккумуляции на границе питания. Выше границы питания жидкие осадки постепенно убывают, но продолжают оставаться еще весьма обильными, во всяком случае в нижних частях областей аккумуляции. Если бы вся жидкая влага, просачиваясь в толщу фирна, оставалась в ней и участвовала в инфильтрационном льдообразовании, то это давало бы существенную прибавку к аккумуляции. Однако в морских климатах ледники принадлежат, как правило, к теплomu типу, деятельный слой которых прогревается летом до нуля. В этих условиях какая-то часть жидких осадков вместе с талыми водами стекает из области аккумуляции и покидает ледник. Оценить оставшуюся их часть можно только при детальном изучении температуры и строения фирновой толщи в сочетании с метеорологическими условиями.

Известно, что непосредственное тепловое воздействие жидких осадков на такую ледниковую поверхность невелико. По нашим расчетам, даже при самых благоприятных условиях, например, в юго-западной Скандинавии, слой льда, который могут растопить жидкие осадки, выпадающие на ледник, не превышают 2-3% годовой абляции. По этой причине тепло, приносимое дождями, полагают настолько ничтожным, что при расчетах теплового баланса таяния им обычно пренебрегают. Это может быть правомерно для областей абляции и в целом для ледников во внутриконтинентальных климатах, где жидких осадков мало и где главный фактор таяния и прогрева деятельного слоя - солнечная радиация. Однако для морских климатов положение о ничтожной роли жидких осадков должно быть пересмотрено.

Так же, как и талые воды, жидкие осадки могут просачиваться в верхние слои фирна и замерзать там, выделяя скрытое тепло, которое в начальный период абляции, когда в деятельном слое еще сохраняется зимняя волна холода, может быть весьма значительным. Простой расчет показывает, что в морских климатах даже четверти годового количества жидких осадков, например на атлантических склонах юго-западной Скандинавии, не говоря уже о юго-восточной Аляске, вполне достаточно для полной ликвидации запасов зимнего

холода. Таким образом, прогревание и установление изотермичности фирновых толщ в ледниках, расположенных в условиях морского климата, может быть во многом обязано жидким осадкам.

3.5. Климатические условия зон временных нивально-гляциальных явлений на равнинах и предгорьях умеренных широт и субтропиков

Широко распространенные на земном шаре временные нивально-гляциальные явления - снежный покров, морские, речные и озерные льды - обязаны своим существованием климатическим условиям холодного времени года, под которым в настоящем Атласа понимается устойчивый период с отрицательными средними суточными температурами воздуха.

3.5.1. Термический режим

Продолжительность холодного периода и величина зимнего выхолаживания территории, характеризующаяся суммами отрицательных температур, зависят от радиационных и циркуляционных факторов, степени взаимодействия океанов и материков, влияния теплых и холодных морских течений, своеобразия подстилающей поверхности. Представленные в I-м томе Атласа карты этих характеристик для четырех континентов (см. с. 173, 223, 254, 299) существенно уточняют ранее опубликованную мировую карту продолжительности холодного периода (Агроклиматический атлас мира, 1972) и впервые дают представление о ресурсах холода, накапливаемого в зимнее время на равнинах и в предгорьях умеренного и субтропического климата континентов, равно как и в горных странах.

Зимой на большей части Северного полушария радиационный баланс отрицателен. По данным М.И. Будыко (1971), нулевая изолиния радиационного баланса в декабре проходит примерно по 40°C.ш. и почти совпадает с изолинией $N_{\Sigma} = 60$ дней. Южнее 40°C.ш. радиационный баланс, как правило, положителен в течение всего года, что проявляется в неустойчивости холодного периода - менее 30 дней - или в его отсутствии.

Благодаря преобладающему в умеренных широтах западному переносу воздуха отепляющее влияние океанов и морей, усиленное теплыми течениями, особенно заметно сказывается на западных берегах континентов. Теплые и влажные воздушные массы, приходящие зимой из Атлантики, не встречая больших преград, распространяются далеко в глубь Евразии. Это приводит к преобладанию теплых мягких зим или полному отсутствию устойчивого периода с отрицательной температурой на равнинах Западной Европы. В то же время в Северной Америке западный перенос оказывает влияние только на узкую прибрежную полосу (из-за меридионально расположенных Кордильер) на всем протяжении материка вплоть до южных окраин Аляски. Холодный период здесь длится практически не более 30-60 дней, а суммы отрицательных температур не превышают $500-600^{\circ}$.

На восточных побережьях материков зима более продолжительная и холодная, чем на западных, поскольку ее климат формируется под влиянием северо-западных потоков холодного континентального воздуха, оттекающего по восточной периферии зимних материковых антициклонов и холодных морских течений. Особенно холодные зимы на востоке Евразии. Если на восточном побережье Северной Америки на 50°C.ш. суммы отрицательных температур составляют $1000-2000^{\circ}$, то в районе Советского Приморья на такой же широте - $2000-3000^{\circ}$.

С удалением от западных и восточных берегов в глубь материков увеличивается континентальность климата и усиливается суровость холодного времени года. В этом же направлении растет и устойчивость зимних атмосферных процессов. Особенности циркуляции атмосферы, преобладание зональных или меридиональных ее составляющих в разные годы приводят к значительным колебаниям в датах наступления и окончания зимы, что сказывается на ее продолжительности и суммах отрицательных температур. Показатель устойчивости - разность максимальных и минимальных значений $\Sigma t_{\pm}$ в многолетнем ряду - в континентальных климатах всегда меньше, чем в морских. Например, на станциях Норвегии и Кольского полуострова эта разность может достигать до 2000° , в то время как в Восточной Сибири она не превышает 700° . В тихоокеанской области Северной Америки этот показатель не бывает

ниже 1000° , а в континентальных областях, на Великих равнинах - выше 1000° (см.с.173, 223, 253 I-го тома Атласа).

В Южной Америке нулевая изолиния радиационного баланса в июне (зима Южного полушария) ограничивает незначительную территорию южнее 40° ю.ш., что приблизительно совпадает с границей между умеренной и субтропической зонами. На всей равнинной части Южной Америки только в умеренной зоне наблюдается устойчивый холодный период. Во всех других климатических зонах дни с отрицательной температурой отмечаются в горах, начиная лишь от некоторой высоты, которая растет при движении к экватору (см.табл.3.5). Небольшие размеры южной части материка, где расположена умеренная зона, приводят к преобладанию морских воздушных масс и относительно мягкой и непродолжительной зиме - N_{t-} менее 60 дней, Σt_{-} менее 500° , несмотря на близость Антарктиды.

На картах N_{t-} и Σt_{-} континентов в Атласе выделены области, где холодный период отсутствует. Однако на фоне преобладающих за многолетний период положительных средних суточных температур воздуха в эти районы могут проникать в особо суровые зимы арктические воздушные массы, а в Южном полушарии - антарктические. Возможны абсолютные минимумы ниже -15°C в субтропических районах, что особенно губительно для растительности в странах Средиземноморья, советских субтропиках, южных штатах США. В большинстве случаев такие кратковременные зимние понижения температуры ниже 0°C в субтропической зоне представляют собой заморозки при положительных средних суточных температурах воздуха и случаются не ежегодно.

Как правило, продолжительность холодного периода и сумма отрицательных температур (по абсолютной величине) увеличиваются от низких широт к высоким. Азональность в распределении этих величин вносят особенности подстилающей поверхности и прежде всего резкая изрезанность горного рельефа в центре Азии и на западе Северной и Южной Америки. Полюсами холода в равнинной части Евразии оказываются котловины Восточной Сибири и Алтая. В этих районах холодный период продолжается более 270 дней в году, а сумма отрицательных температур достигает $6000-7000^{\circ}$ и более. Существование полюсов холода обусловлено стационарованием над Азией почти непрерывно в течение зимы мощного сезонного центра действия атмосферы - азиатского антициклона. Антициклональные процессы способствуют значительному выхолаживанию приземных слоев воздуха, особенно сильному в отрицательных формах рельефа, где образуются инверсионные "озера холода". От мощности антициклона, степени выраженности его западной и северо-восточной ветвей зависят степень зимнего выхолаживания всей континентальной части умеренной зоны Евразии, суровость зимы и ее продолжительность, географическое положение температурных аномалий. Перемещение центра стационарования азиатского антициклона из северо-западной части Монголии на Алтай, например, зимой 1984/85 г. или в Среднюю Азию, например, зимой 1968/69 г., приводит к перемещению центров наибольших отрицательных аномалий температуры зимних месяцев в эти районы.

В умеренной зоне Северной Америки самый холодный район, где суммы отрицательных температур достигают местами значений -3500° , находится у восточных, подветренных склонов Скалистых гор и прилегающей части Великих равнин. Здесь формируется мощная инверсионная зона, чему способствует не только образование зимой области высокого давления (канадский антициклон), но и меридиональное направление высоких горных хребтов вдоль западного берега, защищающих от оттепляющего воздействия Тихого океана и не препятствующих вторжениям арктических масс воздуха. Различия в величинах Σt_{-} и N_{t-} относительно соседних, как равнинных, так и горных территорий, достигают 1000° и 20 дней. Кроме указанного района, инверсионные процессы развиты в северных предгорьях Аляскинского хребта, гор Чугач, в долине р.Юкон и ее притоков. Верхняя граница приземного слоя инверсии колеблется в пределах 600-1500 м; у нижней границы, т.е. у поверхности, температура самого холодного месяца может доходить до -40°C . Наиболее теплые районы зимой - тихоокеанское побережье южнее о.Ванкувер и южная часть Великих равнин. В целом холодный период в Северной Америке менее суров, чем в Евразии. Это

объясняется тем, что канадский антициклон не так устойчив, как Азиатский, и нередко разрушается проходящими через континент с запада на восток циклонами.

От степени развития материковых антициклонов зависят также площадь распространения и частота аномально холодных зим, когда отклонение месячной температуры воздуха от средней многолетней превышает -6°C . Общее число холодных зим изменяется от 15% в Западной Европе, на Дальнем Востоке и в Северной Америке до 20% в Средней Азии, 22% в Восточной Сибири и 25% в Западной Сибири и Казахстане (Ефанова, 1976). В континентальных районах, как правило, более суровы центральные месяцы холодного периода года, но самым холодным может быть любой месяц с декабря по февраль.

Физико-географические особенности конкретной территории, такие как ориентация речных долин и котловин, конфигурация этих форм рельефа, определяющая степень замкнутости, извилистости и сложности межгорной долины или котловины, создают разные условия для стока и застоя холодного воздуха и приводят к большому разнообразию мезо- и микроклиматических характеристик термического режима местности. Примером может служить Забайкалье, где различия в температурах самого холодного месяца года между склонами, находящимися над "озерами холода", и холодными замкнутыми котловинами доходят до $15-20^{\circ}$ (рис. 3.11), а различия в суммах отрицательных температур - до $2500-3000^{\circ}$.

3.5.2. Режим увлажнения

На равнинах и в предгорьях, а также на акватории океанов режим твердых осадков определяют циркуляционные факторы. Основное значение имеет близость к источникам увлажнения, широтные изменения температуры и местонахождение по отношению к циркуляционным центрам действия атмосферы, т.е. степень континентальности климата.

Представленные в Атласе карты годовой доли и количества твердых осадков свидетельствуют о большом диапазоне изменений этих характеристик в глобальном масштабе. Существенно неодинаковое распространение твердых осадков в Северном и Южном полушариях обусловлено в первую очередь различиями в характере подстилающей поверхности - в распределении суши, моря и горных поднятий. В Северном полушарии, благодаря горным системам Азии и Северной Америки, области непрерывного распространения твердых осадков, начиная с 10% их общего годового количества, достигают 30° и даже 25°с.ш. На отдельных достаточно высоких горных вершинах твердые осадки выпадают и в тропических, и в экваториальных широтах. На равнинах и на акватории океанов южная граница твердых осадков поднимается до $45-55^{\circ}\text{с.ш.}$, доходя на периферии теплых течений почти до 60°с.ш. на южном побережье Аляски и почти до Северного полярного круга в Норвежском море.

Большая часть равнин и предгорий Азии, Европы и Северной Америки лежит в пределах значений годовой доли твердых осадков от 20 до 40% и в общем характеризуется широтным изменением этой величины, связанным с широтным ходом температуры воздуха. Однако увеличение длительности холодного периода, связанное с возрастанием континентальности климата по мере продвижения в глубь материков, нарушает широтный ход изолиний $P_{т, год}$, добавляя к нему меридиональную составляющую (см. с. 42-43 I-го тома Атласа).

В Южном полушарии область распространения твердых осадков приходится почти целиком на океаническую поверхность от $48-50^{\circ}\text{ю.ш.}$ до побережья Антарктиды, где осадки выпадают уже почти целиком - более 80% - в твердом виде. Широтный ход температуры определяет здесь возрастание годовой доли твердых осадков с широтой. На суше Южного полушария твердые осадки выпадают главным образом в горных районах Южной Америки, Новой Зеландии

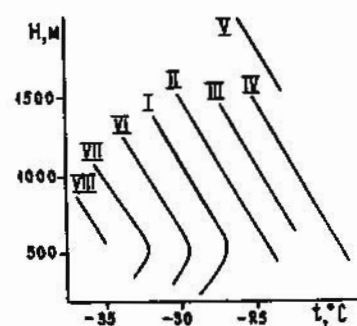


Рис. 3.11. Влияние форм рельефа на температуру воздуха и ее изменение с высотой. Забайкалье, январь. I - широкие долины; II - высокогорные котловины над "озером холода"; III - склоны; IV - высокогорные узкие долины с большим уклоном вдоль оси долины; V - вершины гор выше "озера холода"; VI - узкие непродуваемые долины; VII - широкие замкнутые котловины; VIII - узкие замкнутые котловины

дии и Тасмании. Небольшое их количество - от 10 до 20% годовой суммы - выпадает в южной части Патагонии и в восточных предгорьях Анд.

Сравнение представленной в Атласе мировой карты годовой доли твердых осадков с соответствующими картами континентов, помещенными в монографии (Мировой водный баланс..., 1974) и повторенными в работе Ц.А.Швер (1984), показывает заметные систематические различия. Главное из них связано с тем, что в указанных работах картографировалась годовая доля твердых осадков в сумме с половиной годовой доли смешанных осадков, а кроме того, применялась иная, более приближенная методика, не учитывающая влияния континентальности климата на характер связи между видом выпадающих осадков и средней температурой воздуха. Поэтому количественно на этих картах изолинии соответствующих значений приходится ниже (в Северной полушарии), чем на карте, представленной в атласе 424-435 1-го тома Атласа. Эти различия особенно заметны в областях с морским климатом, где они составляют 110-120%. Во внутриматериковальных районах Азии и Северной Америки эта разница становится меньше, но все еще остается заметной.

Показателю внутриматерикового распределения месячных значений доли твердых осадков $R_{\text{тв}}^{\text{мес}}$ изолинии следуют по рис. 3.12, составляются температурными условиями, их месячные значения (линии 1100%, линии меньше - в зависимости от термического режима) всегда соответствуют изолиниям месячных значений температуры воздуха. С ростом континентальности климата (увеличение отрицательных значений параметра $\Delta T_{\text{гидр}}$ по рис. 3.13) величина $R_{\text{тв}}^{\text{мес}}$ достигает 1100% при все более низких средних температурах. Падение в пром. значений $R_{\text{тв}}^{\text{мес}}$ в переходные периоды corresponds крутизнам линий годового хода температуры в эти сезоны, а также степенью континентальности. Чем больше отрицательные значения параметра $\Delta T_{\text{гидр}}$, тем больше растет как падает величина $R_{\text{тв}}^{\text{мес}}$ при изменении температуры на 1°C . По рисунку, рис. 3.12 количественно отражается обратная зависимость внутриматерикового изменения месячной доли твердых осадков от степени континентальности климата, вследствие чего она не может служить критерием сопоставления этих долей.

Средн. велич. годового количества твердых осадков, впервые представленные в Атласе для всех континентов, выявляют основное закономерности распределения этой гидрометеорологич. обусловленные взаимодействиями (циркуляция атмосферы и рельефа, плотность осадкообразования). Главн. следств., формирующее долю количества твердых осадков зависит от режима увлажнения, так и термическим условиям.

В Северной полушарии твердые осадки на равнинах и в предгорьях распространены на обширных территориях: как в Европе, так и в Северной Америке. В сравнительно небольшом проценте случаев они составляют весьма широкий диапазон количественных значений - от сезонно недостаточного увлажнения, соответствующим осадочным явлениям западных побережий континентов до внутриматериковальных районов с длительной сухой зимой и резкими летними массовыми осадками. Тем не менее уменьшение годового количества твердых осадков в широтном направлении на равнинах и в общем невелико, поскольку увеличение длительности холодного периода с продвижением от побережий в глубь материка сопровождается уменьшением годового хода осадков с уменьшением их зимнего количества. В результате годовое количество твердых осадков там, где не сказывается влияние горных поднятий, не должно меняться мало. Так, в средн. широтах всей Западной Европы ($45-55^{\circ}\text{C}$ ш.) от западного побережья Ирландии до Баден-Вюртемберг уменьшается лишь от 125 до 100 мм в год, создавая на большей части территории 150-100 мм в год.

Почти для всех территорий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин годовые твердые осадки уменьшаются от 1100 до 1500 мм, и лишь южнее 50°C ш. в Европейской части СССР и южнее $53-55^{\circ}\text{C}$ ш. в Сибири они уменьшаются до 150-125 мм и менее, что связано с широтным повышением температуры. Южнее Восточной Сибири, Якутии и Колымы уже нельзя назвать равнины, поскольку здесь в связи с удаленностью от моря и высотой антропогенных горных хребтов, на горных склонах Пурчиана и Верхоянского хребта коли-

чество твердых осадков превышает 400 мм в год. На остальной территории они составляют 200-300 мм, уменьшаясь в Зауралье и к востоку от Верхоянского хребта до 125-100 мм.

Северная Америка в холодный период защищена от отепляющего влияния Тихого океана мощным горным барьером, перехватывающим также и значительную часть тихоокеанской влаги. Поэтому режим твердых осадков в центральной равнинной части континента в большей степени, чем в Европе, формируется под влиянием полярных вторжений. Воздействие Атлантики здесь также слабее, поскольку главная составляющая в общем направлении влагонесущего потока - западная, т.е. в сторону океана. Поэтому по сравнению с Европой распределение годового количества твердых осадков носит здесь черты большей континентальности, хотя общий диапазон его изменения практически тот же, что и в Центральной Европе: 100-300 мм на основной равнинной части, 300-400 мм на восточных поднятиях, более 600 мм в горах на побережье Лабрадора и Ньюфаундленда.

Быстрое уменьшение годового количества твердых осадков с востока на запад вплоть до Скалистых гор связано с изменением внутrigодового распределения увлажнения вследствие усиления континентальности, т.е. смещения максимума осадков на лето и углубления их зимнего минимума. В результате даже при низких температурах зимой и высокой месячной доле твердых осадков в это время годовое количество последних уменьшается.

В Центральной Европе примерно такое же годовое количество твердых осадков обусловлено другими причинами. Здесь увлажнение в течение года распределяется более равномерно. Однако зимние температуры в Европе более высоки, чем на тех же широтах в Северной Америке, вследствие чего зимой выпадает заметная часть смешанных и даже жидких осадков.

Южную границу распространения зоны твердых осадков - изолиния 10 мм в год - в равнинной части Северной Америки трудно сопоставить с Евразией, так как на этом континенте везде по южной границе зоны располагаются горы, и она определяется уже не только широтным повышением температуры, но и высотой местности. Интересно, что в Южной Америке, где твердые осадки выпадают на равнине лишь в небольшой части южной оконечности материка, северная их граница располагается вполне симметрично с Северной Америкой, т.е. около 38-40° ю.ш.

Градиент изменения количества твердых осадков с широтой на Центральных равнинах Северной Америки, открытых к югу, значительно больше, чем, например, на Восточно-Европейской равнине или в Казахстане и Западной Сибири: в долине Миссисипи (90° з.д.) количество твердых осадков изменяется от 50 до 200 мм в год на расстоянии 5° широты, тогда как на меридиане Крыма (35° в.д.) для такого же изменения требуется 12-13° широты, а на севере Казахстана и в долине Оби (70° в.д.) - 17-18°. Севернее 45° с.ш. на всем пространстве континента Северной Америки, кроме горных частей, количество твердых осадков меняется слабо, составляя на большей части территории 150-200 мм в год.

В морском климате с зимним максимумом общих осадков или с равномерным их распределением в течение года и в умеренно-континентальном климате, где максимум осадков уже смещается на лето, но зима остается еще достаточно влажной, максимальное количество твердых осадков выпадает зимой, в период минимальных температур. Таким распределением характеризуется годовой ход твердых осадков на равнинах всей Европы, Северной Америки, кроме ее крайнего севера и северо-востока, и Южной Америки. В условиях резкой континентальности климата, когда почти все годовое количество осадков выпадает с конца весны до осени с четким летним максимумом, а в зимние месяцы при самых низких температурах осадков почти нет, происходит разделение максимума твердых осадков на весенний и осенний. То небольшое количество осадков, которое выпадает в твердом виде весной и осенью в период отрицательных температур, обеспечивает весенний и осенний максимумы твердых осадков. Такой их годовой ход прослеживается на многих станциях Восточной Сибири, Забайкалья, Монголии, северного и северо-восточного Китая.

Для распределения и режима твердых осадков в условиях равнин существенное значение имеет длительность периода, в течение которого выпадают только твердые осадки. Очевид-

но, что из традиционно изучаемых климатологией характеристик ближе всего к такому периоду находится устойчивый период с отрицательной средней суточной температурой воздуха. До настоящего времени сравнения этих периодов ограничивались в основном качественными соображениями о близком их соответствии в континентальном климате и более существенных различиях - в морском. Применявшаяся при составлении Атласа методика расчета характеристик осадков разных видов позволяет определять также и длительность периода с преобладанием - больше 50% месячной суммы - твердых осадков с точностью до даты. В результате появилась возможность более корректного сопоставления этих периодов в разных климатических условиях на основе картографического представления разностей между ними.

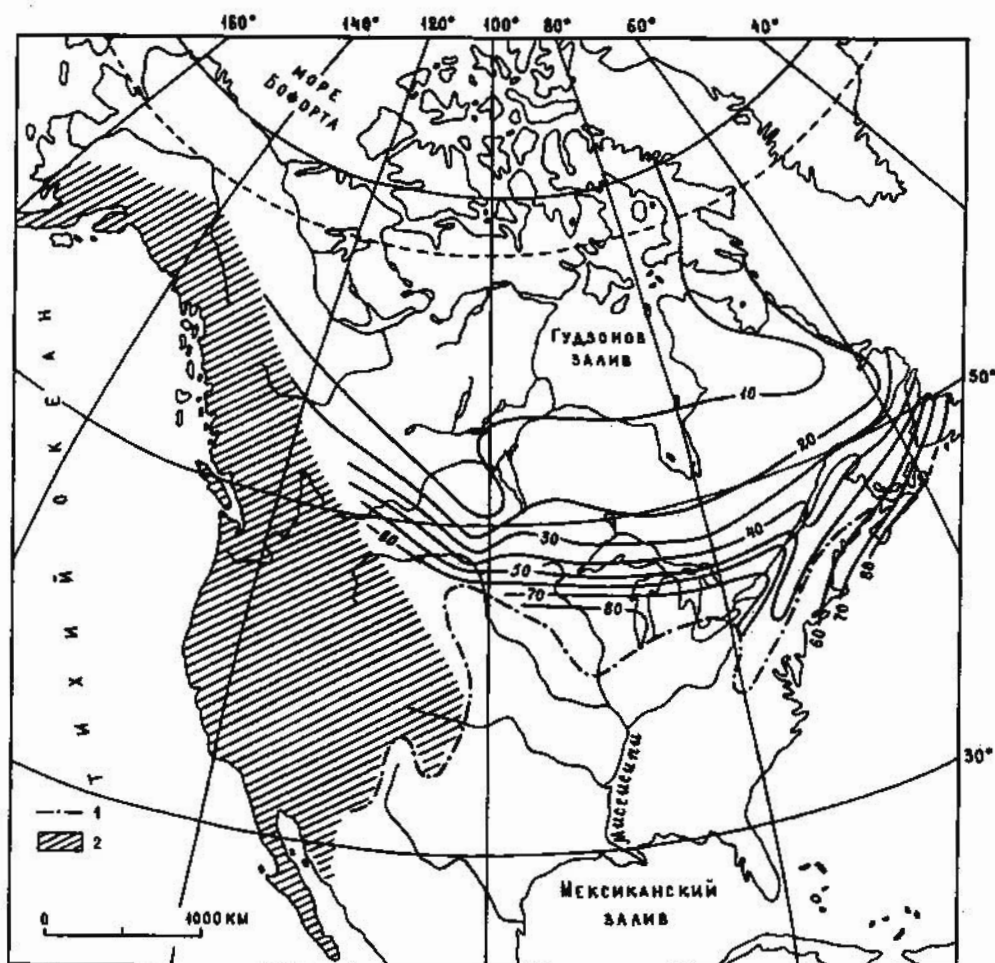


Рис.3.12. Разность периодов с отрицательной средней суточной температурой и преобладанием твердых осадков (число дней в сумме за год). 1 - граница распространения твердых осадков, 2 - горные области

На рис.3.12 дана карта разности (в числе дней) периодов с отрицательной температурой воздуха и преобладанием твердых осадков (в сумме за год) для Северной Америки, за исключением горной ее части. Карта построена по данным 130 пунктов. Изолинии равных значений разностей проведены через 10 дней, что вполне правомочно при точности определения границы периодов 1-3 дня. Ход изолиний закономерно отражает влияние двух факторов: падения температуры с юга на север и уменьшения влияния океана от юго-восточного побережья к северо-западному. У южной границы распространения твердых осадков и на юго-восточном побережье период с преобладанием твердых осадков на 80 и более дней короче, чем период с отрицательной температурой. Эта разность убывает до 20 дней с продвижением на север и северо-запад в довольно узком поясе широт - 5-6°, заметно увеличен лишь в наиболее континентальной части восточных предгорий Скалистых гор. Севернее 50°с.ш. уже почти на всем континенте, кроме узкой прибрежной полосы на востоке

п-ова Лабрадор, эта разность сокращается до 1-2 декад, а севернее $58-60^{\circ}$ с.ш. - 3-5 дней.

Еще более чувствительна к изменению континентальности климата продолжительность периода с преобладанием смешанных осадков. Ее годовые значения (в сумме за весну и осень) для Северной Америки представлены на рис.3.13. Здесь область минимальных значений (2-3 декады и менее) локализована в наиболее континентальной части к востоку от Скалистых гор. Максимальные значения, достигающие 90-110 дней, отмечаются вдоль южной границы твердых осадков и вдоль Атлантического побережья вплоть до Лабрадора. В крайних северных частях континента продолжительность периода со смешанными осадками становится несколько больше, чем в соседних внутриконтинентальных районах. Это происходит вследствие охлаждающего влияния океана летом, когда наблюдается общий максимум осадков.

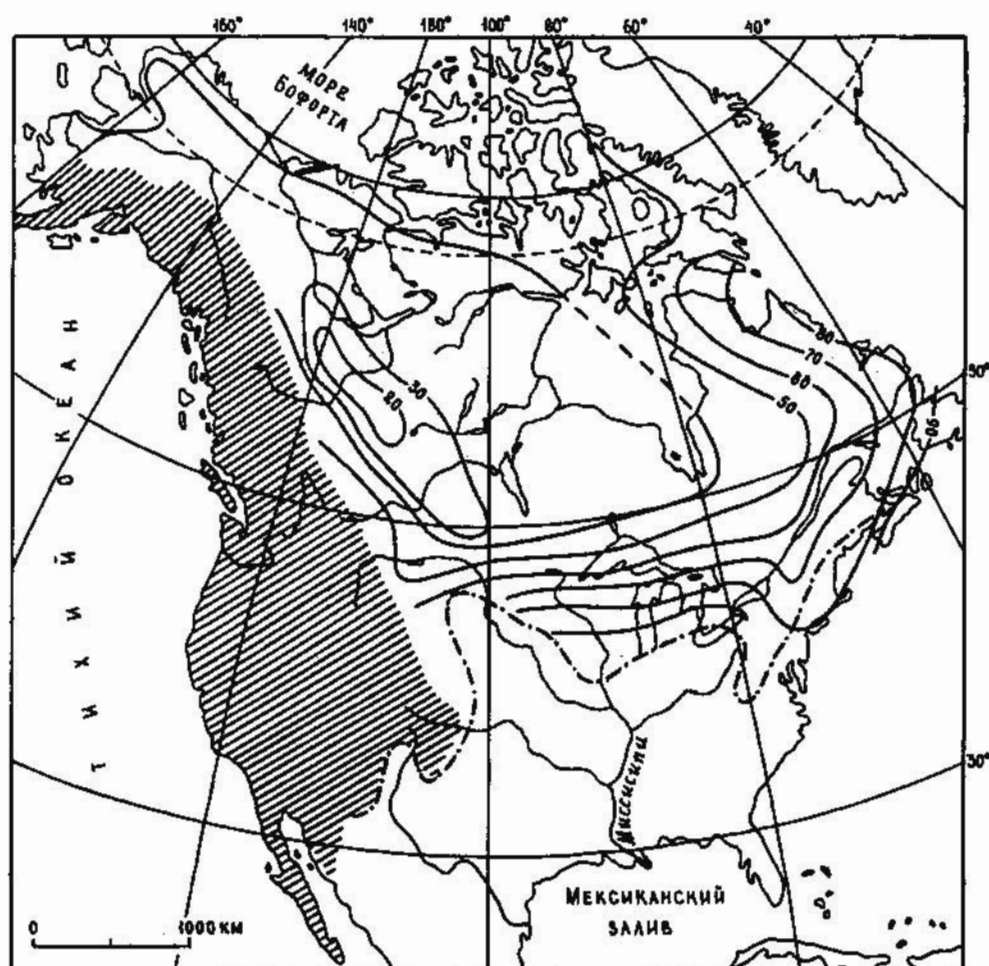


Рис.3.13. Продолжительность периода с преобладанием смешанных осадков (количество дней в сумме за год). Условные обозначения на рис.3.12

Продолжительность выпадения осадков разных видов в часах входит в комплекс атмосферных явлений, характеризующих разные состояния погоды. Представленные в Атласе карты суммарной за год продолжительности твердых осадков в часах Φ_T на континентах позволяют проанализировать эту характеристику практически во всем ареале их распространения (см.с.174, 224, 254, 299 I-го тома Атласа).

Физически очевидно, что продолжительность осадков зависит как от степени увлажнения, т.е. общего количества осадков, так и от температуры воздуха, определяющей не только влагосодержание атмосферы, но и режим выпадения осадков - вид, интенсивность. В горных условиях, где с увеличением высоты снижается температура и по большей части увеличиваются осадки, оба эти фактора действуют однонаправленно. На протяженных рав-

нинных территориях с меняющейся степенью континентальности можно оценить раздельно степень влияния обоих факторов на годовую продолжительность твердых осадков. Весьма показательно в этом отношении сопоставление данных трех станций: Мурманск на севере Кольского полуострова, Салехард в низовьях Оби и Верхоянск в северной Якутии, расположенных на близких широтах, но сильно различающихся по степени континентальности климата, что выражается в средней температуре самого холодного месяца t_{min} :

Станция	λ_r , мм	φ_r , час	t_{min} , °C
Мурманск	231	811	-10,0
Салехард	280	1244	-23,6
Верхоянск	69	864	-48,6

Глобальная картина распределения этой характеристики также свидетельствует о преимущественном влиянии понижения температуры на увеличение продолжительности выпадения осадков. Области максимальных ее значений наблюдаются не в западных, более увлажненных, но и более теплых низменных частях побережий материков, а в восточных их частях. Величины 1000 час/год и более отмечаются на Чукотке, на побережье Лабрадора и Баффиновой Земли. А на тех же широтах Скандинавии и Аляски они убывают до 100-400 час/год. Особенно наглядно эта разность проявляется при сопоставлении данных станций Анадырь (устье р. Анадырь) и Ном (п-ов Стьюард, Аляска), расположенных почти на одной широте и разделенных лишь Анадырским заливом и Беринговым проливом. При этом годовая продолжительность твердых осадков на станции Анадырь - 785 час., а на станции Ном - 305 час. Обусловленность этих различий термическим режимом наглядно иллюстрируется рис. 3.14, на котором совмещены графики годового хода температуры воздуха и продолжительности выпадения твердых осадков для обеих станций.

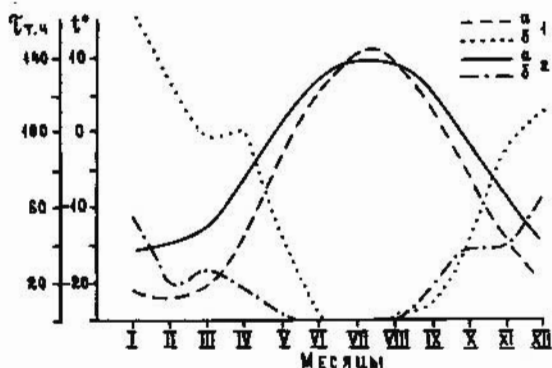


Рис. 3.14. Годовой ход температуры воздуха t° (а) и продолжительности выпадения твердых осадков $\varphi_{т.ч.}$ (б). 1 - Анадырь, 2 - Ном

На большей части Европейской и Северо-Американской равнины общая продолжительность твердых осадков за год составляет 250-750 часов, быстро уменьшаясь к югу в области границы распространения твердых осадков. В Западной Сибири, где зимние температуры становятся ниже, а увлажнение еще значительно, продолжительность твердых осадков достигает и даже превышает 1000 час/год. Весьма большие значения этой характеристики - более 1000-1500 час/год - на Средне-Сибирском плоскогорье и в Восточной Сибири обусловлены влиянием высоты местности и особенностями пространственного распределения осадков в условиях сложного рельефа.

Кроме продолжительности, важной характеристикой процесса выпадения твердых осадков служит их интенсивность, т.е. количество, выпавшее в единицу времени. Эта характеристика представлена на карте полушарий (см. с. 42-43 I-го тома Атласа) в виде средних годовых значений, полученных делением годового количества твердых осадков (в мм) на их продолжительность за год (в часах).

Зависимость интенсивности осадков от температуры воздуха, подробно рассмотренная в ряде работ (Богданова, 1980а, 1982а; Богданова с соавторами, 1980 а,б), объясняет близкое соответствие картины распределения интенсивности твердых осадков термическим условиям холодного периода. На большей части равнинных территорий средние за год значения интенсивности твердых осадков остаются в пределах 0,25-0,50 мм/ч, убывая в наиболее континентальных и холодных областях до 0,15 мм/ч. Максимальные значения, достигающие 1 и даже 1,5 мм/ч, отмечаются в узких прибрежных районах Южной Скандинавии, западных Береговых хребтов Северной Америки, а также в юго-восточной части о. Ньюфаундленд и п-ова Новая Шотландия. Эти максимумы однако определяются не только большим

влажностисодержанием атмосферы при достаточно высоких температурах, но и близостью горных препятствий, способствующих дополнительному поднятию воздушных масс и стимулирующих выпадение осадков. Вполне очевидно, что максимальная интенсивность твердых осадков отмечается именно в горах. Примененная в Атласе методика определения этой характеристики впервые открывает перспективы дальнейшего исследования этого вопроса.

Глава 4. СЕЗОННЫЙ СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

Сезонный снежный покров - один из наиболее распространенных и динамичных природных объектов. Он представляет собой мощный климатообразующий фактор, оказывая влияние прежде всего на радиационный баланс и связанный с ним температурный режим. Учет характеристик снежного покрова важен для успешного развития долгосрочных климатических прогнозов и глобальных моделей климата.

Снег - важный гидрологический ресурс, поскольку во многих районах определяет речной сток. Характеристики снежных ресурсов и их возможные вариации во времени следует учитывать при оценке условий перезимовки сельскохозяйственных культур, глубины сезонного промерзания почв, а также при планировании снегомелиоративных мероприятий. Снеговые нагрузки рассчитывают при строительстве объектов, эксплуатации дорог и планировании социально-экономического развития крупных городов. Вместе с тем снег все активнее используют в целях рекреации, а также как средство передвижения для снегоходного транспорта.

Особенно велика роль снежного покрова в горах, где он определяет речной сток, возникновение и режим ледников, образование и сход лавин. Для горных районов характерны, с одной стороны, повышенное снегонакопление, более длительное залегание снежного покрова и интенсивное его влияние на все природные процессы, а с другой - крайняя неоднородность полей характеристик снежных ресурсов и ограниченность данных снегомерных наблюдений. В связи с этим разработка методов оценок снежных ресурсов горных территорий представляет наиболее сложную и актуальную проблему современного снеговедения.

4.1. Используемая информация, способы обобщения и расчетов

Характеристики снежного покрова. Под снежными ресурсами, согласно В.М.Котлякову (1980), понимаются запасы влаги, аккумулированные в снежном покрове, и сведения о его режиме, которые могут быть использованы при решении разнообразных задач: гидрологических, рекреационных, проектных, снеголавинных расчетах и т.д. Оценка этих ресурсов любой территории основана на анализе закономерностей пространственного распределения таких компонентов, как запасы воды в снежном покрове, его толщина и продолжительность залегания.

Наиболее часто употребляются следующие характеристики снежных ресурсов и их режима: средние многолетние максимальные снегозапасы $\bar{W}_{max}$, даты (сроки) их накопления $\bar{D}_{max}$ и коэффициент их временной изменчивости C_v , число дней со снежным покровом $N_{сн}$, даты (сроки) образования и разрушения устойчивого снежного покрова $\bar{D}_o$, $\bar{D}_p$, толщина снежного покрова $\bar{h}$ и его плотность $\bar{\rho}$. Основная характеристика массы снега на поверхности земли - снегозапас, часто называемый за рубежом "водным эквивалентом снега" или "водным содержанием снежного покрова". Определяется снегозапас путем умножения толщины снега на его плотность и измеряется либо в миллиметрах слоя воды, либо в единицах удельной массы (Гляциологический словарь, 1984). Максимальные снегозапасы - наибольшая за год масса воды в твердом и жидком виде, содержащаяся в снежном покрове. Время, когда они фиксируются, будем называть датой накопления максимальных снегозапасов.

Толщина снежного покрова измеряется линейкой или рейкой на горизонтальных выровненных участках поверхности земли. Обычно рассматривают толщину снежного покрова на конец месяца и максимальную за зиму. Однако для определения максимальных снегозапасов необходимо знать толщину снежного покрова ко времени их накопления. Эта характе-

ристика, которую мы и будем рассматривать далее, несколько меньше, чем максимальная толщина снежного покрова. Разница между ними достигает наибольших значений в районах с маломощным снежным покровом и незначительна при снегозапасах, превышающих 200 мм. При этом плотность снежного покрова на дату его максимальной толщины отличается от плотности на дату максимального снегонакопления. Для изучения снежных ресурсов наибольший интерес представляет плотность снежного покрова на дату максимума снегозапасов.

Основная характеристика режима снегонакопления - число дней со снежным покровом. В некоторых зарубежных работах начало и конец зимы рассматриваются в связи с первым выпадением и последним днем залегания снега. В этом случае используются такие средние характеристики режима снежного покрова, как даты его появления $\bar{D}_n$ и схода $\bar{D}_c$ (Maulbersch, 1975; Pershagen, 1969; Potter, 1965). За исключением аридных районов с резко континентальным климатом, первое выпадение снега почти повсеместно тесно связано с переходом средней суточной температуры воздуха через 0°C . Однако в последующий период, иногда называемый предзимьем, возможно существование кратковременных снежных покровов, полностью стаивающих во время оттепелей. Разрушение снежного покрова начинается после перехода температуры воздуха через 0°C в сторону повышения. Тем не менее полностью снежный покров сходит через некоторый период времени, длительность которого зависит как от суммы средних суточных температур воздуха, так и от величины снегонакопления. Даже поздней весной возможны снегопады, в результате которых устанавливается временный снежный покров. В этом случае дата схода снежного покрова отодвигается.

Очевидно, что число дней со снежным покровом и даты первого его появления и последнего дня залегания служат наиболее общими характеристиками режима снегонакопления. Для научных и прикладных целей важны сведения о продолжительности периода с непрерывным залеганием снега. Устойчивым считается снежный покров, залегающий в окрестностях станции не менее одного месяца с перерывами не более трех дней (Гляциологический словарь, 1984). Период с устойчивым снежным покровом определяется датами его образования и разрушения. В климатологии датой образования устойчивого снежного покрова считается первый день, когда площадь видимой окружности станции полностью покрыта снегом, а датой разрушения - первый день, в который степень покрытия окрестности станции снегом составляет менее 60% (Копанев, 1982). Даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова тесно связаны с датами его появления и схода (Ивановская, 1982).

При оценке снежных ресурсов крупных территорий рассматриваются не только средние многолетние характеристики снежного покрова, но и их изменчивость от года к году. Межгодовая изменчивость снегозапасов - один из главных факторов вариаций талого стока, лавинной активности, баланса массы ледников и т.д. Одновременно характеристики межгодовой изменчивости массы и режима снегонакопления необходимы при решении прикладных задач. Наиболее часто межгодовая изменчивость характеризуется коэффициентом вариации, представляющим отношение среднего квадратического отклонения к среднему значению. В качестве другой характеристики изменчивости используется коэффициент асимметрии, определяющий характер группирования членов совокупности относительно центра распределения. Однако определение коэффициента асимметрии требует достаточно длинных рядов данных, которые пока что единичны в мировой системе снегомерных наблюдений. В связи с этим лишь в немногих работах есть оценки асимметрии во временных рядах характеристик снежного покрова. При создании настоящего Атласа впервые была предпринята попытка комплексной оценки временной структуры поля снегозапасов горной системы (Ивановская, Геткер, 1985).

Источники информации. Регулярные наземные наблюдения за снежным покровом включают измерения его толщины и плотности на сети метеорологических станций, а также маршрутные снегосъемки, проводимые в основном для прогнозирования объемов весеннего стока,

Ежедневные данные основных метеорологических станций о толщине и плотности снежного покрова позволяют наиболее точно определить массу и режим снегонакопления в точке. Однако сеть таких станций достаточна для оценки снежных ресурсов лишь в густо населенных равнинных районах. Для большей части северных малонаселенных территорий и труднодоступных горных районов, где метеорологическая сеть редка, такая возможность отсутствует. В этих случаях используют данные маршрутных снегосъемок, а также дистанционных наблюдений за снежным покровом.

Маршрутные снегосъемки наиболее распространены в горных бассейнах. Основная их цель - определение фонового значения снегозапасов или, иначе говоря, "индекса снежности" речного бассейна. Этим определяется и специфика данного вида наблюдений, проводимых 1-2 раза в месяц в средних, а иногда и верхних высотных поясах по заранее закрепленным маршрутам. В наиболее труднодоступных горных районах при снегосъемках используются дистанционные методы наблюдений. Чаще всего показания дистанционных реек снимаются либо в бинокль, либо с вертолета. В США с 1979 г. внедрена автоматическая дистанционная система сбора информации - SNOTEL, представляющая ежедневные сведения о снегозапасах более чем с 500 автоматических станций в горах западных штатов.

Наземные методы наблюдений дают точечную дискретную информацию о снежном покрове. При картографировании средних границ его распространения на разные даты все большее значение приобретают аэрофото- и космические снимки. Использование такой информации особенно перспективно для обширных малонаселенных территорий. Однако до недавнего времени объективные и субъективные трудности препятствовали полному использованию этих материалов в климатологическом картографировании и оценках снежных ресурсов.

В последнее время для определения снегозапасов в наиболее труднодоступных горных бассейнах успешно применяется разработанный в СССР метод авиационной гамма-съемки. В отдельных районах СССР и США накоплены значительные ряды данных этих наблюдений.

При составлении карт Атласа большое внимание уделялось комплексному применению разных видов информации и их взаимной проверке. Для районов с крайне разреженной снегомерной сетью проводились косвенные климатические оценки снежности по данным о количестве твердых осадков и продолжительности холодного периода с использованием карт соответствующих разделов Атласа.

В труднодоступном гляциальном поясе гор индикаторами снежности служат ледники. Разработанный А.Н.Кренке и В.Г.Ходаковым метод гляциоклиматической индикации осадков по данным о высоте климатической снеговой линии на ледниках и аккумуляции снега на ней позволил определять характеристики снежности на высоте границы питания. В связи с этим при косвенных оценках снежных ресурсов в горно-ледниковых районах привлекались карты режима ледников.

Важным и непростым вопросом при составлении снежных карт оказался выбор периода наблюдений. Практически во всех странах длительность рядов наблюдений за снегом варьирует в широких пределах, что обусловлено постепенным ростом снегомерной сети. Особенно широкое развитие в последние два десятилетия получили маршрутные снегосъемки в горных речных бассейнах. В Канаде, например, в 1963 г. насчитывалось 674 маршрута, а в 1983 г. - почти 1300 (Goodison, 1986). Стали проводиться регулярные снегосъемки в высокогорье и на ледниках, хотя чаще всего эти ряды наблюдений насчитывают не более 10-15 лет. Выбор одного периода при построении снежных карт на весь мир существенно сузил бы и без того недостаточную информационную базу. Поэтому в статистические выборки включались ряды наблюдений разных периодов до 1980 г., но длительностью не менее 20 лет. Проводилось их сопоставление и анализ наиболее длинных рядов для установления возможного влияния трендов. При оценке снежных ресурсов малоизученных горных территорий принимались во внимание и данные короткорядных наблюдений с учетом отношения короткого ряда к опорному периоду.

В процессе работы над снежными картами Атласа привлекались многочисленные литературные источники, материалы экспедиционных исследований и ранее опубликованные карты

характеристик снежного покрова, например, для Пиренеев, гор Западной Европы, Японских островов и т.д. с некоторыми их уточнениями в свете новых данных и разработанных методов оценок.

Методы обобщения и анализа. Предварительная проверка качества и репрезентативности данных включала отбор наиболее длинных рядов станций и снегопунктов, находящихся в типичных для характеризуемой территории условиях, а также серий снимков. При составлении карт было использовано максимально возможное число снегопунктов для создания представительных выборок. Если при сопоставлении данных разных источников информации возникали расхождения в оценке фоновых характеристик снежности одних и тех же территорий, анализировалась точность снегомерных приборов и условий наблюдений.

На многих метеорологических станциях США, Канады, Норвегии и других стран измеряется только толщина снежного покрова. В связи с этим важной проблемой было изучение пространственного распределения плотности снежного покрова и ее зависимости от толщины снега, а также взаимосвязей максимальной толщины и максимальных снегозапасов в разных физико-географических условиях для получения эмпирических расчетных уравнений и графиков перехода (Ивановская, 1984; Локтионова, 1987).

При картографировании характеристик снежных ресурсов районов со сложной орографией, где поле снежного покрова крайне неоднородно и мозаично и метод линейной интерполяции в поле точек неприемлем, проводилось районирование горных территорий по условиям одинаковой снежности и строились высотные зависимости. Критериями для выделения однородных районов на неледниковых участках служили ориентация склонов хребтов по отношению к влагонесущим потокам, удаление от океана, экранированность и географическая широта. В ледниковых районах комплексным показателем, отражающим однородность климатических и орографических условий формирования снежного покрова, служит высота границы питания на ледниках H_{Φ} .

При описании поля норм снегозапасов в виде стохастических высотных зависимостей необходима оценка степени тесноты связи. В дальнейшем полученные при этом данные можно использовать для определения пространственных масштабов применения зависимостей (Геткер, Шенцис, 1982; Ивановская, 1984).

Обычно построение высотных зависимостей возможно не для всей горной системы, а лишь для наиболее обеспеченных данными наблюдений ключевых участков. На примере последних мы определяли важнейшие закономерности распределения снежных ресурсов всей горной системы и находили их количественные характеристики. Был впервые разработан метод типизации высотных зависимостей, а также установлены количественные связи с такими географическими показателями рельефа, как ориентация долин, макросклонов, степень их экранированности и т.д. (Геткер, 1981; Северский, Благовещенский, 1983).

Однако типизация высотных зависимостей не всегда представляется возможной. В некоторых горных системах их параметры изменяются постепенно под влиянием какого-либо одного или нескольких мощных факторов. Такими факторами могут быть удаление от океанического побережья, широта. В этом случае более эффективно многофакторное описание изменения параметров высотных зависимостей. Так, для меридионально протяженных горных систем, например, Кордильер, Скандинавских гор, эффективными факторами оказались географическая широта и удаление от океанического побережья (Ивановская, 1984; Локтионова, 1987).

Метод косвенных расчетов. Полное отсутствие снегомерной сети в некоторых районах земного шара вызвало необходимость выделить класс "неизученных" территорий и разработать косвенные методы расчета их снежных ресурсов (Геткер, 1982; Геткер и др., 1980; Глазовская и др., 1978; Северский, Благовещенский, 1983). Эти методы основаны на количественных связях характеристик снежного покрова с определяющими их климатическими факторами. При выборе аргументов принимались во внимание наличие систематизированной информации, ее качество и масштаб запланированных в Атласе карт. В результате статистического анализа установлено, что основные факторы, определяющие баланс массы и ре-

жим снежного покрова, - это количество твердых осадков X_T , продолжительность холодного периода $N_{T<0}$, доля осадков в этот период в общей сумме σ , а также широта.

Общие принципы разработки статистических методов для расчета характеристик снежного покрова при недостаточности данных снегосъемок таковы: отбор исходных данных и формирование основной и проверочной выборок; статистический анализ зависимости характеристик снежного покрова от определяющих их факторов, выбор наиболее информативных из них, установление вида и тесноты связи, оценка ошибок расчета; проверка расчетных зависимостей на "независимой" выборке по данным станций, находящихся в разнообразных природных условиях, анализ поля отклонений расчетных величин от фактических и выявление областей или условий, где они возникают систематически; учет выявленных отклонений и определение территориальных и иных ограничений на применимость разработанных методов.

Косвенные методы расчета для нивально-гляциальной зоны включали оценку максимальных снегозапасов на высоте границы питания в тех ледниковых районах, где существует достаточно густая сеть метеостанций и их "потолок" близок по высоте к средней для района высоте фирновой линии. Во всех случаях значения $\bar{W}_{\text{дл}}$ оказались ниже, чем рассчитанные по методу Ходакова-Кренке значения аккумуляции. Были определены отношения этих величин и введен соответствующий понижающий коэффициент. Поправка учитывалась и при определении числа дней со снежным покровом. Косвенные методы разрабатывались либо на материалах наиболее изученных ключевых участков горных территорий - Западный Тянь-Шань, Кавказ, Альпы и др., либо по данным метеорологических станций по обширным территориям. К классу "неизученных" были отнесены все горные территории Южной Америки, малоизученные районы Кордильер Северной Америки, подавляющее большинство гор Азиатского континента и др.

Методы построения карт. Для равнинных территорий карты характеристик снежного покрова строились на основе общепринятых методов: интерполяцией в поле точек данных метеостанций и построением затем системы изолиний. Изолинейный способ представления характеристик принят для карт максимальных снегозапасов и числа дней со снежным покровом не только для равнинных, но и горных территорий, где положение изолиний $\bar{W}_{\text{дл}}$ и $N_{\text{сн}}$ определялось либо по локальным зависимостям только от высоты местности, либо по упомянутым выше многофакторным зависимостям. В случае использования типовых региональных высотных зависимостей характеристик снежного покрова проводилось предварительное районирование территории и последующее согласование положения изолиний на границах участков. Резкое различие в снежности наветренных и подветренных макросклонов предопределило иногда обрыв изолиний в зоне их контакта. Необходимость обрыва изолиний во избежание их слияния возникала также при больших градиентах параметров снежности на отдельных участках макросклонов и в узких долинах.

При генерализации карт на районы со сложной орографией в пределах горного массива выделялись основные долины, а более мелкие, второстепенные не учитывались. Высокая пространственная изменчивость снежных ресурсов в горах и малочисленность исходных данных предопределили в некоторых случаях использование дополнительных шкал элементов со значительно большими интервалами, чем для равнин.

Значения факторов-аргументов для карт распределения характеристик снежных ресурсов на малоизученные горные территории заимствованы в основном из соответствующих карт разделов "Климат зимнего периода" и "Климат нивально-гляциальной зоны". В этом случае использовалась интерполяция по узлам регулярной сетки с интервалом, различным для карт разного масштаба. При проведении изолиний учитывался и макрорельеф горной территории. Подчеркнем, что карты характеристик снежных ресурсов для районов, слабо обеспеченных информацией, представляют собой скорее прогноз ожидаемых значений.

4.2. Географическое снегозапасов

4.2.1. Распределение снегозапасов на равнинах

В Арктическом поясе, где господствуют арктические воздушные массы с низким влажностью, а продолжительность холодного периода превышает 8 месяцев, величина снегозапасов определяется только количеством твердых осадков, которое колеблется в пределах 50-200 мм. Величины максимальных снегозапасов и твердых осадков отличаются мало, в основном вследствие незначительных потерь снега на испарение при метелях.

На редких метеорологических станциях на островах Канадского Арктического архипелага толщина снежного покрова не превышает 20-30 см, а максимальные снегозапасы изменяются от 50 до 70 мм. В западном секторе Канадского Арктического архипелага, куда доходят циклоны из Атлантики, величина максимальных снегозапасов возрастает до 100-150 мм. В таких же пределах колеблются снегозапасы на Печорской и Западно-Сибирской низменностях, равнинах Предуралья.

К востоку от Верхоянского хребта в условиях господства антициклонального режима максимальные снегозапасы уменьшаются до 50-100 мм. Горные цепи Черского и Верхоянского хребтов служат препятствием на пути западных влагонесущих потоков и усугубляют холодный антициклональный климат Яно-Индигирской и Колымской низменностей. Лишь на тихоокеанском побережье и в долинах Чукотки снегозапасы снова возрастают до 200 мм.

На равнинах в северной части умеренного пояса, где продолжительность холодного периода тоже велика и составляет 6-8 месяцев, а количество твердых осадков увеличивается вследствие господства западного переноса и резкого усиления циклонической деятельности, максимальные снегозапасы возрастают от 50 до 400 мм. В этом поясе находятся области наибольшего снегонакопления на равнинных территориях Северного полушария: юго-восточная часть п-ова Лабрадор, где средние максимальные снегозапасы в отдельных районах достигают 500-600 мм, и северная часть Восточно-Европейской равнины - $\bar{W}_{max} = 150-200$ мм. Увеличение снегозапасов на равнинах Предуралья в большей степени определяется влиянием горной цепи Урала, которая задерживает и активизирует фронты и тем самым создает в холодный период года меридиональную полосу повышенных сумм твердых осадков.

Для всех возвышенностей на равнинных территориях, даже при небольшом превышении в несколько сот метров характерно заметное увеличение снегозапасов. Особенно четко эта закономерность прослеживается в начале и конце зимы, когда белые шапки снега на возвышенностях контрастируют с темной, свободной от снега поверхностью окружающей равнины.

Минимальное снегонакопление на севере умеренного пояса характерно для внутриконтинентальных районов, находящихся зимой в условиях антициклонального режима. На обширном Евразийском континенте антициклон выражен резко и усугубляется влиянием орографии. В котловине Центрально-Якутской равнины, закрытой от западного переноса возвышенным плоскогорьем, находится не только знаменитый полюс холода континента, но и экстремально малоснежная для этих широт область, где $\bar{W}_{max}$ не превышает 30-50 мм. На Северо-Американском континенте существование малоснежных областей в этом поясе обусловлено орографическим эффектом: минимальные значения максимальных снегозапасов - менее 100 мм - отмечаются на прилегающих к подножию Скалистых гор обширных равнинах Канады, которые находятся в условиях "дождевой тени".

Небольшие максимальные снегозапасы характерны также для западных побережий обоих материков, которые подвержены теплящему влиянию океана. У берегов Финского залива и на тихоокеанском побережье Северной Америки максимальные снегозапасы не превышают 50-100 мм. Океанические черты климата на западных окраинах материков проявляются также в поздних сроках образования снежного покрова, часто только в январе, неустойчивом его залегании и большой межгодовой изменчивости всех характеристик снежных ресурсов.

В южной части умеренного пояса уменьшается продолжительность холодного периода и резко сокращается количество твердых осадков - до 50-200 мм и, таким образом, снегозапасы закономерно уменьшаются с севера на юг. Зональное уменьшение максимальных снегозапасов определяется не только сокращением продолжительности холодного периода, но и увеличением испарения со снежного покрова. Абсолютные значения испарения на равнинных территориях невелики: на равнинах умеренного пояса России суммарные величины составляют 26-30 мм.

Снежный покров образуется практически на всей территории Европы, а в Азии - почти во всей южной зоне умеренного пояса, включая обширные пространства закаспийских пустынь. Из-за резкого снижения количества зимних осадков бесснежными остаются выровненные сухие пространства пустыни Алашань, Такла-Макан и центральные части пустыни Гоби.

Как и на севере умеренного пояса, проявление аazonальных климатообразующих факторов определяет уменьшение величин снегозапасов с запада на восток по мере удаления от океанов. Эта связь неоднозначна, поскольку вместе с сокращением количества твердых осадков в результате возрастания континентальности климата увеличивается продолжительность холодного периода.

На западных побережьях обоих материков Северного полушария, омываемых теплыми течениями, несмотря на обилие осадков, снегозапасы составляют 20-50 мм из-за высоких зимних температур, причем на тихоокеанском побережье Северной Америки снег появляется лишь севернее 42° с.ш. Смягчающее влияние океанов распространяется в Северной Америке не так далеко, как в Европе, поскольку на пути тихоокеанских воздушных масс располагаются два мощных горных барьера: Каскадные - Сьерра-Невада и Скалистые горы. Таким образом, в Европе снегозапасы уменьшаются с запада на восток более плавно и медленно, нежели в Северной Америке, а меридиональная изменчивость, связанная с постепенным возрастанием континентальности климата, прослеживается более отчетливо.

В целом для равнинной территории Европы и центральных равнин Северной Америки в южной части умеренного пояса характерна небольшая пространственная изменчивость снегозапасов. Их величины во всех областях, за исключением прибрежных и крайних южных засушливых степных районов, составляют 50-100 мм.

В Азии существование сухих бесснежных областей в центрах действия мощных антициклонов и сильное влияние орографии обуславливают большую пространственную изменчивость характеристик снегонакопления и значительные нарушения в их широтной зональности. Несмотря на огромную продолжительность холодного периода, достигающую 170-210 дней, в центре действия Сибирского антициклона в Забайкалье располагаются области минимального для этих широт снегонакопления - 15-20 мм. В Северной Америке области наименьших снегозапасов приурочены к сухим равнинам Большого Бассейна и западным частям Великих равнин - 25-50 мм. Однако из-за меньших размеров Североамериканского материка антициклональные условия выражены здесь слабее. Абсолютный минимум снегонакопления в этой зоне находится все-таки в Азии.

Восточные побережья обоих материков находятся под воздействием муссонов. Но в Северной Америке оно выражено слабее, поэтому здесь на восточных побережьях формируются большие снегозапасы, чем в Евразии. На равнинах дальневосточного Приморья нормы максимальных снегозапасов составляют 50-100 мм, а на той же широте на о. Ньюфаундленд $\bar{W}_{\text{мах}}$ достигают 200 мм и более.

В субтропической зоне для зимних месяцев характерен приток холодных воздушных масс из умеренных широт. Снегопады на равнинах Евразии достигают 35° с.ш. Однако на средиземноморском побережье снежный покров не образуется из-за мягких климатических условий зимы, когда температура воздуха редко опускается ниже 0°С. В резкоконтинентальных условиях азиатской части материка, где зимы на равнинах отличаются низкими температурами, но крайней бедностью осадками, тоже не везде формируется маломощный и эфемерный снежный покров - $\bar{W}_{\text{мах}} = 20-40$ мм.

В Северной Америке выпадение снега возможно до 30°с.ш. и связано с вторжениями холодных волн арктического воздуха. Поскольку горные системы Кордильер и Аппалачей располагаются субмеридионально, арктический воздух беспрепятственно проникает до тропических широт, и в этом случае в субтропиках образуется маломощный снежный покров, который сходит обычно через 2-3 дня. Устойчивый снежный покров на равнинах субтропического пояса не формируется, его граница на обеих материках проходит севернее 40°с.ш.

4.2.2. Распределение снегозапасов в горах

В горах снежный покров распределяется более сложно и мозаично, чем на равнинах. Помимо зональных климатических факторов на снегозапасы в горах в макро- и мезомасштабе влияют (в порядке убывания): географическое положение горного массива; экспозиция макросклонов по отношению к влагонесущим потокам; степень их экранированности; абсолютная высота над уровнем моря (Котляков, 1968).

Воздействие перечисленных факторов на величины снегозапасов проявляется в изменении, во-первых, количества твердых осадков и, во-вторых, термических условий зимнего периода. Это связано с тем, что при одинаковом количестве твердых осадков образующиеся из них снегозапасы существенно различны при разной продолжительности холодного периода.

Таблица 4.1

Отношение норм максимальных снегозапасов к количеству твердых осадков при разной продолжительности холодного периода по данным горных станций Евразии (Геткер, 1982)*

Интервал широт, град.с.ш.	Продолжительность холодного периода, дни								
	0	40	80	120	160	200	240	280	320
60-70						0,87	0,87	0,87	0,87
50-59						0,80	0,80	0,87	0,87
40-49	0,15	0,25	0,40	0,57	0,65	0,74	0,78	0,87	0,87
35-39	0,10	0,21	0,36	0,50	0,60	0,70	0,76	0,87	0,87

* Использованы данные станций, находящиеся в районах, где доля зимних осадков за октябрь-март в годовой сумме составляет 25-50%.

Основным источником твердых осадков, формирующих снежный покров в горах, служат морские и океанические воздушные массы, поступающие в холодное время года на материк в процессе циклогенеза с Атлантического и Тихого океанов. Естественно, что для горных систем, расположенных на периферии континентов, а также открытых наветренных макросклонов континентальных гор характерно как большое количество твердых осадков, так и их благоприятное для формирования значительных снегозапасов внутригодовое распределение (табл.4.1).

На наветренных макросклонах горных систем в районах с морским климатом - Западный Кавказ - и внутриконтинентальных горах - Памиро-Алай, где в октябре-марте выпадает более 50% годовой суммы осадков, отношение максимальных снегозапасов к твердым осадкам на 13% превышает значения, приведенные в табл.4.1. В засушливых внутриконтинентальных горных районах с резко выраженным зимним минимумом осадков - за октябрь-март выпадает 9-24% годовой суммы осадков - это отношение в среднем вдвое меньше, чем указано в табл.4.1. В таких районах большая часть твердых осадков выпадает весной и не участвует в формировании максимальных снегозапасов.

Несмотря на различия в условиях доступности влагонесущих потоков и других факторов, общая для всех горных систем земного шара черта - увеличение снегозапасов с высотой. Однако изменение снегозапасов с высотой четко прослеживается только для отдельных бассейнов или однородных участков макросклонов в узких широтных пределах - $1-2^{\circ}$. Высотные зависимости $\bar{W}_{max}(H)$ чаще всего имеют параболический вид с монотонным увеличением градиентов по высоте вплоть до гребней гор, хотя возможно и линейное изменение.

Максимум снегонакопления почти повсеместно приурочен к прибрежным зонам. Однако величины снегозапасов, характер их изменения с высотой существенно различаются в зависимости от климатических условий в отдельных горных системах.

В арктическом и субарктическом поясах располагаются хр. Брукса, горы о-вов Элсмira и Баффиновой Земли, Полярный Урал, Чукотское нагорье. Абсолютные высоты здесь не превышают 2000-3000 м, но относительные превышения велики. Незначительное влагосодержание арктических воздушных масс и преобладание антициклонального режима обуславливают здесь небольшое количество твердых осадков - 100-200 мм, которое с высотой изменяется слабо. Поэтому и максимальные снегозапасы увеличиваются с высотой незначительно (рис.4.1:1) лишь вследствие некоторого роста продолжительности периода снегонакопления.

На большей части склонов полярных гор максимальные снегозапасы колеблются от 100 до 300 мм, а градиенты их изменения с высотой составляют от 5 мм в нижних зонах до 20 мм в верхних на 100 м подъема (табл.4.2). Однако в тех случаях, когда в эти районы приносится с циклонами более теплый и насыщенный влагой воздух умеренных широт, на наветренных макросклонах возможно повышение снегозапасов до 400-800 мм, например, в западной части хр. Брукса, на восточных склонах Чукотского нагорья, западных - Полярного Урала. Для этих районов характерны снежники, например на Чукотке, или ледники - западная часть хр. Брукса, горы о.Элсмир, Полярный Урал, а также макроэкспозиционные различия в снежности наветренных и подветренных склонов.

В северной части умеренного пояса ярко выражен западный перенос воздушных масс, и усиливается циклоническая деятельность. В связи с этим возрастает меридиональный обмен воздушных масс и роль адвекции, в результате чего увеличивается временная и пространственная неоднородность поля температур и количества осадков и соответственно норм снегозапасов.

В этом поясе существенно возрастает влияние географического положения горного массива на снежность гор. Выделяются горы западных окраин материков - Кенай, Чугач, Св. Ильи, Береговой хребет в Северной Америке, Скандинавские горы в Западной Европе, и континентальные - Аляскинский хребет, горы Маккензи и северная часть Скалистых гор на Североамериканском континенте, а также Хибин, Урал, плато Путорана, хребты Верхоянский, Черского, Сунтар-Хаята в Евразии. Отдельные снежные системы представляют горы восточного побережья Евразии - Корьякское нагорье и горы Камчатки, располагающиеся в муссонной области.

Отличительная черта гор западных побережий материков всего умеренного пояса Северного полушария - создаваемый ими в зоне западного переноса "барьерный" эффект на пути океанических воздушных масс. Мягкий температурный режим у подножий этих гор приводит к тому, что, несмотря на обильные осадки, максимальные снегозапасы не превышают 100 мм, и устойчивый снежный покров не образуется. Однако на наветренных склонах величина снегонакопления быстро возрастает до 2600 мм на юге Исландии, 3000 мм и более в юго-западных районах Скандинавии, 4000 мм в горах Св.Ильи (см.рис.4.1: 2, 3, 5, 6). Наветренные склоны гор Св.Ильи - район наиболее контрастного распределения снегозапа-

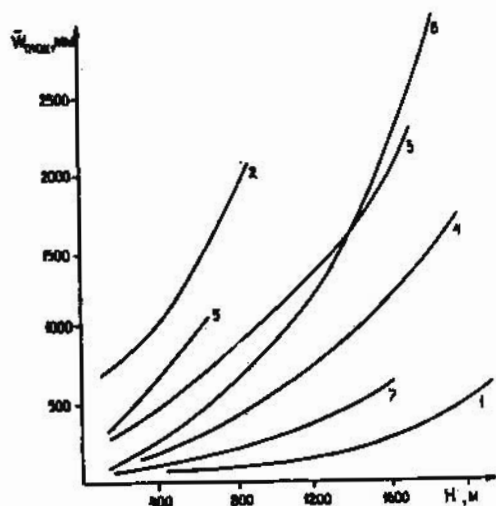


Рис.4.1. Изменение с высотой $H_{сн}$ средних максимальных снегозапасов $\bar{W}_{дл}$ в горах субарктического и севера умеренного поясов. Аляска: 1 - горы Брукса; 2 - горы Св.Ильи, западные наветренные склоны, 3 - горы Чугач, южные наветренные склоны, 4 - горы Чугач, северные подветренные склоны; Скандинавские горы: 5 - северные наветренные склоны, 6 - юго-западные наветренные склоны, 7 - южные склоны. Зависимости 5-7 по (Е.М.Локтионовой, 1987).

Характеристики снежных систем*

Высо- та, м	Снежные системы									высокогор- ных экстр- аридных районов (VII), Вос- точный Памир
	северных континен- тальных гор (II), Верхоян- ский хр.	северных приморских гор (III), горы Чу- гач		континентальных гор умеренного пояса (IV), Алтай		приморских гор умеренного поя- са (V), Каскад- ные горы, 46-47° с.ш.		южных конти- нентальных гор (VI), Гиссаро- Алай		
		навет- ренные склоны	подвет- ренные склоны	навет- ренные склоны	подвет- ренные склоны	навет- ренные склоны	подветрен- ные и эк- ранирован- ные склоны	навет- ренные склоны	экрани- рован- ные склоны	
Максимальные снегозапасы, мм										
200	50	350		100		50				
500	50	550	250	300	50	200	45			
1000	75	1100	550	700	100	800	150	50	-	
1500	100	1850	1050	1000	150	1800	400	150	20	
2000	130	3000	1750	1300	200	2600	1000	300	30	
2500				1500	500	3200	1600	550	50	
3000					750			1000	100	
3500								1500	250	10
4000								2000	500	30
4500										80
5000										150
Коэффициент межгодовой изменчивости максимальных снегозапасов										
200	0,25	0,45		0,40		0,75				
500	0,25	0,40	0,35	0,36	0,40	0,60	0,65			
1000	0,20	0,30	0,30	0,30	0,34	0,40	0,60	0,75		
1500	0,17	0,20	0,20	0,25	0,30	0,23	0,48	0,50	1,75	
2000	0,15	0,20	0,18	0,20	0,25	0,21	0,35	0,30	0,80	
2500				0,20	0,20	0,20	0,23	0,25	0,50	
3000					0,20			0,20	0,35	
3500								0,20	0,30	1,0
4000										0,80
4500										0,60
5000										-
Продолжительность залегания снежного покрова, дни										
200	300	160				40				
500	230	180	190	150	120	110	40			
1000	260	240	220	180	160	180	110	50	-	
1500	280	275	240	220	200	230	170	100	30	
2000	300	320	275	270	250	280	220	140	50	
2500				320	300	325	275	170	100	
3000								215	150	
3500								300	240	50
4000								350	310	80
4500										150
5000										270

* В скобках указан номер типа снежной системы по классификации в разделе 4.4.

сов по высоте среди всех горных систем Земли в умеренном поясе. Здесь экстремальны не только нормы максимальных снегозапасов - 2000 мм уже на высоте 800 м в конце апреля, но и градиенты их высотного изменения, которые достигают 350 мм на 100 м высоты в поясе 400-800 м над ур. моря. Этот район с полным основанием можно отнести к "полюсам снежности" Земли.

Даже небольшие возвышенности на западных побережьях островов и материков в Северном полушарии вызывают восходящее движение влагонесущих потоков и выпадение обильных осадков, часть которых аккумулируется в виде снега. Так, средние абсолютные высоты горных островов Великобритании не превышают 1000 м. Однако на приморских склонах Шотландского нагорья и на более низких высотах - 600-800 м - к марту накапливаются снегозапасы до 400 мм. На горе Бен-Невис - 1343 м - самой высокой точке Британских островов - в отдельные годы толщина снега достигает 3 м, а снегозапасы - 1000 мм (Барри, 1984).

На распределение снегозапасов в горах западных окраин материков очень сильно влияет их удаленность от побережья и экранированность прибрежными хребтами. Массив горы Логан - самой высокой в системе гор Св.Ильи - удален от Аляскинского залива на 900 км и экранирован с запада хребтами-барьерами, достигающими 5500 м. В таких условиях на высотах 3200 и 5400 м накапливается лишь 320 и 730 мм снегозапасов, соответственно (Keeler, 1969).

Второй фактор орографии - экспозиция макросклонов относительно траекторий влагонесущих потоков - может определять не только мезомасштабные различия в снежности наветренных и подветренных склонов, но и макромасштабные особенности снежности целых горных систем. Так, расположенные северо-западнее гор Св.Ильи и менее благоприятно ориентированные к тихоокеанским влагонесущим потокам горы Кенай и Чугач существенно уступают первым в снежности (см.рис.4.1:3). Максимальные снегозапасы здесь не превышают 2000 мм. На северных склонах гор Исландии их величины уменьшаются по сравнению с южными почти в 1,5 раза, достигая 1400 мм на высоте 1000 м.

Макроэкспозиционные различия в снежности наветренных и подветренных склонов - характерная особенность меридионально простирающихся горных систем западных окраин материков. Подветренные склоны большей частью находятся в условиях антициклонального режима; воздушные же потоки тех немногих циклонов, которые переваливают через горные барьеры, в результате нисходящего движения по склонам адиабатически нагреваются и иссушаются. Количество твердых осадков на подветренных склонах резко сокращается до 250-800 мм, и снегозапасы составляют в среднем 200-500 мм, увеличиваясь до 700-1000 мм в пригребневых зонах (см.рис.4.1:4).

Эти особенности в распределении снежных ресурсов обуславливают и асимметрию в оледенении хребтов: узлы оледенения приурочены к приморским склонам, причем языки крупных ледников часто опускаются почти до уровня моря. Аналогично на невысоких возвышенностях проявляется асимметрия в распределении снежников.

При удалении от западных океанических побережий усиление континентальности климата приводит к резкому снижению снежности гор. Уже в Хибинах фоновые снегозапасы на плато Расвумчорр уменьшаются до 500 мм по сравнению с 4000 мм на западном склоне горы Гальхёнигген в Скандинавии. На наветренных склонах расположенных восточнее Уральских гор и плато Путорана снегозапасы снижаются соответственно до 300-700 и 200-500 мм. В континентальных же горах Средней и Восточной Сибири их величины не превышают 300 мм.

Удаление от океанических побережий проявляется в макромасштабных изменениях поля снегозапасов. Внутри массивных континентальных горных систем этот фактор уже не играет такой роли, как в приморских горах. Так, значительный разброс точек относительно кривой 1 на рис.4.2. связан с большим влиянием на величину $\bar{W}_{max}$ удаления снеготочек от океана в западном поясе Кордильер. И, напротив, находящиеся на значительном расстоянии, но одинаково ориентированные по отношению к влагонесущим потокам склоны Ко-

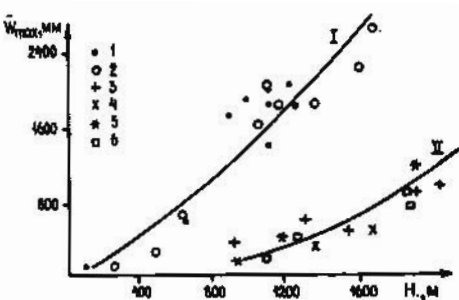


Рис. 4.2. Изменение с высотой H средних максимальных снегозапасов $\bar{W}_{max}$ на наветренных прибрежных (1 - Каскадные горы, береговой хребт Канады) и континентальных (II - Колумбийские, Скалистые горы) склонах Кордильер в диапазоне 49-50° с.ш. Бассейны: 1 - Тихого океана; 2, 3, 4, 5, 6 - рек Бейкер, Зап.Кутени, Кетл, Ю.Томпсон, Колумбия, соответственно

пасы - до 50 мм - в горах умеренного пояса наблюдаются в межгорных котловинах, а также в нижней части подветренных склонов азиатских континентальных хребтов.

Увеличение снегозапасов благодаря циклонам с Тихого океана имеет место и в относительно неширокой полосе гор на восточной окраине Евразийского материка. Здесь формируется особый тип снежных систем, распределение снегозапасов в которых определяется удалением от тихоокеанского побережья, положением хребтов относительно траекторий циклонов и их высотой. Максимум снегонакопления наблюдается на восточном и южном побережьях Камчатки, где снегозапасы изменяются от 400-500 мм на уровне моря до 2000 мм на высоте 1000-1500 м - Кроноцкий п-ов, вулканические массивы юга Камчатки. Однако в экранированных с востока горах бассейна р.Камчатка и на подветренных западных склонах Срединного хребта снегозапасы снижаются до 200-500 мм, и лишь в приводораздельной зоне они достигают 1000 мм.

В южной части умеренного пояса находятся такие обширные горные системы, как Каскадные горы, южная часть Колумбийских и Скалистых гор в Северной Америке, а также Альпы, Карпаты, Кавказ, Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Становой хребт, Сихотэ-Алинь, горы Приморья и юга Дальнего Востока, о.Сахалин и северная часть Японских о-вов.

В южной части умеренного пояса увеличиваются радиационный баланс и адвекция воздушных масс из тропических широт, что обуславливает более мягкий температурный режим у подножий гор, чем в северной части умеренного пояса. Усиливаются контрасты в снежности горных районов и предгорных равнин, а также увеличиваются высотные градиенты изменения снегозапасов.

Термический режим западных горных районов обоих материков Северного полушария определяется преобладанием морских воздушных масс. У подножий приморских склонов зимой в основном выпадают дожди, но уже в нижней их части формируется устойчивый снежный покров. В северной части хр.Сьерра-Невада, которая относится к умеренному поясу, на высоте 2000 м снегозапасы уже достигают 500 мм, в то время как у подножий этих гор располагаются апельсиновые рощи. Предгорные равнины восточных континентальных склонов Сьерра-Невады тоже большей частью бесснежны, но из-за сухости этих районов, находящихся в условиях "дождевой тени". Контрасты в снежности разно ориентированных склонов особенно сильны в средних и верхних зонах, где величины снегозапасов на подветренных и экранированных склонах могут уменьшаться в 2-3 раза. Особенно эти различия характерны для меридионально вытянутых горных систем, но и в простирающихся в широтном направлении Альпах также различаются по снежности горные бассейны Западных Альп, где уже на высоте 1000 м снегозапасы составляют 850 мм и увеличиваются с высотой до 2300 мм, и малоснежные экранированные центральные и юго-восточные области, где у подножия склонов снег может отсутствовать, а максимум снегонакопления не превышает 800 мм.

лумбийских и Скалистых гор практически описываются одной зависимостью $\bar{W}_{max}(H)$ (см.рис.4.2: II).

В континентальных горных системах мезомасштабные закономерности поля норм снегозапасов проявляются в дифференциации по снежности склонов разной ориентации по отношению к влагонесущим потокам. В условиях западного переноса эти различия особенно выражены в горных системах меридионального простираения. Так, в горах Селкерк (Колумбийские горы) снегонакопление на высоте 1000 м на западном склоне составляет почти 700 мм, а на восточном - всего 140 мм, т.е. в 5 раз меньше. В Уральских горах снегозапасы на наветренном западном склоне увеличиваются от 300 до 700 мм, а на восточном - от 150 до 300 мм. Наименьшие снегоза-

Как и на севере умеренного пояса, удаление от западных океанических побережий скажется в уменьшении снежности горных систем. Однако возросшее влияние термических условий зимы на снегонакопление в южных горах усугубляет этот процесс. Скалистые горы представляют второй мощный барьер на пути тихоокеанских воздушных масс, но даже на западных склонах Передового хребта США на $41-42^{\circ}$ с.ш. снегозапасы не превышают 300 мм на высоте 2000 м. На подветренных же склонах они и вовсе ничтожны, составляя всего 60 мм. В Западной Европе участие континентальных воздушных масс в формировании климата зимнего периода, например в Карпатах, предопределяет снижение снегозапасов до 150 мм в нижних частях склонов и до 500 мм в верхних.

Во внутриматериковых горных системах умеренного пояса, расположенных к востоку от внутренних морей и больших озер, в формировании снежных ресурсов сочетаются черты, типичные для условий как морского, так и континентального климата. Наиболее яркий пример такой горной страны представляет Кавказ, где распределение снежного покрова в приморских хребтах подчиняется тем же законам, что и в горах на западных окраинах материков, а по мере удаления от побережья и ухудшения условий доступности для влагонесущих потоков проявляются черты, характерные для континентальных гор. При этом диапазон изменения норм $\bar{W}_{max}$ по территории Кавказа составляет 20-2000 мм (Алиев и др., 1988).

Максимум снегонакопления и наибольшие высотные градиенты - до 70 мм/100 м - отмечаются на приморских склонах Главного Кавказского хребта (рис.4.3: 1), где 80% зимних осадков приносят западные циклоны. Фоновые максимальные снегозапасы возрастают от 50-100 мм в нижней части склонов до 1000 мм уже на высоте 2000 м. Область максимального снегонакопления находится в верховьях р.Бзыбь бассейна р.Клиш, где $\bar{W}_{max}$ достигают 3000 мм (Алиев и др., 1988). Значительные снегозапасы формируются и на приморских склонах, расположенных южнее гор Аджарии (см.рис.4.3: 6). Как и в западных Кордильерах, Скандинавских горах и Альпах, ведущая макромасштабная закономерность поля снегозапасов Западного Кавказа и Южно-Грузинского нагорья в пределах Аджарии состоит в их быстром уменьшении по мере удаления от побережья и смещении зоны повышенной снежности на все более высокие уровни. Так, в Аджарии наиболее многоснежен передовой хр.Дидваки, где уже на высоте 1500 м снегозапасы превышают 600 мм. В центральной части Шавшетского хребта граница зоны повышенной снежности смещается до 2000 м, а на Арсиянском хребте она располагается выше 2000 м (Кондакова и др., 1985).

Примечательно, что на менее благоприятно ориентированных, но открытых склонах снегонакопление сохраняет еще черты, типичные для приморских гор. Так, снежность на северном склоне Западного Кавказа на нижних уровнях заметно ниже, чем на южных и юго-западных, однако в верхних зонах различия стираются (см.рис.4.3: 1 и 2).

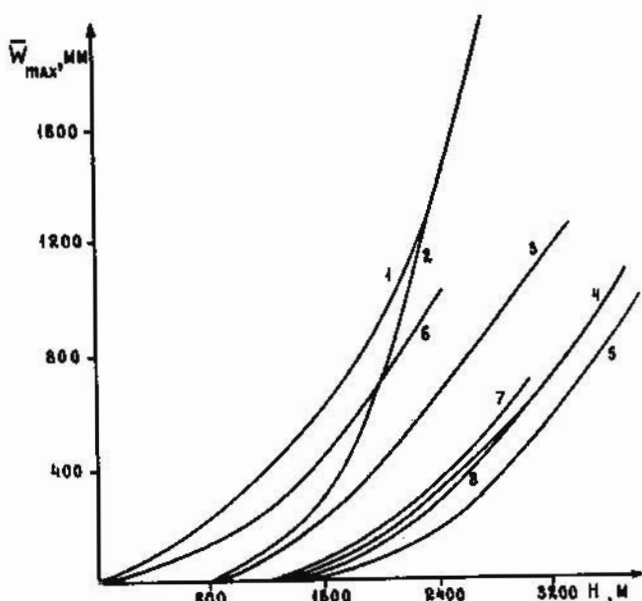


Рис.4.3. Изменение с высотой H средних максимальных снегозапасов $\bar{W}_{max}$ в горах Кавказа. Западный Кавказ: 1 - южный склон (бассейны рек Бзыбь, Мзымта); 2 - северный склон (бассейн р.Теберда). Центральный Кавказ: 3 - южный склон (бассейн р.Арагви, верховья); 4 - северный склон (бассейн р.Терек, верховья). Восточный Кавказ: 5 - северо-восточный склоны в пределах Дагестанской АССР. Малый Кавказ: 6 - западные склоны (в пределах Аджарии, бассейн р.Аджария-Цкали); 7 - северные склоны (бассейн левых притоков р.Кура); 8 - восточные склоны (бассейн рек Вохчи, Баргушат) и южная часть (в пределах Армении); по материалам настоящего Атласа и (Алиев и др., 1988).

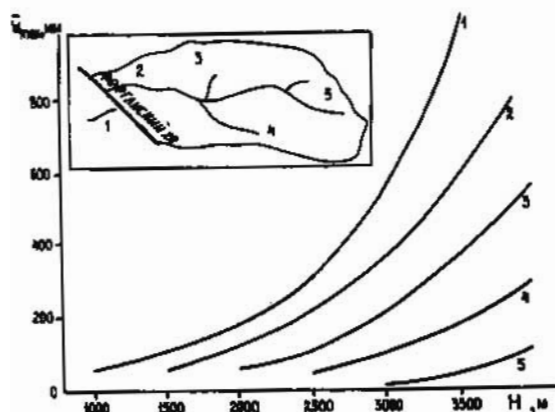


Рис. 4.4. Эффект "массивности" гор на Тянь-Шане. Изменение с высотой H средних максимальных снегозапасов $W_{дв}$ в долине р. Нарын. Бассейны рек: 1 - Яссы (наветренный склон Ферганского хребта), 2 - Сусамыр (85 км), 3 - Западный Каракол (120 км), 4 - Атбаш (290 км), 5 - Б.Нарын (450 км). В скобках указано расстояние на восток от "экрана" (Ферганского хребта)

Условия снегонакопления на подветренных макросклонах Главного Кавказского хребта и Центрального Кавказа типично континентальные, что выражается не только в общем снижении количества осадков, но и в изменении их внутригодового распределения. Если на западных и юго-западных наветренных склонах Западного Кавказа в октябре-марте выпадает до 50% годовой суммы осадков, то на северных и восточных склонах за этот период выпадает лишь 20-30%. Поэтому на западных отрогах на высотах 1000-1500 м снегозапасы составляют 400-600 мм, а на северных склонах Центрального Кавказа на той же высоте они снижаются до 10-50 мм. Однако в пригребневых зонах центральной части северного макросклона снегозапасы возрастают до 500 мм, а в ледниковой зоне — до 1000 мм (см.рис. 4.3: 4).

Наименьшие снегозапасы формируются на Восточном Кавказе, в пределах Дагестана, где на большей части территории их максимальные величины не превышают 50 мм и лишь на высотах более 2000 м они достигают 1000 мм (см.рис. 4.3: 5). Малый Кавказ, за исключением Аджарии, представляет типичную континентальную горную систему. Прямой доступ средиземноморских циклонов с юго-запада затруднен горами Иранского нагорья. Снегозапасы здесь нелинейно возрастают от 25 мм на высоте 1000 м до 500 мм на высоте около 3000 м в районе горы Арарат.

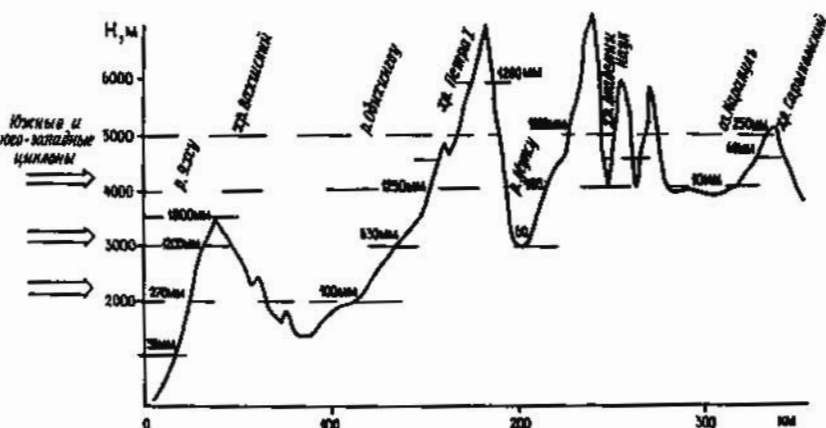


Рис. 4.5. "Барьерный" эффект в распределении средних максимальных снегозапасов (мм) на Памире

Из всех континентальных горных систем, пожалуй, наиболее изучен снежный покров Тянь-Шаня и в меньшей степени Памиро-Алая. Большая пространственная изменчивость в распределении снегозапасов в них связана со сложной орографией. Снежность внешних периферийных макросклонов зависит прежде всего от их ориентации относительно траекторий юго-западных циклонов и северо-западных холодных вторжений. "Полюс снежности" Средней Азии — южные склоны Гиссарского и Алайского хребтов, у подножия которых снежный покров эфемерен, зато на высоте 3500-4000 м снегозапасы достигают 1500-2000 мм.

Северные склоны периферийных хребтов — Алайского, Туркестанского, Киргизского, Заилийского — простираются параллельно движению влагонесущих потоков. Поэтому количество осадков и снегозапасов на этих склонах намного меньше, чем на южных и юго-западных (рис. 4.4).

Однако большая часть территории Тянь-Шаня и Памиро-Алая приходится не на периферийные, а на внутригорные части. Для них величина снегозапасов определяется уже не

ориентацией склонов и долин, а степенью экранированности периферийными хребтами-барьерами на пути движения влагонесущих потоков. "Барьерный" эффект или общий эффект "массивности" гор проявляется в последовательном убывании снеготолщин по мере удаления в глубь горной системы. Рисунки 4.4 и 4.5 хорошо иллюстрируют влияние этого эффекта при многократной, например, на Памире и однократной - бассейн р. Нарын, Тянь-Шань - экранированности.

Контрасты в снеготолщинах, связанные с экранированностью и эффектом "массивности" гор, особенно разительны на Памире благодаря большой высоте хребтов - 6000-7000 м - и субмеридиональному простираю некоторых из них, например Академии Наук, Зулумарт. Если в бассейне р. Нарын снеготолщины на дне долины при удалении от экрана на 300 км убывают от 1000 до 150 мм на высоте 3500 м (кривые 1 и 4 на рис. 4.4), то на Памире такое же удаление от открытой периферии горной системы на восток приводит к уменьшению снеготолщин от 180 до 10 мм.

В предельно экранированном Восточном Памире на высоте 3500-4000 м снегопады настолько редки, что снеготолщины в этом "полюсе сухости" Средней Азии равны 10-15 мм. Как видно из рис. 4.5, лишь в пригребневой зоне на высоте около 5 км их величины достигают 100-200 мм.

Вследствие усиления континентальности климата, резко выраженного зимнего минимума осадков, неблагоприятной северной ориентации хребтов и их общей закрытости с запада заметно снижается снежность гор Восточного Тянь-Шаня. В долинах рек Кокшаал, Сары-Джаз и притоков р. Тарим, расположенных на высотах 2000-3000 м, накапливается лишь 10-50 мм снеготолщин. Только в орографических узлах Меридионального хребта, где находятся высочайшие вершины Тянь-Шаня - Пик Победы, Хан-Тенгри - существуют условия для накопления значительных снеготолщин за счет летних снегопадов - до 500 мм.

По-иному распределяются снеготолщины на Алтае и в Саянах, где ведущая роль в их формировании принадлежит северо-западным воздушным потокам. Они определяют повышенную снежность нижних зон открытых наветренных склонов Западного Алтая, где на высоте 300-500 м накапливается 80 см снега, что составляет 200-250 мм снеготолщин (рис. 4.6) (Попов, 1980). Максимум снеготолщин в этом районе отмечается на западных и юго-западных периферийных склонах Алтая, где снеготолщины в пригребневой зоне, т.е. на высотах 2000-2500 м, превышают 1000 мм. Минимальное для Алтая снеготолщину характерно для внутригорных экранированных хребтов южного Алтая. Здесь толщина снежного покрова снижается до 10-20 см на высоте 1000 м.

Снежность экранированных хребтов Монгольского Алтая существенно ниже, чем его северного соседа - Российского Алтая. Даже на наветренных склонах снеготолщины в нижних частях составляют 50-100 мм, с высотой возрастают до 500 мм и более.

Рекордсменом по снежности в Сибири можно считать невысокий хребет Кузнецкий Алатау. Благоприятная ориентация и открытость его западных и юго-западных склонов по отношению к северо-западным влагонесущим потокам способствуют накоплению снеготолщин от 200 мм в нижней части до 1500 мм на высоте 1300-1500 м. Благодаря исключительно высокой снежности этого района оледенение располагается на самых низких для гор континентальной Сибири высотах. Фирновая линия проходит здесь на высоте 1500 м (Шпинь и др., 1980).

В горах бассейна оз. Байкал повышенное снеготолщину характерно лишь для западных, близких к озеру склонов Баргузинского хребта, где снеготолщины возрастают от

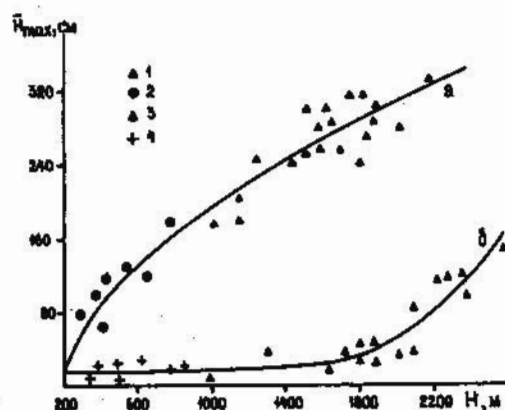


Рис. 4.6. Изменение с высотой H средней максимальной толщины снежного покрова H_{max} на наветренных склонах западного (а) и экранированных склонов южного (б) Алтая. По В.И. Попову (1980)

100 мм на высоте 500 м до 300 мм на 1500 м. Вверх по долинам рек Селенги, Баргузин и на склонах Яблонового хребта снеготопавы быстро снижаются до 50 мм (1000 м) и 100-150 мм на высоте 1500 м.

В условиях резко выраженного антициклонального режима погоды на экранированных склонах и в котловинах Забайкалья формируется второй полюс минимальной снежности горной части умеренного пояса - снеготопавы 15-50 мм. Здесь же проходит самая северная на Евразийском материке граница устойчивого снежного покрова. Однако влияние ориентации макросклонов на распределение снеготопавы проявляется и в этих горах. На северо-западном макросклоне Хэнтейского хребта, который служит водоразделом бассейнов Тихого и Северного Ледовитого океанов, снеготопавка - 50-75 мм - вдвое выше, чем на соответствующих высотах южного макросклона.

Общая тенденция в распределении снеготопавы в горных системах, расположенных восточнее Байкала - хр. Байкальский, Северо-Муйский, Южно-Муйский и др., заключается в уменьшении фоновых снеготопавы с запада на восток. На западном склоне Байкальского хребта увеличение снеготопавы с высотой значительно - от 80 мм на уровне 1200 м до 700-800 мм выше 1500 м. Однако на южных склонах расположенного восточнее Станового хребта и юго-западных склонах хр. Джугджур снеготопавка очень мало - 50-120 мм - и слабо изменяется с высотой. На северо-восточных и восточных склонах Станового хребта и Алданского нагорья снеготопавы увеличиваются до 200 мм и более, но уже за счет влаги, поступающей с Тихого океана. Таким образом, в районе Алданского нагорья проходит граница влияния Атлантического и Тихого океанов.

Горы на восточной окраине Евразийского материка - Сихотэ-Алинь, Джугджур - находятся в области муссонно-континентального климата с зимним минимумом осадков. Дефицит зимней влаги и небольшое снеготопавка связаны с антициклогенезом, адвективными оттепелями и сильным испарением с поверхности снежного покрова в течение всего холодного периода. Роль океанических воздушных масс проявляется в увлажнении восточных макросклонов зимой, где снеготопавы увеличиваются от 50-80 мм на побережье до 150-200 мм в высоких частях гор. На западных макросклонах максимальные снеготопавы снижаются до 50-100 мм. Наиболее восточное положение в южной части умеренного пояса занимают низкие горы о. Сахалин - до 2000 м. Контрасты в распределении снеготопавы связаны здесь с положением участков гор и ориентацией склонов относительно траекторий насыщенных влагой южных циклонов с Японского моря и Хабаровского края. На юге острова и на открытых западных склонах снеготопавы в интервале высот 100-500 м изменяются от 300 до 600 мм. На экранированных западных склонах Восточно-Сахалинских гор, расположенных к тому же в 500 км севернее траекторий южных циклонов, снеготопавы снижаются вдвое - 150-300 мм на высотах 200-800 м.

В субтропическом поясе Евразийского континента контрасты снежности равнин и горных систем максимальны. На фоне практически бесснежных равнин Пиренейского п-ова резко выделяется область повышенных снеготопавы в горах. Максимум снеготопавы наблюдается на наветренных северных склонах, где снеготопавы интенсивно возрастают от 25 мм на высоте 500 м до 500 мм и более в диапазоне 2500-3000 м. Расположенные восточнее невысокие горы Аппенинского п-ова экранированы с северо-запада барьером Альп. В связи с этим, а также вследствие обогревающего влияния Средиземного моря, снеготопавы в верхних зонах не превышают 200-300 мм и убывают с севера на юг.

На Балканском п-ове максимум снеготопавы смещен в прибрежную часть Динарского нагорья. На западном побережье Адриатического моря, закрытом горами от холодных северных вторжений, снежный покров эфемерен, а в зоне 1500-2000 м снеготопавы достигают 500-1000 мм. Заметно меньше количество осадков на северо-восточных, подветренных склонах нагорья, однако их доступность холодным арктическим воздушным массам способствует накоплению снеготопавы 150-200 мм даже на высоте 300-500 м. На Балканах проявляется присущее всем приморским горным системам убывание снежности по мере удале-

ния от побережья: горизонтальные градиенты максимальных снегозапасов составляют 10 мм на 1 км удаления от побережья.

В южной части субтропического пояса Евразии (30-35° с.ш.) значительные для этих широт снегозапасы формируются лишь в верхних зонах гор благодаря атлантическим и средиземноморским циклонам. Нижние зоны практически лишены снежного покрова. Он появляется здесь лишь в экстремально холодные зимы. В северной части гор Высокого Атлас на высоте более 3000 м средняя максимальная толщина снежного покрова превышает 1 м при средних максимальных снегозапасах более 300 мм (Реугон, 1980). Снегозапасы накапливаются также и на более благоприятно ориентированном западном наветренном склоне Ливанского нагорья. Здесь максимальные их величины превышают 300 мм и отмечаются на высоте 2000 м, а в пригребневой зоне на уровне 2500 м они возрастают до 500 мм. Экзотической особенностью гор Северной Африки служат перелетовывающие снежники. Они встречаются на северо-западных склонах северной части хребта Большой Атлас на высоте 3500 м на 34° с.ш. и обусловлены большим количеством твердых осадков зимой, которые не успевают растаять за лето.

Снежный покров гор Малой Азии образует изолированные "острова" на фоне бесснежных равнин. Максимальное снегонакопление здесь приурочено к периферийным, приморским склонам гор: наветренным юго-западным склонам хребта Тавр и северо-западным Понтийских гор. В западной части Тавра средние максимальные снегозапасы по расчетным данным превышают 500 мм на высоте более 2000 м, а в юго-восточной части Понтийских гор, обращенных к Черному морю, такие значения отмечаются на еще более низких уровнях - 1500-2000 м. В верхней же зоне, т.е. 2500-3000 м, приморского склона этих гор максимальные снегозапасы возрастают до 1000 мм. Столь высокая снежность связана с большим количеством осадков, приносимых циклонами со Средиземного моря, обогащенными влагой, испаряющейся с Черного моря. Очень благоприятно здесь для снегонакопления внутригодовое распределение осадков: в зимний период выпадает более 50% их годовой суммы. На территории внутренних плато количество твердых осадков резко снижается, а снегозапасы колеблются в пределах 25-150 мм. Лишь на склонах высоких вулканических массивов их максимальные величины возрастают до 250-300 мм - гора Эрджирс, 3700 м - и даже до 500 мм на склонах хребта Большой Арабат.

Если в приморских горных системах отсутствие максимальных снегозапасов или их крайне малые величины связаны с высокими температурами воздуха, то в континентальных горных системах Паропамиза и Гиндукуша бесснежность равнин и низкогорий обусловлена ничтожным количеством осадков. На Бактрийской равнине, пустынях Регистана, Дашти-Марто и Сеистанской впадине, где высоты достигают 300-1200 м, из 100-150 мм годовых осадков лишь 25-50 мм выпадает в твердом виде. В связи с этим снежный покров образуется крайне редко и лишь в северных районах. Однако на наветренных периферийных макросклонах западной и северо-западной экспозиции в бассейнах рек Мургаб, Герируда, Амударья количество зимне-весенних осадков с высотой возрастает, что приводит к интенсивному росту максимальных снегозапасов. Этот процесс иллюстрируют следующие данные снегоъемок:

H , м	1800	2200	2500	3000	3500
$\bar{W}_{\text{max}}$, мм	50	120	250	600	1100

Западная часть южного макросклона Гиндукуша - бассейн р. Гильменда - экранированная от северо-западных холодных вторжений, простирается вдоль траекторий атлантических и средиземноморских циклонов. Увеличение продолжительности инсоляции и интенсивности солнечной радиации приводит к заметному уменьшению снежности этого района: по расчетным данным, максимальные снегозапасы изменяются от 50 мм на высоте 2200 м и 250 мм на 3000 м до 500 мм на 3500 м.

В экранированных сухих районах верховий рек Гильменда, Герируда, Кабула, Пянджа максимальные снегозапасы на тех же отметках существенно меньше - 25-100 мм. Лишь в

орографических узлах Кухибаба - высота гребня более 4500 м, где находятся истоки этих рек, максимальные снегозапасы достигают 500 мм.

В восточной части южного макросклона Гиндукуша - бассейн р.Кунар - приток второго порядка р.Инд - контрасты вертикального распределения снегозапасов усиливаются. При общей малоснежности дна горных долин, где на высотах 2000-2500 м $\bar{W}_{max} = 50$ мм, снегозапасы выше 5000 м более 1000 мм. Столь высокая снежность этого южного района, расположенного на 36°с.ш., связана с тем, что выше 4500 м здесь все осадки выпадают в твердом виде, а в формировании максимальных снегозапасов принимают участие не только средиземноморские циклоны, но и воздушные массы исключительно богатого влагой Индийского муссона (Титов, 1976).

В отличие от открытых северных склонов западной части Гиндукуша снежность экранированных склонов той же экспозиции в восточной части этого хребта - бассейны левобережных притоков р.Пяндж - существенно понижена. Рассчитанное гляциоклиматическим методом распределение $\bar{W}_{max}$ на этом склоне таково:

H, м	2500	3000	3500	4000	4500	5000
$\bar{W}_{max}$, мм	10	20	40	80	150	300

На юге субтропического пояса, в грандиозной горной системе Гималаев, территориальное распределение максимальных снегозапасов существенно отличается от распределения годовых сумм осадков, максимум которых наблюдается в горной цепи Сивалик (Предгималаи) в зоне предвосхождения потоков влаги Индийского муссона (Черрапунджи, $\bar{x}_{rog} = 12000$ мм). По мере углубления в горную систему количество осадков быстро убывает в северо-восточном направлении, чему способствует также экранирующий эффект. Огромные горизонтальные тренды осадков в Гималаях отражаются на природном облике гор, что отмечали многие альпинисты и путешественники.

Нижняя граница формирования снежного покрова на внешнем макросклоне Гималаев поднимается от 2200 м на 34°с.ш. до 3800 м на 27°с.ш. Совместное воздействие убывания осадков, связанное с многократным барьерным эффектом, и увеличения доли твердых осадков с высотой приводит к тому, что пояс максимальной снежности располагается не на гребне Гималаев, а в средней части его макросклона. Согласно результатам расчетов по методу теплового проявления, выполненным А.Багчи (Bagchi, 1979) при обработке снимков ЛАНДСАТА для района, расположенного на 77°30' в.д. и 32°20' с.ш., максимальные снегозапасы на высоте 4300-4500 м составляют 2500-3000 мм. Гляциоклиматические расчеты также подтверждают местонахождение полюса снежности Гималаев в средней части открытых юго-западным муссонам склонов западных Гималаев на высоте 4000-5000 м.

На южных склонах наиболее высоких, но удаленных от периферии гор массива Центральных Гималаев (Эверест, Макалу, Чо-Ойю, Канченджанга) максимальные снегозапасы выше 5000 м составляют 1000-1500 мм. В глубоких и узких гималайских долинах на высотах 2200-2500 м и выше 3500-4000 м снегозапасы не превышают 10-100 мм, как и на северо-западном макросклоне.

Хребты Каракорума экранированы с юга Гималаями, а с севера Гиндукушем. Это обуславливает заметное снижение общей снежности этого района, хотя северное положение территории и большая высота создают условия для накопления значительных снегозапасов - до 1000 мм в ледниковой зоне. На дне долин редкие метеостанции фиксируют лишь отдельные случаи образования снежного покрова.

Экстремальная малоснежность Тибетского нагорья обусловлена предельной экранированностью этого района от влагонесущих потоков и формированием здесь устойчивого зимнего антициклона. Малоомощный снежный покров, $\bar{W}_{max} = 100-150$ мм, образуется лишь летом на наиболее высоких - 6000-7000 м - пригребневых участках хребтов за счет осадков индийского муссона.

Восточнее Гималаев резко изменяется орографическое строение территории. Простирающиеся горные хребты Бошулань, Хэндуань-Шань, Нинцзишань совпадает с направлением муссонного потока. Поскольку эти хребты уже не служат таким, как Гималаи, препятствием

для богатых влагой юго-восточных потоков с Южно-Китайского моря, то обширная область повышенного снегонакопления распространяется далеко на запад почти до хр.Русского географического общества. Здесь, на $30-32^{\circ}\text{с.ш.}$ устойчивый снежный покров образуется уже на высоте 2500 м, а максимальные снегозапасы возрастают от 50 до 500-1000 мм в ледниковой зоне выше 5000-5500 м.

На плоскогорьях и невысоких хребтах Восточной Азии устойчивый снежный покров формируется севернее 30°с.ш. , а снегозапасы составляют лишь 50-250 мм на невысоких западных плато.

Одним из "полюсов снежности" субтропического пояса Евразии служат наветренные западные и северо-западные склоны невысоких гор Японских островов. Общая тенденция распределения снегозапасов проявляется в убывании их с севера (44°с.ш. , о.Хоккайдо) на юг (32°с.ш. , о.Сикоку). На о.Хоккайдо максимальные снегозапасы возрастают от 100 мм на юге до 500-1000 мм в наиболее высокой - 1000-1500 м - центральной его части. На о.Сикоку на этой высоте максимальные снегозапасы составляют лишь 50-100 мм. Таким образом, широтный градиент снегозапасов в районах с примерно равным общим количеством осадков составляет здесь 70 мм на градус широты. Мезозакономерность поля максимальных снегозапасов, заключающаяся в дифференциации снежности склонов разной ориентации, особенно ярко проявляется на о.Хонсю. На наветренном (по отношению к зимнему муссону) северо-западном макросклоне снегозапасы возрастают от 100-200 мм на нижних уровнях до 1000-1500 мм на высоте 2000-2500 м. На подветренных восточном и юго-восточном склонах снегозапасы на этих высотах не превышают 25 и 500 мм, соответственно.

В субтропическом поясе на западе североамериканского континента располагается большая часть хр.Сьерра-Невада - крайнего южного звена в западном поясе Кордильер. Субмеридиональное простираение и, соответственно, благоприятная ориентация к влагонесущим потокам с Тихого океана обуславливают большое количество осадков на наветренном западном макросклоне. По сравнению с расположенными севернее Каскадными горами и Береговым хребтом Канады убывание продолжительности холодного периода и количества твердых осадков приводит и к более быстрому уменьшению в южном направлении максимальных снегозапасов. Так, на широте $38-42^{\circ}\text{с.ш.}$ последние изменяются от 200 мм на высоте 1000 м до 1500 мм на уровне 2500 м, а на 37°с.ш. на тех же высотах их накапливается 160-860 мм. На восточном, подветренном макросклоне в субтропическом поясе снегонакопление начинается лишь с высоты 1500 м, достигая 580 мм на уровне 2500 м и 800 мм на 3000 м. Значительные градиенты изменения снегозапасов с высотой, характерные для всех приморских гор западных окраин материка, на склонах Сьерра-Невады могут достигать 300 мм на 100 м подъема.

Высокий, почти отвесный барьер Сьерра-Невады резко разделяет морские и континентальные климатические условия. На близких по расстоянию территориях соседствуют хвойные леса снежных западных склонов и аридные ландшафты сухих степей восточных. В "дождевой тени" Сьерра-Невады находятся высокие горы Уайт-Маунтинс, где даже на западных наветренных склонах снегозапасы не превышают 200-300 мм. Непосредственно за этим вторым горным барьером располагается самое сухое место на Земле - Долина Смерти.

Расположенные еще восточнее плато Большой Бассейн и Колорадо, несмотря на высокие средние абсолютные отметки, достигающие 1200-1800 м и 2000-2500 м, соответственно, отличаются исключительной малоснежностью. Зимой здесь господствует антициклональная сухая и ясная погода; осадков выпадает мало, и снегозапасы изменяются от 10 до 100 мм. Снегонакопление несколько увеличивается на наветренных, преимущественно западных, склонах отдельных хребтов, возвышающихся над выровненными пространствами Большого бассейна. На высотах 2000-3000 м снегозапасы здесь увеличиваются до 200-500 мм, а в пригребневых частях хребтов могут достигать 800 мм. На подветренных склонах их величины не более 400-600 мм.

Следующую мощную преграду на пути тихоокеанских циклонов на восток представляют Скалистые горы. Основной южный путь циклонов проходит вдоль границы США и Мексики.

Однако притекающий в северо-западном потоке холодный воздух умеренных широт мало прогревается у калифорнийского побережья из-за холодного течения. В результате влажные нижние слои воздуха остаются на этом побережье и склонах Сьерра-Невады, а верхние сухие достигают восточного пояса Кордильер. Эта особенность климата предопределяет формирование в южной их части - горы Сан-Хуан, Сангре-де-Кристо, Сьерра-Бланка - отдельных снежных систем, типичных для условий континентального климата.

Снегонакопление начинается здесь на высоте 2400 м, достигая в верхних частях наветренных склонов практически тех же значений - 500-950 мм на высоте 3000-3400 м, что и в горах Большого Бассейна и плато Колорадо. Однако на подветренных склонах гор Сан-Хуан и Сьерра-Бланка многократная экранированность и удаление от океана приводят к заметному снижению снегозапасов, составляющих на высоте 3200 м 300 мм против 600 мм на таком же уровне в горах Большого бассейна.

Еще один "остров" снежного покрова в субтропическом поясе располагается на востоке материка - в Южных Аппалачах. В отличие от восточной окраины Евразии непосредственное влияние океанических воздушных масс здесь ограничено узкой прибрежной полосой. Выпадение снега в восточных отрогах Аппалачей связано с прохождением циклонов с Мексиканского залива, а в западных - из Колорадо и Техаса. Характерная черта поля снежного покрова - отсутствие резких различий снежности западных и восточных склонов. Нормы максимальных снегозапасов изменяются от 20 мм у подножий склонов до 60-100 мм на наиболее высоких хребтах.

В Южном полушарии сезонный снежный покров занимает значительные площади и играет большую роль в природных процессах Южноамериканских Анд, австралийских Кордильер, гор Южного о-ва Новой Зеландии, а также на вершинах гор Южной Гвинеи.

В Южном полушарии, где площадь суши намного меньше, чем в Северном, отсутствуют как таковые внутриматериковые континентальные горы. Климат гор Новой Зеландии, Южной Гвинеи и Австралии относится преимущественно к морскому типу. Формирование снежных систем южноамериканских Кордильер также происходит в непосредственной близости к океану при активном участии океанических воздушных масс.

Снежный покров Южного полушария пока изучен мало. Отсутствуют систематизированные материалы наблюдений. Характеристики снежного покрова для этих территорий в основном рассчитаны косвенными методами с использованием гляциоклиматической информации (Кадомцева, 1987).

Непрерывная область устойчивого снежного покрова образуется южнее 29-30° с.ш. в Чилийско-Аргентинских Андах. Выпадающие здесь в течение зимы осадки связаны с преобладающими западными ветрами. Анды образуют барьер на пути тихоокеанских воздушных масс. При продвижении на юг увеличивается не только продолжительность холодного периода, но и количество твердых осадков вследствие усиления циклонической деятельности, что приводит к закономерному росту снегонакопления и снижению уровня равных значений снегозапасов. Так, между 32 и 35° с.ш. нормы максимальных снегозапасов, составляющие 1000 мм, отмечаются на высотах 4000-5000 м, южнее - 1500-2000 м, а в Патагонских Андах, в районе 50-х широт, они формируются значительно ниже 1000 м. Благоприятная для накопления снежных ресурсов экспозиция западных макросклонов Патагонских Анд по отношению к траекториям тихоокеанских циклонов определяет создание в этой части материка условий, близких к условиям Каскадных гор и Берегового хребта Канады. Проявляется здесь и характерная для приморских гор черта - быстрое увеличение снегозапасов с высотой: от 50 мм на побережье до 4000 мм и более на высоте 1000-1500 м в области Патагонских ледниковых полей и в Кордильере Дарвин на Огненной Земле (Кадомцева, 1987). Это один из "полюсов" снежности планеты. Как и в горах Св.Ильи, накопление огромных снегозапасов служит основой для развития обширного оледенения, площадь которого здесь превышает 25 тыс. км².

На восточном макросклоне Анд условия формирования снегозапасов типично континентальные. Севернее 34° ю.ш. снежный покров образуется выше 2000-2500 м, но зимний ми-

нимум осадков предопределяет его незначительную толщину даже в высоких зонах: $\bar{W}_{max}$ не более 100-150 мм. В районе 36-37° ю.ш. снегонакопление увеличивается до 200 мм и более вследствие проникновения в этот район западных воздушных масс. Для Патагонских Анд, как и для всех меридионально вытянутых приморских горных систем, асимметрия в снегонакоплении склонов разной ориентации выражена очень ярко. На обширных полупустынных плато у подножий восточных склонов, несмотря на низкие зимние температуры, снежный покров отсутствует вплоть до оконечности материка. Он появляется лишь с высоты 1000-1800 м, а максимум снегозапасов не превышает 1000 мм (Кадошцева, 1987).

Севернее 29° ю.ш. снежный покров образует отдельные "острова" на вершинах вулканических массивов. В связи с общим уменьшением осадков снегонакопление в тропическом поясе резко снижается. Однако воздушные массы из бассейна Амазонки все же достигают Кордильер Бланка и Уайаш, в результате чего здесь находится самый значительный в тропиках район залегания устойчивого снежного покрова и развития оледенения.

В условиях субэкваториального и экваториального климата сезонный снежный покров образуется выше 4000 м в массивах Сьерра-Невада-де-Санта-Марта, Кордильера-де-Мерида, Экваториальных Андах. Оценить величины снегозапасов этих районов трудно, но на наиболее высоких вершинах - Кристобаль-Колон, 5800 м; Симонс, 5660 м; Котопахи, 5897 м; Чимборасо, 6272 м и др. - снежный покров залегает круглый год и развито оледенение. По данным Г.Я. Карасик (1983), в этих районах доля снегового и ледникового стока составляет 40%.

Второй "полюс" снежности Южного полушария располагается в приморских горах Южного о-ва Новой Зеландии на хребте, который носит название Южные Альпы. На побережье и равнинах острова снежный покров не образуется, а начиная с высоты 200 м, снегозапасы возрастают на западных склонах Новозеландских Альп от 50 до 2000-3000 мм на высотах 2500-3000 м. Климатическая снеговая линия проходит здесь на уровне 2100 м. Благодаря обильным снегозапасам в этих горах развито мощное оледенение, а язык ледника Фокс в массиве горы Кука спускается почти до уровня моря. К северу от 43° ю.ш. снегозапасы постепенно уменьшаются, и на крайнем севере острова, в невысоких отрогах Южных Альп изменяются от 50 до 700 мм на высотах 500-1500 м. Заметно уменьшаются снегозапасы на подветренных склонах, где устойчивый снежный покров образуется выше 1000 м. В прибрежных зонах они возрастают от 50 до 1000 мм.

На Северном о-ве Новой Зеландии маломощный снежный покров формируется лишь на вершине вулкана Руапеху - наибольшая отметка 2795 м. Устойчивый снежный покров образуется также в южной части Австрийских Кордильер. Средние максимальные снегозапасы достигают здесь 700 мм на южном склоне в районе горы Костишко высотой 2200 м.

4.2.3. Средние многолетние даты накопления максимальных снегозапасов

Эта характеристика наименее изучена как в советской гляциологической литературе, так и зарубежом. Определение дат максимальных снегозапасов имеет смысл для районов с устойчивым снежным покровом. Сроки их накопления зависят прежде всего от термических условий зимне-весеннего периода и величин самих норм максимальных снегозапасов. Это подтверждает статистический анализ изменения дат максимума в зависимости от количества твердых осадков и продолжительности холодного периода, проведенный для территории СССР. Результаты этого анализа приведены на рис.4.7. Ведущим фактором оказалась продолжительность холодного периода. Для территорий, расположенных севернее 60° с.ш., выявилось смещение (относительно расчетных значений) сроков накопления максимальных снегозапасов на одну декаду из-за влияния вечной мерзлоты (Геткер, 1982).

В арктическом поясе Евразии и Северной Америки снегонакопление продолжается вплоть до конца мая - начала июня, однако максимум его отмечается обычно раньше - в середине мая, когда резко усиливается поток солнечной радиации и начинается радиационное тая-

ние снега в дневное время. В Субарктике максимум снегозапасов смещается на конец апреля - начало мая, а на большей части равнин умеренного пояса он приходится на март - начало апреля.

Существенные отклонения в сроках накопления максимальных снегозапасов имеют место в районах с аномальными температурными условиями зимне-весеннего периода, а также в областях повышенного снегонакопления. Так, на западных побережьях материков, для которых характерен мягкий температурный режим, частые оттепели и перерывы в снегонакоплении, максимум снега приходится на два самых холодных зимних месяца - январь и февраль, когда выпадает наибольшее количество твердых осадков. В это же время максимум снегозапасов накапливается на равнинах вблизи границы устойчивого снежного покрова. И напротив на прилегающих к Гудзонову заливу низменностях период снегонакопления удлиняется, даты его максимума сдвигаются на апрель благодаря холодной весне, которая в свою очередь обязана перемещению к юго-востоку центра арктической области высокого давления.

Изменение сроков максимума снегозапасов в зависимости от их величины в разных широтных поясах Западной Европы хорошо иллюстрирует рис.4.8. Характерно, что при увеличении снегозапасов до 600-800 мм сроки их максимума значительно смещаются во времени. При дальнейшем росте снегонакопления это смещение становится более постепенным (Локтионова, 1987).

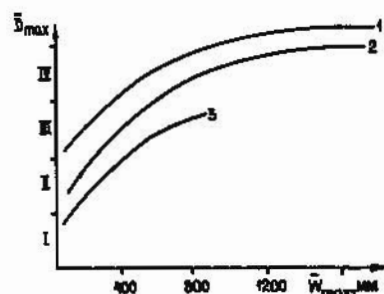


Рис.4.8. Зависимость средних дат накопления максимальных снегозапасов $\bar{D}_{max}$ от их нормы N_{max} и широты местности на территории Западной Европы. 1 - 56-70°, 2 - 46-55°, 3 - 40-45°с.ш. По Е.М.Локтионовой (1987)

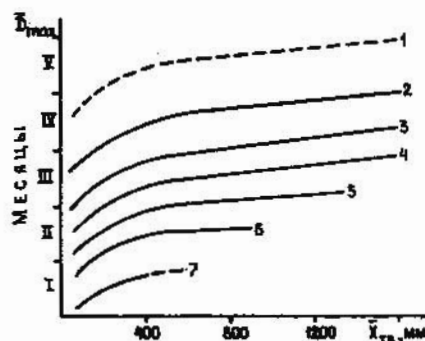


Рис.4.7. Зависимость средних дат накопления максимальных снегозапасов $\bar{D}_{max}$ от годового количества твердых осадков $X_{тв}$ и продолжительности холодного периода $N_{хл}$: 1 - 300, 2 - 250, 3 - 200, 4 - 150, 5 - 100, 6 - 50, 7 - 0 дней

В горных районах число факторов, определяющих величину снегозапасов и их пространственную изменчивость, увеличивается, что обуславливает и различия в сроках их накопления. К числу таких факторов относится прежде всего географическое положение горной системы, а также абсолютная высота и величина $\bar{W}_{max}$ (рис.4.9).

В горных системах субширотного простираения - на Кавказе, Тянь-Шане, Памире и др., определяющее влияние на термические условия снегонакопления оказывает высотная поясность. Однако изменение дат накопления максимальных снегозапасов по высоте имеет региональный характер в зависимости от снежности

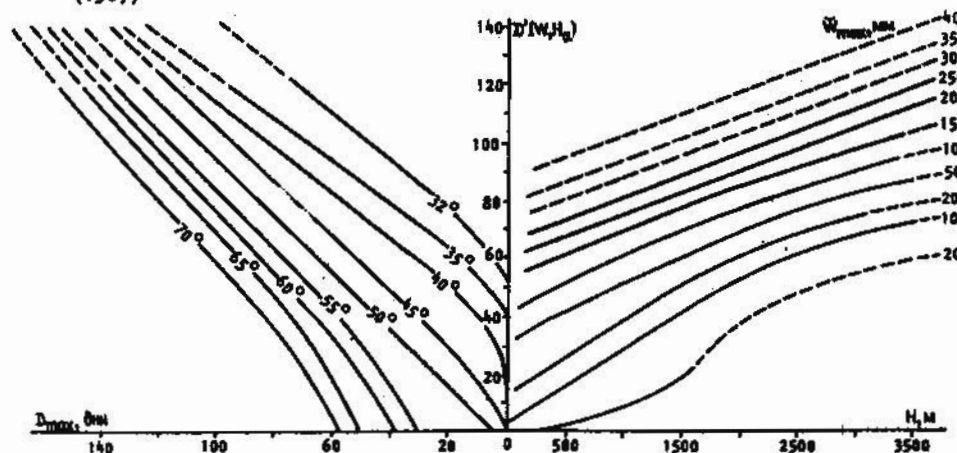


Рис.4.9. Зависимость средних дат накопления максимальных снегозапасов $\bar{D}_{max}$ от их нормы N_{max} , высоты H и широты местности в Кордильерах Северной Америки. $\bar{D}(N, H)$ - расчетные даты накопления максимальных снегозапасов на широте 48°. $\bar{D}_{max}$, $\bar{D}(N, H)$ - в днях от 1 февраля

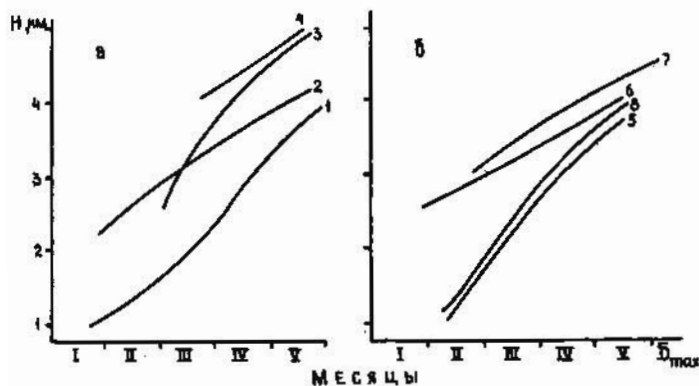


Рис.4.10. Изменение с высотой средних дат накопления максимальных снеготоплив в Тянь-Шане (а) и Памиро-Алае (б): 1 - южный склон Гиссарского хребта, 2 - бассейн р.Зеравшан, 3 - бассейн р.Муксу, 4 - Восточный Памир, 5 - бассейн р.Пскем, 6 - верховья бассейна р.Чу, 7 - бассейн р.Сарыджаз, 8 - северный склон Заилийского Алатау

в данной высоте в малоснежных и многоснежных районах достигают 1,5-2,5 месяцев.

Столь же большие различия в сроках накопления максимальных снеготоплив наблюдаются и в многоснежных приморских горах, где величины снеготоплив на наветренных и подветренных склонах на одинаковой высоте могут различаться в 6-8 раз - горы Св.Ильи, Береговой хребет, что приводит к сдвигу дат максимума на 1,5-2 месяца.

Интересно, что самые ранние в Северном полушарии даты накопления максимальных снеготоплив также отмечаются в приморских горах. В горных районах о.Хонсю на 36° с.ш. на высотах около 1000 м максимум снеготоплив может быть в январе после чрезвычайно обильных снегопадов, которые выпадают здесь даже при положительной температуре воздуха: их приносят циклоны с Японского моря (Ito Takeshi, 1985). На высотах более 1500 м максимум смещается на конец января, а в самых верхних зонах - на конец февраля - начало марта.

В Южном полушарии распределение сроков максимального снегонакопления крайне разнообразно. В Андах, у подножий склонов максимум снеготоплив приходится на конец июля - августа, а в Патагонии и в высокогорных поясах Главной Кордильеры - на конец октября - середину ноября. На Южном ледниковом поле Патагонии и в Кордильере Дарвин на Огненной Земле сроки накопления максимума снеготоплив могут сдвигаться даже на январь (Кадомова, 1987). В Альпах Южного о-ва Новой Зеландии диапазон сроков максимума снеготоплив также велик - от конца июля до конца октября.

4.2.4. Плотность сезонного снежного покрова

В климатологических исследованиях часто рассматривают среднюю многолетнюю плотность снега при наибольшей декадной его толщине. Однако практический интерес представляют в основном значения плотности снежного покрова для определения запаса воды в нем ко времени накопления максимума снега.

Средняя плотность снежного покрова в фазу максимума снеготоплив относится не к единому моменту времени, а к изменяющемуся по территории периоду максимума снеготоплив. Как известно, плотность снега в этот период - величина достаточно постоянная, зависящая от общих климатических условий: температурного и ветрового режима, а также количества твердых и жидких осадков. Как показали результаты статистических исследований, в макромасштабе ведущие факторы изменения фоновой плотности на дату максимума снегонакопления - толщина снежного покрова, термические и радиационные условия его существования. Для Североамериканского материка эти условия возможно косвенно учесть широтой местности (рис.4.11).

В северных континентальных районах значения плотности минимальны: при толщине снежного покрова 20-30 см средняя плотность составляет всего 170 кг/м^3 , хотя при сильном

бассейна (рис.4.10). В работе В.Ш.Цомае (1988) на основе обобщений данных метеостанций Кавказа приведена номограмма для расчета дат накопления максимальных снеготоплив в зависимости от величины их норм и высоты местности. Как видно на рис.4.10, диапазон и пространственная изменчивость дат максимума снеготоплив в южных горах намного больше, чем в континентальных горных системах на севере умеренной и субарктической зон. Здесь различия в датах максимума на фиксированной высоте в малоснежных и многоснежных районах достигают 1,5-2,5

ветровом воздействии ее величины даже для маломощного снежного покрова могут увеличиваться до $350-500 \text{ кг/м}^3$. Из такого плотного снега эскимосы строят уникальные домики-укрытия - иглу. Большая пространственная изменчивость плотности снежного покрова характерна и для арктических равнин Евразии. Она объясняется тем, что при слабых снегопадах в условиях низких температур воздуха верхний слой сухого мелкого снега легко переносится ветром даже умеренной силы, т.е. $6-8 \text{ м/с}$. Происходит постоянное перераспределение снега и частое сдувание его с холмов в ложбины, в результате чего плотные сугробы чередуются с очень тонким "легким" снежным покровом.

На арктическом побережье, особенно в атлантическом секторе, плотность снега значительно выше, чем во внутриматериковых районах. Она быстро возрастает в начале зимы от $150-200$ до 300 кг/м^3 в ноябре-декабре и далее в течение зимы увеличивается незначительно до 350 кг/м^3 к весне.

В умеренном поясе плотность снега повышается: при максимальной его толщине 50 см ее значения составляют 250 кг/м^3 , а при 100 см - 300 кг/м^3 . По мере продвижения с севера на юг различия в плотности, обусловленные радиационным балансом, уменьшаются и почти совсем исчезают в поясе $30-49^\circ \text{с.ш.}$ (см.рис.4.11). То же происходит и при увеличении толщины снежного покрова.

Минимальные значения плотности снега - $120-180 \text{ кг/м}^3$ - в умеренном поясе приурочены к полюсам сухости - крайне малоснежным внутриконтинентальным районам. В Евразии - это Якутия и Забайкалье, в Северной Америке - внутриконтинентальные, экранированные горами Брукса с севера и Кордильерами с юга низменности Юкона, простирающиеся у подножья Скалистых гор Великие равнины.

В горных районах Арктики и Субарктики увеличение толщины снежного покрова до $75-150 \text{ см}$ приводит к росту плотности от 220 до 300 кг/м^3 , а на восточной окраине Азиатского материка, в горах Чукотки, Камчатки и Сахалина она еще более повышается вследствие частых вторжений влажного морского воздуха, больших скоростей ветра и высоких температур. Даже при толщине снега $50-100 \text{ см}$ его плотность составляет здесь $320-390 \text{ кг/м}^3$.

В умеренном поясе, где резко выделяются по снежности условия приморских и континентальных гор, наибольшие значения плотности приурочены к наветренным по отношению к теплым влагонесущим потокам прибрежным склонам. Распределение плотности в экстремально многоснежных районах Скандинавских гор и Св.Ильи представлены в верхней части табл.4.3. На подветренных склонах приморских гор плотность снежной толщи заметно уменьшается, варьируя в диапазоне значений, характерных для континентальных условий.

В континентальных горах в зоне устойчивого снегонакопления, для которых характерны суровые условия зимнего периода с редкими оттепелями, плотность снежного покрова уменьшается до 250 кг/м^3 при его толщине 50 см и 490 кг/м^3 при экстремальном значении 5 м . Однако и в этом более узком диапазоне значений распределение их весьма мозаично, повторяя в общих чертах поле норм максимальных снеготолщин. Особенно велики различия в плотности снега, связанные не только с величиной снегонакопления, но и с изменяющимися климатическими условиями наветренных, подветренных и экранированных макросклонов в южных континентальных горах (см.нижнюю часть табл.4.3).

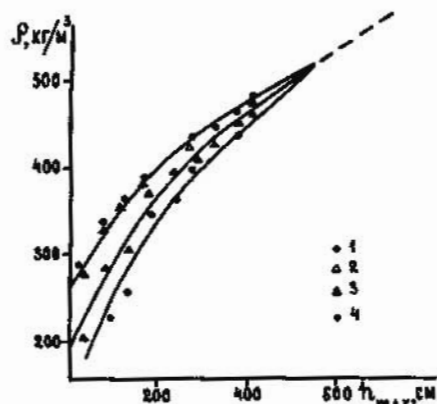


Рис.4.11. Зависимость средней плотности снежного покрова P от максимальной его толщины h в горных районах Северной Америки. Диапазоны широт: 1 - $30-39^\circ$; 2 - $40-49^\circ$; 3 - $50-59^\circ$; 4 - $60-69^\circ \text{с.ш.}$

Распределение по высоте толщины и плотности снежного покрова на дату максимума снегонакопления в горах Св.Ильи, Скандинавского п-ова и хребтах Памиро-Алая

Характеристика снежного покрова	Высота, м					
	200	400	800	1200	1600	1800
Наветренные западные склоны гор Св.Ильи						
Толщина снега, см	200	230	450	550	(800)	
Плотность, кг/м ³	400	430	490	520	(580)	
Юго-западные районы Скандинавского п-ова						
Толщина снега, см	100	160	200	320	480	630
Плотность, кг/м ³	330	360	400	420	460	540
Характеристика снежного покрова	Высота, м					
	1000	2000	3000	4000	5000	
Южный наветренный склон Гиссарского хребта						
Толщина снега, см	25	100	260	450		
Плотность, кг/м ³	200	300	380	450		
Северный подветренный склон Туркестанского хребта						
Толщина снега, см		17	45	160		
Плотность, кг/м ³		170	220	340		
Северный экранированный склон хребта Петра Первого						
Толщина снега, см			30	65	230	
Плотность, кг/м ³			200	260	350	

4.2.5. Межгодовая изменчивость максимальных снегозапасов

Временная изменчивость максимальных снегозапасов определяется совместным проявлением вариации количества твердых осадков и температурных условий ежегодного формирования снежного покрова. Для расчетов C_y использовались ряды наблюдений не мене 25 лет.

Анализ поля коэффициента вариации на равнинной территории свидетельствует о закономерном уменьшении изменчивости снегозапасов во времени с юга на север и по мере увеличения континентальности климата. В Евразии коэффициент вариации снижается от 1,0 вблизи южной границы распространения снежного покрова до 0,2-0,3 на равнинных пространствах Сибири. В Северной Америке C_y изменяется от 0,75-1,0 вблизи границы распространения снежного покрова до 0,4-0,5 на северных равнинных территориях материка и до 0,3-0,4 в его северо-западной части - область Гудзонова залива, п-ов Лабрадор. Пониженная изменчивость снегозапасов в северной части Азии по сравнению с расположенными в том же широтном поясе, т.е. 50-70° с.ш., областями Северной Америки и Европы объясняется регулярным формированием над ней сибирского антициклона. При устойчивом антициклональном типе погоды зимой резко снижается временная изменчивость количества твердых осадков и термических условий. Эта макрозакономерность присуща как равнинным, так и горным внутриконтинентальным областям Азии.

В условиях морского и переходного к континентальному типов климата выпадение осадков в осенне-зимний период связано с развитием циклонических и муссонных процессов. В этих районах преобладает неустойчивый циклональный тип погоды с большими вариациями термических условий, частыми оттепелями и вероятностью выпадения жидких осадков. Наибольшей межгодовой изменчивостью максимальных снегозапасов отличаются побережья материков. Так, на юго-западном побережье Скандинавии даже при снегозапасах 100 мм коэффициент вариации достигает 1,0. Высокие значения C_y (0,8-1,0) характерны и для восточной окраины Евразийского материка, побережий о.Сахалин и Японских о-ов. Отличительная черта поля коэффициента вариации в прибрежных зонах - его слабое широтное из-

менение. На тихоокеанском и атлантическом побережьях Северной Америки C_v колеблется в пределах 0,75-1,0 до 50 и 42° с.ш., соответственно. Повышенная изменчивость снегозапасов в условиях морского климата связана прежде всего с высокими температурами воздуха зимой и соответственно большой вероятностью оттепелей, а также с изменением траекторий циклонов с океана. При удалении от океанического побережья стабильность снегонакопления возрастает, уменьшаются значения коэффициента вариации. Эти изменения происходят плавно на равнинных территориях и быстро при наличии прибрежных горных хребтов.

В горах сохраняются макрозакономерности поля C_v , присущие равнинным территориям: убывание его с юга на север и по мере усиления континентальности климата. Они определяют диапазон значений C_v для горной системы в целом. Однако внутри каждой горной системы неоднородность поля норм снегозапасов и определяющих их факторов обуславли-

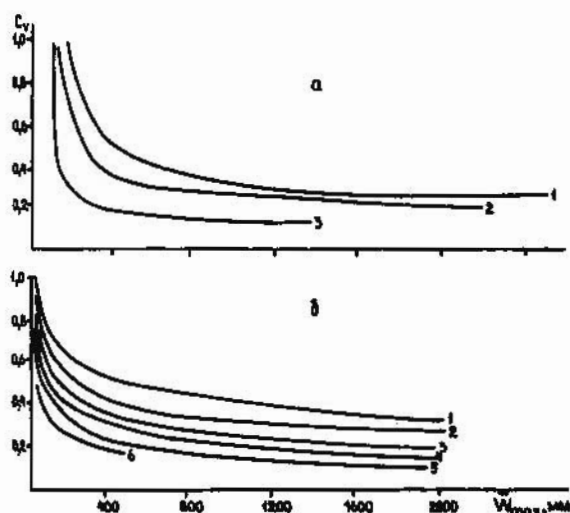


Рис. 4.12. Зависимость коэффициента вариации максимальных снегозапасов C_v от их норм $W_{\max}$ в Скандинавских горах (а): 1 - крайние западные районы; 2 - западные районы; 3 - восточные районы; и в Кордильерах (б): 1 - хр. Сьерра-Невада, 35-39° с.ш.; 2 - Каскадные горы, 40-49° с.ш.; 3, 4, 5 - Скалистые горы, 35-39°, 40-49°, 50-59° с.ш., соответственно; 6 - горы юго-восточной Аляски, 59-64° с.ш. и хребт Брукса, 67-69° с.ш. По Е.М. Локтионовой (1987)

вают и разную степень их межгодовой изменчивости. Общая мезозакономерность для всех горных систем - повышение стабильности снегонакопления с высотой. Даже в таких малоснежных горах, как Восточный Памир, Тибет, при снегозапасах, не превышающих 150 мм, коэффициент вариации в верхних зонах снижается до 0,4 вследствие суровых термических условий, когда и летом регулярно из года в год выпадает снег.

Связи коэффициента вариации максимальных снегозапасов с их нормами и высотой местности имеют стохастический характер. Для всех изученных горных систем отмечается нелинейное, монотонное возрастание норм максимальных снегозапасов, их среднего квадратического отклонения и, соответственно, убывание C_v . Связи $C_v(W_{\max}, H)$ носят региональный характер и весьма неоднородны, как для условий "морских" и "континентальных" гор,

так и для систем наветренных и подветренных макросклонов. При равных снегозапасах в горных системах в условиях морского климата величина коэффициента вариации выше, чем в "континентальных" горах. Для наветренных склонов в свою очередь она больше, чем для подветренных и экранированных. Наибольших значений коэффициент вариации максимальных снегозапасов достигает на склонах гор, непосредственно обращенных к морю. Так, на наветренных склонах прибрежных хребтов в юго-восточной части Скандинавского п-ова C_v изменяется от 0,80-0,90 при максимальных снегозапасах 200-300 мм (подножия склонов) до 0,23 в средних и высоких частях склонов при снегозапасах более 1500 мм (рис. 4.12а). Интересно, что даже при увеличении максимальных снегозапасов до 3000 мм C_v практически остается постоянным - 0,23-0,24. На восточных подветренных склонах гор Скандинавского п-ова нижним "пределом" значений изменчивости максимальных снегозапасов в среднем можно считать $C_v = 0,20$ (Локтионова, 1987). В наиболее континентальных условиях гор Европы - Северный Урал - изменчивость максимальных снегозапасов снижается до 0,16 при снегозапасах 500 мм.

Аналогичная картина наблюдается и в Кордильерах Северной Америки. Наибольшая изменчивость снегозапасов характерна для приморских склонов хр. Сьерра-Невада и Каскадных гор в диапазоне широт 35-50° с.ш. (см. рис. 4.12б). Здесь величины C_v в нижних час-

тях склонов при снегозапасах 150-200 мм достигают 0,75-0,80, а в верхних при снегозапасах 1500-2000 мм они снижаются до 0,28-0,32. На восточных подветренных склонах в узких прибрежных зонах, где в отдельных местах отмечаются такие значения максимальных снегозапасов, им соответствуют более низкие величины $C_v = 0,26-0,28$. Эти значения - нижний предел для Каскадных гор и Сьерра-Невады. В этом же диапазоне широт в континентальных Скалистых горах межгодовая изменчивость максимальных снегозапасов резко снижается. Коэффициент вариации на наветренных склонах изменяется от 0,5-0,6 при снегозапасах 100-200 мм в нижних частях склонов до 0,20-0,23 при снегозапасах более 1500 мм. Для восточных склонов и соответственно всей системы Скалистых гор нижний предел изменчивости максимальных снегозапасов $C_v = 0,19-0,20$ (Ивановская, Геткер, 1985).

На примере меридионально вытянутых горных цепей Кордильер легко проследить как на изменение коэффициента вариации в зависимости от абсолютной высоты, норм максимальных снегозапасов и степени континентальности климата накладывается широтный тренд C_v (см. рис. 4.12б). В северных горных районах при возрастании стабильности термического режима на наветренных прибрежных склонах коэффициент вариации снегозапасов изменяется от 0,50 при их максимальных значениях 100 мм до 0,16 в средних и высоких частях склонов при снегозапасах более 500 мм. Последнее значение C_v следует считать предельным для всей горной системы Кордильер. Оно характерно и для подветренных, и экранированных склонов при максимуме снегозапасов 300-500 мм.

В западной части южного пояса континентальных гор Азии C_v изменяется от 1,0-2,0 до 0,2-0,3 для диапазона максимальных снегозапасов от 25 до 500-1500 мм (рис. 4.13). Высокие значения C_v в нижних частях склонов определяются огромной вариацией термических условий, вызванной сочетанием циклональных и антициклональных типов погодных условий зимой. Однако в областях, где формируются основные снежные ресурсы горных территорий этого пояса, межгодовая вариация снегозапасов колеблется в более узких пределах - 0,5-0,2. Для этих условий значение C_v , равное 0,2, можно считать нижним пределом.

К востоку - на Алтае, в Саянах - в условиях суровой зимы, обусловленной господством антициклонального режима, межгодовая изменчивость максимальных снегозапасов уменьшается и определяется преимущественно изменчивостью твердых осадков. Коэффициент вариации максимальных снегозапасов на Алтае изменяется в пределах 0,35-0,40 при $\bar{W}_{max}$ 100-250 мм до 0,16-0,20 при снегозапасах 700-1000 мм в высокогорной зоне. Минимальные значения 0,15-0,20 характерны и для гор Восточной Сибири и Забайкалья при максимальных снегозапасах, не превышающих 50-100 мм, - это следствие стабильности термических условий и режима выпадения осадков при господствующем антициклональном типе погоды.

Таким образом, нижние пределы коэффициента вариации региональны и отражают минимальную изменчивость твердых осадков в конкретных циркуляционных условиях этих регионов. В горно-ледниковых районах минимальные значения коэффициента вариации соответствуют ледниковым зонам.

4.3. Режим снежного покрова

4.3.1. Число дней со снежным покровом

Число дней со снежным покровом зависит от соотношения тепла и влаги, однако в отличие от максимальных снегозапасов оно определяется в первую очередь термическими условиями. На рис. 4.14 представлены результаты статистического анализа зависимости числа дней со снежным покровом от продолжительности холодного периода и количества твер-

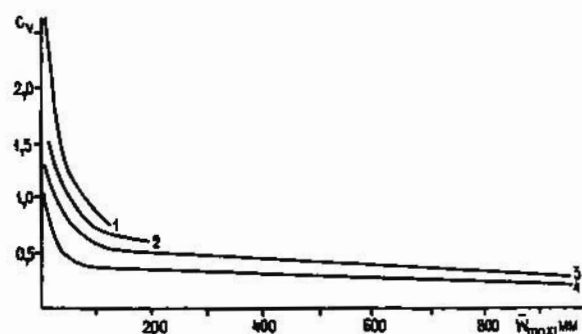


Рис. 4.13. Зависимость коэффициентов вариации максимальных снегозапасов C_v от их норм $\bar{W}_{max}$ в различных высотных зонах гор Средней Азии: 1 - 1-1,5 км; 2 - 1,5-2 км; 3 - 2-3 км; 4 - 3-4 км

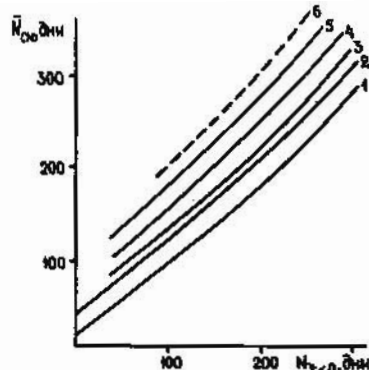


Рис. 4.14. Зависимость среднего числа дней со снежным покровом $N_{сн}$ от продолжительности холодного периода $N_{t<0}$ и количества твердых осадков: 1 - 100 мм, 2 - 300 мм, 3 - 500 мм, 4 - 1000 мм, 5 - 2000 мм, 6 - 3000 мм

в районах распространения вечной мерзлоты продолжительность залегания снежного покрова на 9% больше, чем в аналогичных условиях при ее отсутствии. В экстрааридных горах Восточного Памира, Тибета и др. продолжительность залегания снежного покрова на 20-25% меньше, чем при том же годовом количестве твердых осадков и продолжительности холодного периода в районах с менее континентальным климатом. Это происходит вследствие большого расхода снега на сублимационное и радиационное таяние.

Статистический анализ связи числа дней со снежным покровом с определяющими его факторами для обширной территории Кордильер показал, что характеристикой увлажнения могут служить нормы максимальных снегозапасов, а термического режима - широта и абсолютная высота (Ивановская, 1984). Результаты исследования связи продолжительности залегания снежного покрова с этими тремя факторами приведены на рис. 4.15. Даже при небольших снегозапасах в условиях арктической суровой зимы продолжительность залегания снежного покрова очень велика - более 250 дней; режим снежного покрова определяют в этой зоне радиационные условия. На островах Канадского Арктического архипелага, где с конца ноября по февраль поступления солнечной радиации отсутствуют, а в остальные зимние месяцы ее суточная величина не превышает $210-420 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})$, число дней со снежным покровом изменяется от 250 до 300 (Корякин, 1988).

На Евразийском материке продолжительность залегания снежного покрова 250-300 дней отмечается в северной части Западно-Сибирской низменности и на равнинных пространствах Восточной Сибири за Полярным кругом. В северных районах Европы теплые океанические воздушные массы, поступающие с запада, заметно смягчают температурные условия зимы, что приводит к уменьшению числа дней со снежным покровом до 170-200 дней.

Для умеренного пояса характерны наибольшие градиенты тепла по широте: годовые величины радиационного баланса возрастают с севера на юг в среднем на $6280 \text{ Дж}/\text{см}^2$ и, что особенно важно, резко возрастают величины суммарной радиации холодного периода. Это обуславливает быстрое уменьшение к югу продолжительности залегания снежного покрова от 200-250 до 30-60 дней. Широтный градиент числа дней со снежным покровом на равни-

ных осадков по данным метеостанций Северного полушария (Геткер, 1982). Как видно из рисунка, увеличение продолжительности холодного периода от 0 до 300 дней при норме твердых осадков 100 мм приводит к возрастанию $N_{сн}$ от 15 до 280 дней. При росте количества твердых осадков от 100 до 3000 мм при равной продолжительности холодного периода продолжительность залегания снежного покрова увеличивается лишь на 100 дней. Значения долей вкладов аргументов в уравнение регрессии - 21% для $\bar{x}_{дв}$ и 79% для $N_{t<0}$ - также подтверждают определяющее влияние термических условий зимне-весеннего периода на продолжительность залегания снежного покрова.

Существенные отклонения числа дней со снежным покровом от рассчитанных по номограмме, представленной на рис. 4.14, отмечаются для районов с вечной мерзлотой и экстрааридных пустынных, в том числе и высокогорных. В

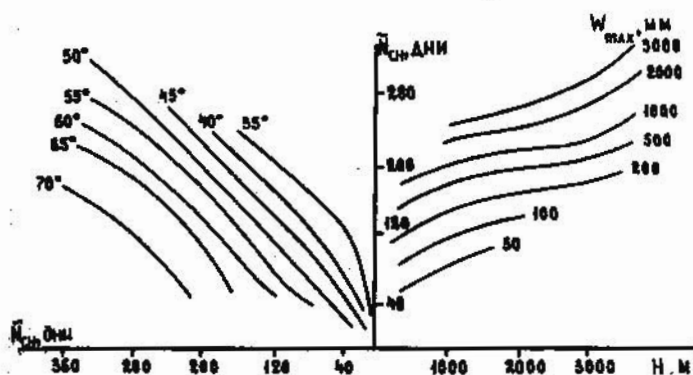


Рис. 4.15. Связь среднего числа дней со снежным покровом $N_{сн}$ с нормами максимальных снегозапасов W_{max} , высотой H и широтой местности в Кордильерах Северной Америки. $N_{сн}$ - расчетное число дней со снежным покровом на 48°С.ш.

нах Северного полушария изменяется от 5 до 9,5 дней на градус широты. Среднее его значение - 8 дней/град. Широтная зональность климатических параметров и, соответственно, характеристик режима снежного покрова в умеренном поясе в значительной степени нарушается под влиянием циркуляции атмосферы, обусловленной градиентом температуры между океанами и сушей. На западных окраинах обоих материков изолинии числа дней со снежным покровом располагаются субмеридионально. Даже на широте 60° период со снегом на побережьях Скандинавского п-ова и юго-восточной Аляски не превышает 50 дней, что соответствует неустойчивому залеганию снежного покрова. Южнее 50° с.ш. в узкой прибрежной зоне на западе Северной Америки и на значительных равнинных территориях Средней и Южной Европы ежегодно образуется снежный покров, который в среднем существует 10-25 дней.

При удалении от океанического побережья в глубь материков продолжительность существования снежного покрова быстро увеличивается в Западных Кордильерах Северной Америки, горах Скандинавского полуострова, Альпах, Балканах и плавно возрастает на равнинах Западной Европы, где изолинии приобретают субширотное простираие восточнее 30° в.д. На 50° с.ш. число дней со снегом достигает 100. Характерное для внутриматериковых равнин умеренного пояса субширотное расположение изолиний числа дней со снежным покровом нарушается у подножия восточных склонов Кордильер вследствие отепляющего влияния нисходящих по склонам адиабатически нагретых воздушных потоков, а в условиях резко выраженного антициклонического режима Сибири - из-за удлинения продолжительности холодного периода и более позднего перехода средней суточной температуры воздуха через ноль. Мезомасштабные отклонения поля $\bar{N}_{\text{сн}}$ характерны для областей повышенного снегонакопления. Так, наибольшая для равнин умеренного пояса Северной Америки продолжительность залегания снега (190-210 дней) наблюдается на п-ове Лабрадор.

Суровый климат Арктики и Субарктики обуславливает небольшое различие термических условий у подножий гор и на больших высотах. Здесь зимой даже могут наблюдаться температурные инверсии. Увеличение с высотой снегонакопления также незначительно. Вследствие этого характеристики режима снежного покрова слабо изменяются с высотой: градиенты числа дней со снежным покровом не превышают 6-8 дней на 100 м подъема (рис.4.16:1-4). Аналогичные условия характерны и для континентальных гор на севере умеренного пояса (см.рис.4.16: 5-7). В примор-

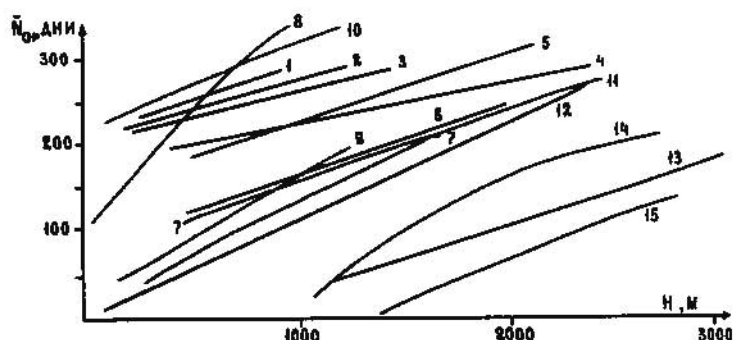


Рис.4.16. Изменение с высотой H среднего числа дней со снежным покровом $\bar{N}_{\text{сн}}$: 1 - плато Путорана, 69° с.ш.; 2 - Скандинавские горы, $66-70^{\circ}$ с.ш.; 3 - горы Брукса, $68-69^{\circ}$ с.ш.; 4 - Верхоянский хребет, $66-68^{\circ}$ с.ш.; 5 - Северное Забайкалье, $55-57^{\circ}$ с.ш.; 6 - Южное Забайкалье, $50-52^{\circ}$ с.ш.; 7 - Скалистые горы, $51-52^{\circ}$ с.ш.; 8 - Исландия, 64° с.ш.; 9 - Скандинавские горы, $58-59^{\circ}$ с.ш.; 10 - Камчатка, южный район и Кроноцкий п-ов; 11 - Каскадные горы, западные склоны, $43-45^{\circ}$ с.ш.; 12 - Западный Кавказ, южный склон западной части Кавказского хребта; 13 - Восточный Кавказ, северный склон Кавказского хребта в пределах Дагестана; 14 - Сьерра-Невада, западные склоны, $36-40^{\circ}$ с.ш.; 15 - Сьерра-Невада, восточные склоны, $38-39^{\circ}$ с.ш. Зависимости 12, 13 по Цомая (1988)

ских горах на западных окраинах материков предгорья и нижние части склонов испытывают значительное отепляющее влияние океана, а высокая интенсивность циклонической деятельности способствует мощному снегонакоплению в средних и верхних зонах. Таким образом, аномально теплая зима на побережье, с одной стороны, и огромное снегонакопление и широко развитое оледенение на склонах, с другой, обуславливают увеличение продолжительности залегания снежного покрова от 50 (юг Скандинавии, юго-восточная Аляска) до 300 дней и более. В районах существующих здесь мощных ледников снег залегает круглогодично. Высотные градиенты числа дней со снежным покровом здесь могут достигать 25-28 дней/100 м (см.рис.4.16: 8, 9).

Аналогично распределение числа дней со снежным покровом на благоприятно ориентированных по отношению к влагонесущим потокам склонах приморских хребтов, окаймляющих с востока внутренние моря и крупные водоемы. Высотное изменение $\bar{N}_{\text{сн}}$ на южных склонах западных отрогов Кавказского хребта сходно с зависимостью $\bar{N}_{\text{сн}}(H)$ для наветренных склонов Каскадных гор (см.рис.4.16: 11, 12). И в то же время распределение числа дней со снежным покровом в восточной части Кавказа типично для континентальных гор (см.рис.4.16: 13). Диапазон изменения $N_{\text{сн}}$ в горах восточных окраин материков на севере умеренного пояса существенно меньше, чем на западных - 200-350 дней, причем верхние значения соответствуют областям оледенения. Высотные градиенты здесь составляют в среднем 10 дней/100 м (см.рис.4.16: 10).

На юге умеренного пояса и в субтропическом поясе контрасты в температурном режиме предгорных равнин и высокогорья усиливаются. Снежный покров неустойчив или вовсе отсутствует в нижней части склонов, в то время как на наиболее высоких хребтах он залегает более 300 дней в году. Возрастает роль количества твердых осадков и соответственно величины снегонакопления. Обильные снегопады на приморских склонах приводят к формированию снежного покрова на аномально низких высотах в горах субтропического пояса. Так, граница устойчивого снежного покрова - приблизительно совпадает с $\bar{N}_{\text{сн}} = 60$ - проходит на западном склоне хр.Сьерра-Невада на высоте 1200 м, а в Южных Апеннинах - ниже 1000 м.

Различия в снежности наветренных и подветренных склонов определяют неодинаковую продолжительность залегания на них снега. Так, на высоте 2500 м на западном склоне Сьерра-Невады накапливаются максимальные для субтропиков Северной Америки снеготопы 1000-1500 мм и число дней со снежным покровом достигает 200; на восточном склоне снеготопы уменьшаются до 500 мм, а $\bar{N}_{\text{сн}}$ до 120-150 дней (см.рис.4.16: 14, 15). Характерно, что различия в продолжительности залегания снега на западном и восточном склонах Сьерра-Невады имеют тот же порядок, как и одинаково ориентированные западные, но удаленные на 6° по широте склоны Сьерра-Невады и Каскадных гор (см.рис.4.16: 11, 14, 15). Значительное влияние величин снегонакопления на режим снежного покрова в приморских горах предопределяет существенную нелинейность зависимостей $\bar{N}_{\text{сн}}(H)$. Осредненные высотные градиенты в этих районах обычно составляют 12-15 дней/100 м - Сьерра-Невада, Каскадные горы, Альпы, иногда достигая 20 дней/100 м - Апеннины (Локтионова, 1987).

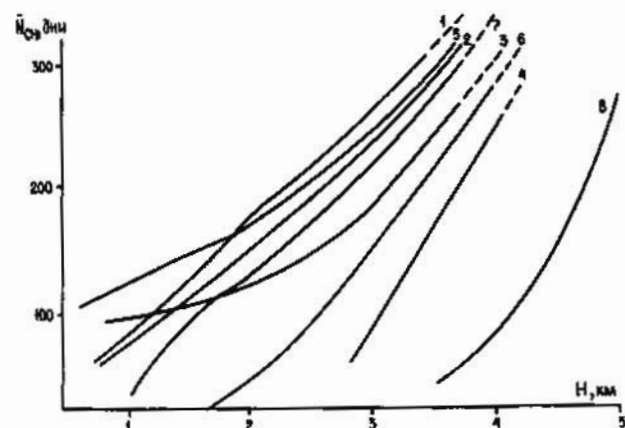


Рис.4.17. Изменение с высотой H среднего числа дней со снежным покровом $\bar{N}_{\text{сн}}$ на Тянь-Шане (1-5) и Памиро-Алае (6-8). Бассейны рек: 1 - Пскем, 2 - Кугарт, Ясы, 3 - Нарын (среднее течение), 4 - Б.Нарын, 6 - Зеравшан. Участки горной системы: 5 - северный склон Заилийского Алатау, 7 - южный склон Гиссарского хребта, 8 - Восточный Памир

В высоких и орографически сложных континентальных горных системах юга умеренного и субтропического поясов - на Тянь-Шане, Памиро-Алае, в Гиндукуше и Каракоруме - внутрирегиональные различия в продолжительности залегания снежного покрова также обусловлены большими контрастами в количестве твердых осадков и снеготопы на наветренных и сильно экранированных склонах. Многообразие высотных зависимостей числа дней со снежным покровом в условиях таких гор иллюстрирует рис.4.17. На периферийных многоснежных юго-западных и северных макросклонах Тянь-Шаня и Заилийского Алатау число дней со снежным покровом на высоте 3500 м достигает 250-300 (см.рис.4.17: 2, 5, 7). Примерно на таких же высотах - 3000-3500 м - в предельно экранированных аридных условиях плато Восточного Памира (см.рис.4.17: 8) и на дне долин, прилегающих к узлу оледенения Тянь-Шаня - пику Хан-Тенгри, число дней со снежным покровом снижается до 40-

50 дней. Однако в верхних зонах хребтов, обрамляющих эти плато и котловины, число дней со снежным покровом интенсивно нарастает, достигая все тех же значений - 250-300, но уже на высоте 4000-4500 м. Осредненные высотные градиенты продолжительности залегания снежного покрова изменяются здесь от обычных, т.е. 8-10 дней/100 м, на периферийных склонах до необычно больших - 20 дней/100 м - в наиболее экранированных районах. Такие же градиенты характеризуют распределение числа дней со снежным покровом по высоте на неблагоприятно ориентированных юго-восточных макросклонах Тянь-Шаня, восточном макросклоне Гиндукуша, Каракорума. Наименьшее число дней со снежным покровом - 25-50 - отмечается на крайне аридных плоскогорьях Тибета, где снег появляется лишь на высотах 4500-5500 м в осенний - октябрь-ноябрь - и весенний - апрель-июнь - периоды. Зимой подавляющая часть этой огромной территории бесснежна, и лишь локальные области устойчивого снежного покрова, где $\bar{N}_{\text{сн}}$ возрастает до 100-150 дней, имеются в высотном поясе 5000-7000 м.

Резко контрастируют с этой малоснежной высокогорной пустыней внешние периферийные многоснежные склоны Гималаев, практически изолирующие Тибет от южных влагонесущих потоков. Вследствие южного положения Гималаев в нижних зонах (от 2000 м на северо-западе до 3000 м на юге) снежный покров не образуется. Однако выше продолжительность залегания снежного покрова возрастает до 300 дней.

Наибольшая продолжительность залегания снежного покрова (на грунтовой поверхности) во всех горных системах отмечается в верхних зонах гор и определяется их климатическими условиями, хорошим индикатором которых служит высота границы питания ледников. В наиболее изученных горно-ледниковых районах Североамериканских Кордильер, Кавказа и Средней Азии фоновая продолжительность залегания снежного покрова на высоте H_f в большинстве горных систем составляет 320-335 дней, т.е. на 30-45 дней меньше, чем на ледниках. Лишь в экстрааридных условиях внутриконтинентальных, экранированных и потому крайне малоснежных гор Восточного Памира, Тибетского нагорья и, по-видимому, альтиплано Южноамериканских Кордильер фоновая продолжительность залегания снежного покрова на H_f убывает до 270-300 дней.

Несложные расчеты, учитывающие большие вертикальные градиенты возрастания продолжительности залегания снежного покрова, показывают, что в горно-ледниковых районах расположение "уровня 365" или климатической снеговой линии с хорошим приближением повторяет поле границы питания на ледниках. Обычно "уровень 365" располагается на 300-400 м выше нее, а в экстрааридных горах субтропического пояса разница в высотах достигает 500-700 м.

В Андах экваториальные и тропические широты находятся под преобладающим воздействием воздушных масс с Атлантики, а для умеренных широт характерен западный перенос. В связи с этим наиболее северные области устойчивого снежного покрова располагаются в восточных Кордильерах (13-15° ю.ш.), в Кордильере Реаль, на восточных склонах Предкордильер и Пампинских сьерр (23-33° ю.ш.), а также в высоких Кордильерах Бланка и Уайаш, куда доходят воздушные массы из бассейна Амазонки. При большой сухости, высокой солнечной радиации и отсутствии зимних осадков снежный покров в Центральном Андах не формируется даже на тех высотах, где в течение всего года наблюдаются отрицательные средние суточные температуры воздуха. И только выше 5000-6000 м в течение нескольких дней может сохраняться снежный покров (Кадомцева, 1987).

К югу от 30° с.ш. область устойчивого снежного покрова смещена на западные склоны Анд. Наибольшая продолжительность залегания снежного покрова - 300-365 дней - отмечается в областях питания обширного Патагонского ледникового плато. Для этого района характерны и максимальные градиенты изменения числа дней со снежным покровом по высоте - 33-34 дня/100 м (Кадомцева, 1987). Такие большие вертикальные градиенты наблюдаются не только на западных приморских склонах, где они возникают из-за отепляющего воздействия океана у подножий гор и резкого увеличения снегозапасов с высотой, но

и на восточных склонах из-за бесснежности предгорных равнин и нижнего высотного пояса в условиях резко континентального климата. Ярко выраженное асимметричное распределение снегонакопления на западных и восточных склонах приводит к асимметрии в границах сезонного и устойчивого снежного покрова, а также полей и других характеристик его режима.

В северной части Главной Кордильеры асимметрия границ снежного покрова и равных значений $\bar{N}_{CH}$ сохраняется, однако диапазон этих значений и вертикальные градиенты существенно меньше (рис.4.18).

Эти основные мезомасштабные закономерности режима снежного покрова сохраняются и в горах Южного о-ва Новой Зеландии. Так, на западных склонах Новозеландских Альп число дней со снежным покровом в прибрежной зоне равно 25, а на высоте 1700-1800 м - 320. На восточных подветренных склонах снежный покров появляется только выше 650 м и на высоте 1700-1800 м залегает 175 дней. Климатическая снеговая линия располагается на западном склоне на высоте 2100 м, а на восточном - на 200-300 м выше.

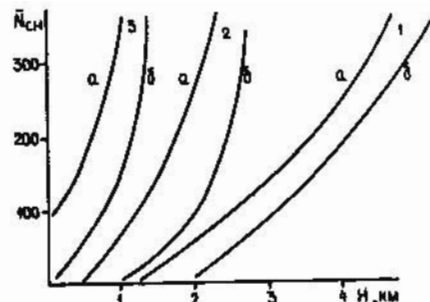


Рис.4.18. Изменение с высотой H среднего числа дней со снежным покровом $\bar{N}_{CH}$ в Кордильерах Южной Америки: 1 - 33° ю.ш., 2 - 40° ю.ш., 3 - 50° ю.ш.; а - западные, б - восточные склоны гор. По Т.Г.Кадошниковой (1987). Зависимости получены в результате косвенных расчетов

4.3.2. Даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова

Как и продолжительность залегания снежного покрова, даты его образования и разрушения зависят в первую очередь от термических условий. Это подтвердил статистический анализ зависимостей $\bar{D}_o$, $\bar{D}_p$ от определяющих факторов - продолжительности холодного периода, широты и нормы максимальных снегозапасов, проведенный по материалам станций Северного полушария (Геткер, 1983). Наиболее значимыми факторами для дат образования оказались продолжительность холодного периода и широта, а в значительно меньшей степени - нормы максимальных снегозапасов (рис.4.19). В этом случае максимальные снегозапасы выступают как индекс количества осенних снегопадов, при которых формируется ус-

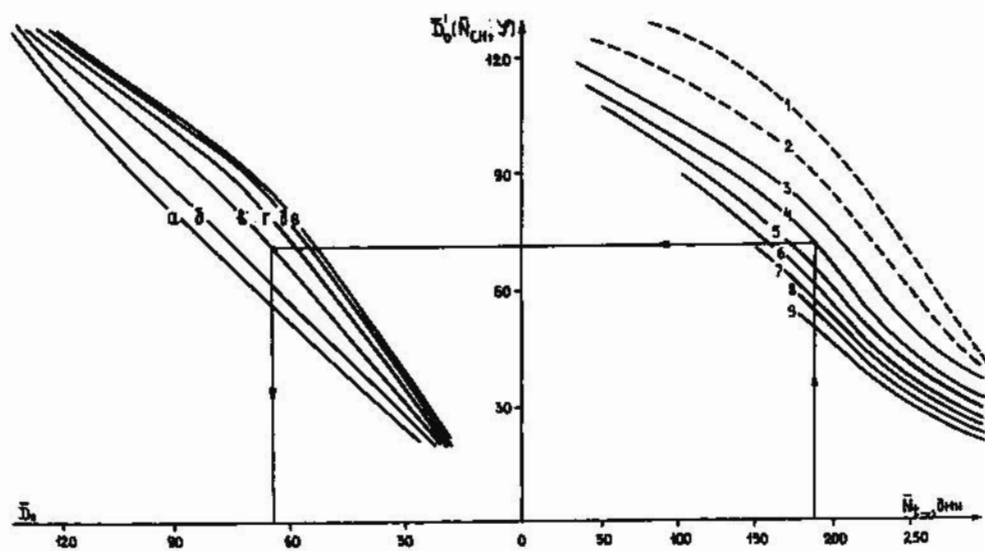


Рис.4.19. Зависимость средних дат образования устойчивого снежного покрова $\bar{D}_o$ от продолжительности холодного периода $N_{хл}$, широты φ и нормы максимальных снегозапасов W_{max} . $\bar{D}_o(N_{хл}, \varphi)$ - расчетные даты образования устойчивого снежного покрова при фиксированной величине W_{max} . $\bar{D}_o$, $\bar{D}_o(N_{хл}, \varphi)$ - в днях от 1 сентября

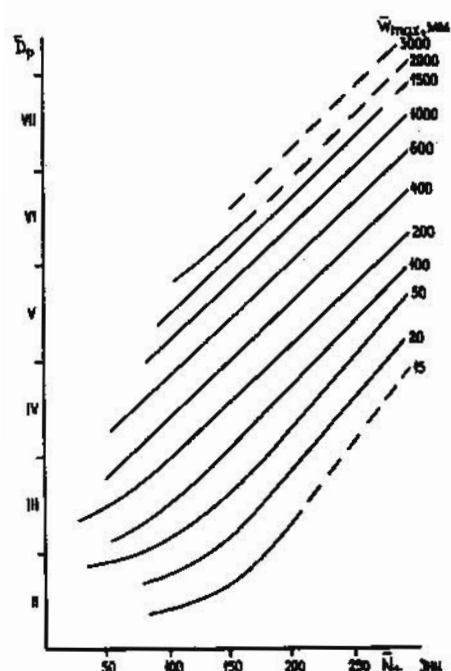


Рис. 4.20. Зависимость средних дат разрушения устойчивого снежного покрова

$\bar{D}_p$ от продолжительности холодного периода $N_{\text{хл}}$ и норм максимальных снегозапасов W_{max} : 1 - 15 мм, 2 - 20 мм, 3 - 50 мм, 4 - 100 мм, 5 - 200 мм, 6 - 400 мм, 7 - 600 мм, 8 - 1000 мм, 9 - 1500 мм, 10 - 2000 мм, 11 - 3000 мм

редкое, редкое, равновероятное, частое и практически ежегодное. В результате на основе карт числа дней со снежным покровом можно определить средние (50%) и экстремальные границы устойчивого снежного покрова.

На центральных равнинах Северной Америки средняя граница устойчивого снежного покрова проходит вдоль 43°с.ш. , однако на аридных межгорных плато она поднимается до 48°с.ш. . В Европе самое северное положение - около 60°с.ш. - границы в прибрежных районах юга Скандинавского п-ова связано с обогревающим влиянием Атлантического океана. К востоку она постепенно опускается к северному побережью Черного моря до 45°с.ш. . На равнинах Азии граница проходит через плато Устюрт (42°с.ш.) и предгорные равнины Тянь-Шаня. На тех же широтах восточной равнинной части Азии устойчивый снежный покров образуется лишь в Маньчжурии.

Устойчивый снежный покров образуется не сразу. Даже в арктическом поясе, где постоянные снегопады начинаются уже в августе, окончательное установление снежного покрова смещено на 10-15 дней. Более ранние значения $\bar{D}_0$ - третья декада августа-начало сентября - характерны для Арктического бассейна и ледников в арктических горных системах. К югу установление снежного покрова значительно задерживается - на месяц на побережье арктических морей и на два на островах Северной Атлантики.

В арктическом поясе Северной Америки устойчивый снежный покров образуется раньше, чем в Евразии. На обеих материках в континентальных районах граница устойчивого снежного покрова продвигается на юг до $42-45^{\circ}\text{с.ш.}$ с октября по декабрь. В приморских районах самое позднее образование снежного покрова в декабре и даже начале января наблю-

дойчивый снежный покров. Для дат разрушения равноценными по значимости факторами оказались продолжительность холодного периода и норма максимальных снегозапасов (рис. 4.20). Многообразие сочетаний этих условий определяет меж- и внутрорегиональные различия сроков образования и разрушения устойчивого снежного покрова во всех районах земного шара.

Перед тем как рассмотреть территориальные закономерности динамики границы сезонного снега, необходимо определить границы (ареалы) устойчивого залегания снежного покрова и повторяемость этого явления по годам. Для этой цели по данным горных станций умеренного и субтропического поясов была установлена зависимость вероятности зим с устойчивым (непрерывным) снежным покровом $P_{\text{уст}}$ от среднего числа дней со снегом на поверхности земли (рис. 4.21). Эта зависимость оказалась существенно различной для малоснежных и многоснежных горных районов. Несколько ниже, чем в горах, вероятность устойчивого залегания снега на равнинах при равном годовом числе дней со снежным покровом (табл. 4.4). Зависимость $P_{\text{уст}}$ ($\bar{N}_{\text{сн}}$) позволяет выделить пять типов условий образований устойчивого снежного покрова при разных значениях $\bar{N}_{\text{сн}}$: крайне

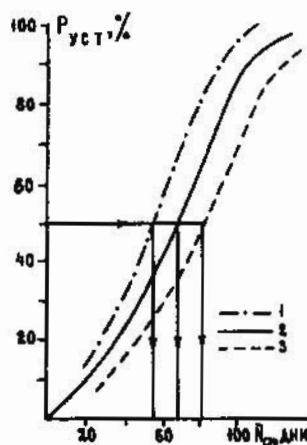


Рис. 4.21. Вероятность образования устойчивого снежного покрова $P_{\text{уст}}$ в зависимости от среднего числа дней со снежным покровом $\bar{N}_{\text{сн}}$ в многоснежных (1), среднеснежных (2) и экстремально малоснежных (3) горных районах

Характеристика повторяемости устойчивого снежного
покрова

Устойчивый снежный покров образуется:	Вероятность, % и средняя повторяемость	Среднее число дней со снежным покровом	
		равнины	горы
Крайне редко	2% - один раз в 50 лет	10	10
Редко	10% - 1 раз в 10 лет	25	25
Равновероятно	50% - 1 раз в 2 года	55	65
Часто	75% - 3 раза в 4 года	75	87
Практически ежегодно	98% - 98 раз в 100 лет	120	120

дается много севернее - на 58° с.ш. на тихоокеанском побережье Северной Америки и на 55° с.ш. на атлантическом побережье Европы. В отличие от равнин Северной Америки, где отчетливо выражена зональность в распределении $\bar{D}_p$, для Евразии характерно существенное отклонение изолиний от широтного в условиях морского климата на западе материка и резко континентального во внутренних областях (рис.4.22,А). Средняя скорость продвижения осенью границы устойчивого снежного покрова в субарктическом поясе и на севере умеренного составляет 2-2,5 дня на 1° широты. В южных районах широтный градиент увеличивается до 4 дней/ 1° на центральных равнинах и до 6 дней/ 1° в приморских районах.

Значительно медленнее разрушается устойчивый снежный покров (см.рис.4.22,Б). Вблизи южной границы его распространения большие площади, свободные от снега, появляются уже в феврале, однако возврат зимних холодов и отдельные снегопады задерживают разрушение устойчивого снежного покрова до конца месяца. В марте скорость продвижения границы сезонного снега невелика; широтный градиент составляет в среднем 5-7 дней. В это время устойчивый снежный покров разрушается на большей части равнин Азии южнее 50° с.ш., на юге Восточно-Европейской равнины и практически на всей равнинной территории Западной Европы. В Северной Америке в течение марта освобождается от снега тихоокеанское побережье вплоть до $58-60^{\circ}$ с.ш., разрушается и быстро сходит снежный покров Великих и Центральных равнин в диапазонах $44-52$ и $42-48^{\circ}$ с.ш., соответственно; отступает до о.Ньюфаундленд граница снега на восточном побережье. Однако на тех же широтах снежный покров сохраняется в течение марта и первой половины апреля в области повышенного снегонакопления к востоку от Великих озер. В апреле резко увеличивается приход солнечной радиации и возрастает скорость продвижения границы и сезонного снега, которая смещается на 1° широты в среднем за 2,5-3 дня. За это время освобождается от снега большая часть равнин умеренного пояса. Однако устойчивый снежный покров на восточных окраинах материков на севере умеренного пояса разрушается позже из-за повышенной снежности этих районов. Они освобождаются от снега только в мае, когда граница его сезонного распространения продвигается в пределах субарктического пояса. Скорость ее отступления несколько снижается, что в немалой степени связано с повсеместным развитием в этом поясе вечной мерзлоты.

На большей части равнинных территорий обоих материков изолинии $\bar{D}_p$ отклоняются от широтного простираения. Особенно сильно это отклонение в Северной Америке, чему способствуют три основных фактора: понижение снегонакопления и более мягкий термический режим западной предгорной части Великих равнин; большие величины снегозапасов на п-ове Лабрадор, атлантическом побережье и в восточной части области Великих озер; смещение в весенний период арктической области высокого давления к юго-востоку в район округа Киватин, в результате чего зима в центральных и восточных районах Канады как бы удлиняется из-за господства арктических воздушных масс. Оказывает влияние на задержку таяния снега и холодное Лабрадорское течение у восточного побережья материка. Широтный градиент $\bar{D}_p$ на п-ове Лабрадор увеличивается до 4-5 дней/ 1° широты.

В Арктике таяние снежного покрова начинается вместе с наступлением полярного дня, однако разрушается он в Северной Атлантике и в Баренцевом море в конце мая, а в дру-

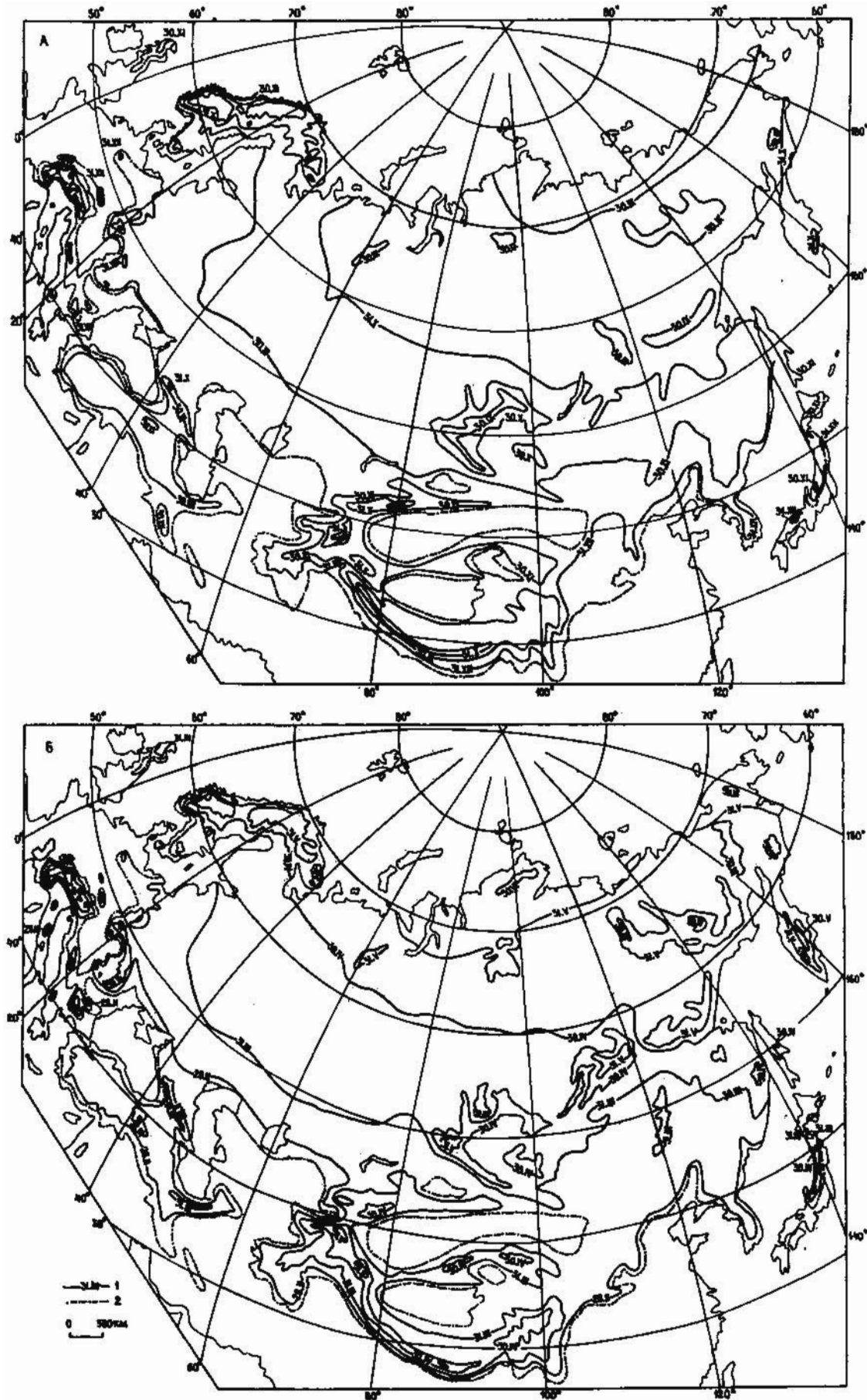


Рис. 4.22. Даты образования (А) и разрушения (Б) устойчивого снежного покрова в Евразии. 1 - изолинии дат, 2 - граница снежного покрова. Карты составлены Н.И.Геткером и Г.Н.Кравченко

гих арктических морях и на Канадском Арктическом архипелаге - во второй или третьей декадах июня.

В горах арктического, субарктического и большей части умеренного поясов устойчивый снежный покров образуется на всей территории горной системы. В южных районах предгорья могут быть бесснежны, а в нижних частях склонов снежный покров залегает с перерывами. В этом случае высота нижней (предельной) границы устойчивого снежного покрова $H_{усн}$ растет с севера на юг и зависит от континентальности климата и снежности отдельных частей горной системы. Нижняя граница формирования устойчивого снежного покрова поднимается от 100 м на 50° с.ш. на многоснежных наветренных макросклонах приморских гор до 2600 м на 34° с.ш. на подветренных, либо удаленных от источника влаги и экранированных хребтах. В экстрааридных условиях гор Азии граница устойчивого снежного покрова смещается на очень большие высоты: на Тянь-Шане до 3000 м, на Памиро-Алае до 4000 м, а на Северных Гималаях до 5400 м.

Из-за различий в снегонакоплении отдельных частей горной системы увеличивается диапазон сроков разрушения снежного покрова и асимметрия в положении границы сезонного снега весной на наветренных, подветренных и экранированных склонах. В результате не всегда возможно проследить "чистое" влияние широтного тренда и высотной зональности на сроки образования и разрушения снежного покрова, как в меридионально простирающейся горной системе Кордильер, структурные пояса которой достаточно четко дифференцированы по условиям увлажнения (рис.4.23).

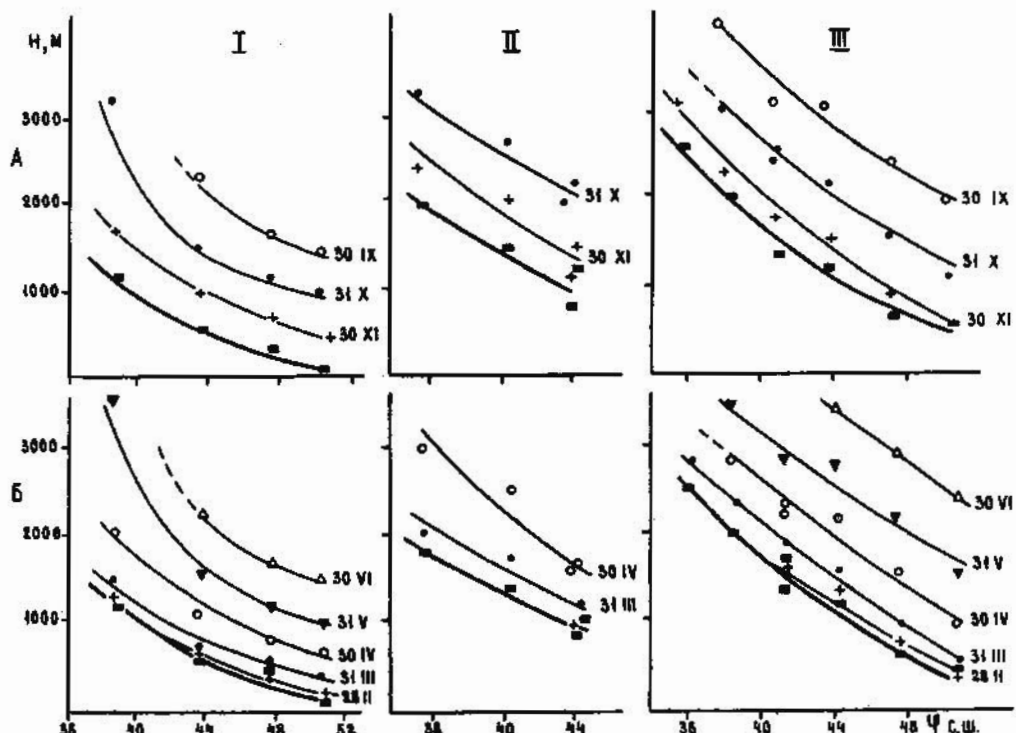


Рис.4.23. Зависимость дат образования (А) и разрушения (Б) устойчивого снежного покрова от высоты H и широты φ местности: I - западный пояс Кордильер, II - хребты Внутренних плато, III - восточный пояс Кордильер. Более толстой линией показана граница устойчивого снежного покрова

В орографически сложных горных системах на юге умеренного пояса и в субтропическом поясе широтный тренд часто "гасится". Так, в горах Средней Азии в целом он прослеживается в изменении $\bar{D}_o$, однако возможны и отклонения: на многоснежных юго-западных склонах Памиро-Алая снежный покров устанавливается раньше, чем во внутренних мало-снежных районах Тянь-Шаня. Обусловленные орографией различия в снегозапасах в горах Средней Азии так велики, что широтный тренд в изменении сроков разрушения устойчивого снежного покрова и вовсе не прослеживается. По этой же причине зависимости $\bar{D}_o$, $\bar{D}_p(H, \varphi)$ для Кордильер приведены для склонов только одной (западной) ориентации. Ха-

рактально, что на больших высотах разница в положении границы сезонного снега и соответственно диапазон внутрирегиональных изменений меньше, чем в нижних зонах.

4.4. Классификация горных систем земного шара по условиям снежности

Анализ закономерностей распределения снежных ресурсов в горах земного шара показывает, что существуют определенные типы снежности или, иначе говоря, снежные системы, повторяющиеся при определенном сочетании факторов их формирования. Критериями классификации этих систем служили следующие характеристики сезонного снежного покрова и условий его существования: величина и диапазон изменения основных климатических факторов формирования снежной системы - количества твердых осадков, продолжительности холодного периода, внутригодового распределения осадков; величина и основные закономерности распределения максимальных снеготрезоров и характеристик их временной изменчивости; продолжительность и сроки существования снежной системы, характер (тип) покрытия устойчивым снежным покровом горной территории.

I. Постоянно существующие снежные системы горных районов Антарктиды и Гренландии. Продолжительность холодного периода в этих районах повсеместно составляет 365 дней. Снегонакопление происходит в течение всего года и резко убывает от побережья в глубь территории. Максимальные снеготрезоры практически равны годовому количеству твердых осадков. Величина годового снегонакопления изменяется от 20 мм во внутренних районах Антарктиды до 700 мм в прибрежных горах юго-западной Гренландии и Западной Антарктиды. Небольшое увеличение снеготрезоров с высотой проявляется только в прибрежных горах. Межгодовая изменчивость аккумуляции снега во внутриконтинентальных областях невелика - $C_v = 0,2-0,4$ при значениях норм 20-40 мм. На побережьях коэффициент вариации снеготрезоров повышается до 0,4-0,5, что связано с господством циклонального характера погоды при частой смене траекторий циклонов.

II. Снежные системы северных континентальных гор. Этот тип снежных систем характерен практически для всех горных областей Арктики и Субарктики, а также для гор северного умеренного пояса, находящихся в резко континентальных условиях климата.

В нижних зонах гор формируются мощные инверсии температуры, в результате чего продолжительность холодного периода, составляющая 240-330 дней, мало изменяется по территории. В связи с этим нормы максимальных снеготрезоров определяются главным образом количеством твердых осадков. Их отношение K изменяется от 0,8 до 0,9. Величина снеготрезоров превышает 350-400 мм лишь в прибрежных зонах. Во внутренних, экранированных боковыми хребтами долинах может формироваться незначительный снежный покров толщиной всего 15-20 см.

Ведущие закономерности распределения максимальных снеготрезоров - их уменьшение при удалении от океана или периферийного склона в глубь горного массива и слабое увеличение с высотой. Высотные градиенты не превышают 5-15 мм/100 м (см. табл. 4.2). Экспозиционные различия относительно невелики; снеготрезоры на наветренных склонах обычно выше, чем на подветренных на 50-150 мм.

Доминирующий антициклональный режим погоды в зимний период обуславливает минимальную среди других систем межгодовую изменчивость максимальных снеготрезоров. Коэффициент вариации изменяется от 0,15 до 0,30, а среднее квадратическое отклонение снеготрезоров от средних многолетних чаще всего составляет лишь 20-60 мм. Продолжительность существования снежных систем этого типа велика и составляет 200-300 дней. В связи с развитием глубоких и устойчивых инверсий температуры воздуха она мало изменяется с высотой. Устойчивый снежный покров образуется в сентябре-начале октября и сохраняется до мая-июня. Вариации сроков образования и разрушения снежного покрова по горной территории малы и достигают 1,5 месяца лишь в наиболее высоких и увлажненных областях. Широтный тренд в изменении характеристик снежных ресурсов выражен слабо. Подобные системы образуются в горах Брукса, Маккензи, на о. Элсмир, Верхоянском хребте, в горах Бырранга, Черского, Полярного Урала и т.д.

III. Снежные системы северных приморских гор западных и восточных окраин материков.

Климатические условия этих гор отличаются от уже рассмотренных существенным увеличением количества твердых осадков - до 300-6000 мм - и изменчивостью по территории их норм, что связано с расположением горной системы в областях активного циклогенеза. Диапазон изменения продолжительности холодного периода велик - 120-330 дней, а для внутригодового распределения осадков характерно повышение доли и количества зимне-весенних осадков. Отношение K изменяется от 0,7 до 0,9. Отопляющее влияние океана, еще более возрастающее при наличии теплых течений у побережья, приводит к снижению продолжительности холодного периода в нижних частях приморских склонов до 120 дней. В верхней же зоне высоких горных массивов $N_{\text{г}}$ достигает 330 дней. На подветренных и экранированных склонах количество твердых осадков и продолжительность холодного периода варьируют в существенно меньших диапазонах, обычных для континентальных условий севера умеренного пояса. В связи с такими климатическими особенностями для снежных систем этого типа характерно изменение максимальных снегозапасов в широких пределах - 200-400 мм и более -, а также возрастание контрастов их территориального распределения. Макрозакономерности в распределении снежных ресурсов определяются удалением горной системы от океана и экспозицией макросклонов по отношению к влагонесущим потокам. Области максимальной снежности смещаются здесь на наветренные приморские склоны, а на центральных склонах, более высоких, но удаленных от побережья, снегонакопление уменьшается в несколько раз. Широтный тренд в распределении снегозапасов проявляется по мере удаления от океана.

Ведущая мезозакономерность поля $\bar{W}_{\text{max}}$ - их интенсивное возрастание с высотой с градиентами 100-400 мм/100 м. Различия в снежности наветренных и подветренных макросклонов очень велики: на отдельных хребтах $\bar{W}_{\text{max}}$ на неблагоприятно ориентированных и экранированных хребтах могут уменьшаться в 5-6 раз. Максимальные значения $C_{\text{г}}$ - 0,4-0,5 - отмечаются на побережьях; при удалении от них и с высотой $C_{\text{г}}$ убывает до 0,2.

Устойчивый снежный покров может отсутствовать у подножий приморских склонов. В горах же продолжительность существования снежной системы быстро возрастает с высотой от 150 до 365 дней в областях питания широко развитых здесь узлов оледенения.

В отличие от северных континентальных гор наиболее интенсивное снегонакопление отмечается в зимне-весенний период. Период формирования и разрушения снежной системы этого типа намного больше рассмотренных выше. Граница сезонного снега на западных приморских склонах опускается от верхних зон к подножию с сентября по декабрь, а поднимается весной с февраля по май. На восточных окраинах материков эти диапазоны существенно меньше.

Этот тип снежных систем формируется в горах Исландии, Шотландии, Скандинавского п-ова, Врангеля, Чугач, Св.Ильи, Камчатки, о.Сахалин, а также в Патагонских Кордильерах Южной Америки.

IV. Снежные системы континентальных гор умеренных широт. Удаление от источников влаги проявляется в снижении количества твердых осадков и увеличении продолжительности холодного периода в нижних зонах гор. Однако основную роль в увлажнении склонов, как и в горах, относящихся к рассмотренному выше типу снежных систем, играет западный перенос воздушных масс. Наибольшее количество твердых осадков - до 1600 мм - выпадает на периферийных благоприятно ориентированных хребтах; максимум приходится на зимне-весенний период. Коэффициент их сохранения в этом случае на больших высотах может достигать 0,9. Для внутригорных экранированных бассейнов характерен летний максимум осадков: количество твердых осадков не превышает 100 мм, а K уменьшается до 0,25. Продолжительность холодного периода составляет от 120 до 300 дней. Максимальные снегозапасы колеблются в широких пределах: от 20 до 1500 мм. Макромасштабные неоднородности поля норм снегозапасов определяются ориентацией и экранированностью макросклонов хребтов. Широтный тренд в изменении снежности ярко проявляется только в хребтах меридионального простираения, например, в Скалистых горах. Мезозакономерность поля снего-

запасов определяется их нелинейным возрастанием с высотой с градиентами, достигающими 80 мм/100 м на открытых для влагонесущих потоков склонах. В малоснежных районах - на Южном Алтае, Внутреннем Тянь-Шане, изменение снеготпасов по высоте приближается к линейному с минимальными градиентами 5-10 мм/100 м. Межгодовая изменчивость снеготпасов на большей части территории невелика: $C_y = 0,20-0,30$. В нижних зонах гор C_y повышается до 0,4-0,5.

Продолжительность залегания снежного покрова изменяется от 120 до 300 дней, причем для всей территории характерно его устойчивое залегание с изменяющимся по высоте периодом от 3 до 8 месяцев. Минимальная продолжительность существования снежного покрова отмечается на высоких экранированных малоснежных днищах долин, однако на отдельных участках устойчивость залегания может нарушаться. Граница сезонного снега осенью опускается в короткий период с октября по ноябрь, а весной медленно поднимается, начиная от конца марта и до середины июня.

Этот тип снежности присущ многочисленным континентальным горным системам, таким как Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Скалистые горы и т.д.

V. Снежные системы приморских гор юга умеренных широт. В отличие от третьего типа продолжительность холодного периода в этих горах резко уменьшается, а поле этой характеристики становится существенно неоднородным: N_{t_0} изменяется от 0 до 250 дней. В результате снежная система может образовываться не на всей территории гор. К общим с северными приморскими горами факторам снегонакопления относятся обильные твердые осадки на приморских склонах - до 3000 мм - и их уменьшение по мере удаления от побережья, увеличения экранированности хребтов и ухудшения условий ориентации склонов по отношению к влагонесущим потокам. Однако к югу снижается доля осадков зимне-весеннего периода в годовой сумме от 0,60 до 0,30, а отношение N изменяется от 0,80 до 0,15.

Диапазон изменения максимальных снеготпасов велик: от 100 до 2000 мм. Макронеоднородности поля их норм в пределах горной системы связаны ориентацией и экранированностью хребтов. Однако значительно и проявление широтного тренда. Увеличение снеготпасов с высотой повсеместно нелинейное с непрерывно возрастающими от 10-20 мм до 50-80 мм/100 м градиентами.

Для этого типа снежных систем характерна высокая изменчивость максимальных снеготпасов. Диапазон изменения C_y составляет 0,30-0,70, причем высокие значения C_y наблюдаются и при нормах $\bar{W}_{max}$ более 1000 мм. Устойчивый снежный покров у подножия этих гор и в нижних частях склонов образуется нерегулярно или отсутствует вовсе. Продолжительность его залегания возрастает от 0 до 280 дней и в районах обильного снегонакопления может превышать продолжительность холодного периода. Важная особенность режима этого типа снежных систем - поздние сроки (декабре-начало января) образования устойчивого снежного покрова в нижних частях приморских склонов, в связи с чем продвижение границы сезонного снега осенью растягивается до трех и более месяцев. Разрушение устойчивого снежного покрова также занимает длительный период времени с конца февраля по июнь.

Этот тип снежности характерен для Олимпийских, Каскадных гор, хр.Сьерра-Невада, Пиренеев, Балкан, Западного Кавказа, гор о.Хонсю и Южного о-ва Новой Зеландии.

VI. Снежные системы южных континентальных гор. Этот тип снежных систем формируется в горах наиболее южной части умеренного и субтропического поясов, что вместе с огромной амплитудой высот обуславливает и крайнюю неоднородность термических условий их существования. Продолжительность холодного периода достигает 300 дней, характерен зимне-весенний максимум осадков, за исключением высокогорных внутренних районов Гималаев и Каракорума, где основной источник увлажнения - летний индийский муссон.

Макрораспределение твердых осадков в отдельных горных системах определяется доступностью проникновения влагонесущих потоков и степенью экранированности хребтов. Количество твердых осадков убывает от периферийных наветренных склонов западной, юго-

западной и южной ориентации в глубь горных систем параллельно с увеличением высоты. Амплитуды изменения $\bar{X}_{TB}$ и отношения K очень велики: 50-2000 мм, 0,10-0,80, соответственно.

Поле максимальных снеготазов здесь исключительно неоднородно: наибольшие их значения, составляющие 1000-1500 мм, соответствуют верхним зонам наветренных склонов периферийных хребтов, а наименьшие - 10-20 мм - внутригорным долинам. Максимальные снеготазы повсеместно возрастают с высотой, достигая наибольших значений в узлах мощного горного оледенения. Смещение максимума снегонакопления в средние зоны макросклонов, например, на юго-западном макросклоне Гималаев, наблюдается при больших горизонтальных градиентах $\bar{W}_{max}$, связанных с удалением от источника влаги.

Характерную особенность снежных систем этого типа представляет исключительно высокая концентрация снежных ресурсов на ограниченной площади. Так, на 15% территории наиболее многоснежных районов Памиро-Алая сосредоточено более 50% объема снеготазов региона. Другое отличие связано с резко повышенной межгодовой изменчивостью максимальных снеготазов в нижних малоснежных зонах: C_y иногда превышает единицу. С увеличением норм максимальных снеготазов коэффициент вариации снижается до 0,2-0,3, но при равных нормах его значения больше, чем в северных континентальных горах.

В отличие от всех предшествующих типов в нашем случае снежный покров образуется не на всей горной территории, а лишь в верхних и средних высотных зонах. Высота нижней границы снежной системы поднимается с юга на север от 1100 м на Памиро-Алае до 1800-2500 м в Гиндукуше и 3000-3500 м в Гималаях. Устойчивый снежный покров формируется с середины ноября до начала января, а разрушается на больших высотах уже в феврале и до мая-июня. Из-за наличия внутренних бесснежных областей и больших пространственных вариаций положения границы сезонного снега горные территории с этим типом снежных систем на зимних снимках с ИСЗ имеют характерный ленточно-дендритовый рисунок, более присущий северным горным областям лишь весной.

Снежные системы этого типа формируются в горах Сангре-де-Кристо, Сан-Хуан в Северной Америке, горах Малой Азии, Эльбурса, на хр.Копет-Даг, Памиро-Алае, Гиндукуше, Каракоруме и в Гималаях.

VII. Снежные системы высокогорных экстрааридных областей. Продолжительность холодного периода благодаря большой высоте гор здесь велика - 200-300 дней. Однако количество твердых осадков из-за предельной экранированности гор колеблется от 25-100 мм на внутригорных плато до 200-300 мм на вершинах хребтов - 5000-7000 м. Характерен зимний минимум осадков и низкие значения отношения K - 0,10-0,50, связанные со значительным сублимационным и радиационным таянием снега. Снегонакопление здесь минимальное среди снежных систем всех типов: $\bar{W}_{max}$ на огромных площадях составляют 10-20 мм, увеличиваясь лишь в пригребневых зонах хребтов. Коэффициент вариации максимальных снеготазов изменяется от 0,4 до 1,0, а продолжительность залегания - от нуля до 200 дней. Устойчивый снежный покров образуется в виде пятен и лент на наиболее высоких участках гор и покрывает лишь 5-20% площади горной территории. Несмотря на большую высоту гор устойчивый снежный покров в пригребневых зонах образуется поздно, в конце октября-ноябре и разрушается намного раньше, в конце мая-июне, чем на тех же высотах в менее континентальных районах. Нижняя граница снежных систем этого типа поднимается от 4100-4400 м на Восточном Памире до 5400 м и выше в Трансгималаях и на Центрально-Азиатском нагорье.

Этот тип снежных систем характерен для Восточного Памира, Центрально-Азиатского нагорья, альтиплано Центральных Кордильер Южной Америки.

VIII. Снежные системы высоких вершин экваториальных и тропических широт. Эти практически неисследованные снежные системы возникают исключительно благодаря большой высоте отдельных вершин и обилию осадков в низких широтах. Снежные "шапки" на вершинах Центральной Америки - Попокатепетль 5472 м, Орисаба 5700 м и др., Южной Америки - Ко-

топахи - 5896 м, Уаскаран - 6768 м и др., Африки - Килиманджаро 5895 м, Кения 5199 м почти полностью совпадают с ледниковой зоной.

Глава 5. СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

5.1. Особенности серии лавинных карт в настоящем Атласе

Снежные лавины - широко распространенное в нивально-гляциальной зоне разрушительное природное явление. Лавины отмечаются повсюду, где средняя толщина снежного покрова хотя бы эпизодически превышает 30-40 см, имеются склоны крутизной более 15° и относительной высотой более 40-50 м. Лавины могут сходить как с плоских склонов, так и из разных углублений в них - денудационных воронок, каров и т.п., называемых очагами лотковых лавин. Последние носят такое название, поскольку обрушающаяся масса снега движется по определенному руслу - лотку. Эти лавины при прочих равных условиях более часты и более разрушительны, чем лавины с плоских склонов. Скорость их движения измеряется десятками метров в секунду, а давление на препятствие - десятками тонн на квадратный метр. Из многих очагов ежегодно сходит по нескольку лавин, но есть очаги, действующие лишь раз в десятки лет.

По составу обрушивающейся массы с лавинами сходны фирновые обвалы на ледниках и обрушения снега, в той или иной степени пропитанного талой водой, называемые водоснежными потоками. Однако причины возникновения снежных лавин и сходных с ними явлений различны.

Населению Альп, Исландии, Кавказа, Тянь-Шаня и других горных районов лавинная опасность известна с давних пор. Однако лишь в нашем столетии начались специальные научные исследования лавин. Первым научно-производственным учреждением, занимающимся этой проблемой, стала организованная в 1936 г. противолавинная служба - ныне цех противолавинной защиты - производственного объединения "Апатит" в Хибинах. В том же году в Швейцарии, в Давосе был создан федеральный институт по изучению снега и лавин. В 1960 - 1970-е годы к исследованиям лавин, разработке методов прогноза и мер защиты от них в нашей стране подключились и другие учреждения. В эти же годы исследования лавин были организованы во Франции, Чехословакии, США, Японии, Канаде. Ниже речь идет о практике отечественного лавиноведения.

5.1.1. Задачи картографирования лавин

Как правило, первый этап в защите от лавин - составление карт со сведениями об их распространении в определенных показателях, знание которых необходимо для выбора и расчета противолавинных мер. Непосредственно для проектирования используются крупномасштабные карты, характеризующие лавинную опасность по каждому очагу. Составление таких карт весьма трудоемко и выполняется для ограниченных участков на стадии предпроектных исследований территории. Чтобы указать районы, при освоении которых необходим учет лавинной опасности, наиболее удобны мелкомасштабные карты, изображающие территорию распространения лавин и некоторые обобщенные характеристики лавиноопасности. Идеальной характеристикой представляется территориально дифференцированная оценка стоимости противолавинных мероприятий для защиты разных типов сооружений - дорог, ЛЭП, поселений и т.д. Но имеющихся экономико-статистических сведений пока недостаточно для картографического изображения названной характеристики. Поэтому степень лавинной опасности указывается в виде натурных показателей.

Для бывшего СССР первая обзорная карта распространения лавин в масштабе 1:40 000 000 была опубликована Г.К.Тушинским (1960). В 1971 г. издана составленная под его руководством "Карта лавиноопасных районов Советского Союза" в масштабе 1:7 500 000. На ней выделены районы с высокой, низкой, средней степенью и потенциальной лавинной опасностью; на врезке приведено районирование по преобладающим генетическим типам лавин. Районирование по степени лавинной опасности основано на анализе геоморфологических и климатических факторов лавинообразования, роль которых оценена

по материалам прямых исследований в ключевых районах. Различие между степенями лавинной опасности охарактеризовано качественным образом по относительной густоте сети очагов лотковых лавин и повторяемости лавин. Последующий опыт (Кожухов, 1981) показал, что такую качественную оценку можно скоррелировать с количественными показателями удорожания градостроительства за счет необходимости введения противолавинной защиты; в районах с сильной, средней и слабой опасностью удорожание может достигать 66, 35 и 9%, соответственно.

Обзорные карты лавинной активности, разумеется, могут использоваться не только в целях строительства и эксплуатации различных сооружений, но также лесоведения (Власов и др., 1980), гляциологии (Северский, Благовещенский, 1983) и других отраслей хозяйства и науки. Однако в этих случаях их содержание должно быть иным (Мягков, Северский, 1986). Тем не менее строительно-эксплуатационное направление представляется наиболее важным, поэтому и оно было принято за основу серии лавинных карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

Основная задача этой серии заключается в изображении лавиноопасных территорий и основных характеристик лавинной опасности: степени лавинной активности, основных климатических факторов лавинообразования, повторяемости и объемов лавин.

Степень лавинной активности отражена средним многолетним числом лавин, сходящих за год на одном погонном километре длины дна долины. При этом имеются в виду лишь лотковые лавины крупных размеров, достигающие дна долин. Карты степени лавинной активности получены путем совмещения предварительно составлявшихся карт густоты лавинных очагов и повторяемости лавин. Под густотой лавинных очагов понимается среднее по площади в сотни квадратных километров число очагов на один погонный километр дна долины. Повторяемость лавин в данном случае измеряется средним многолетним числом лавин, сходящих из очага средней активности и достигающих дна долины. По районам, для которых в Атласе приведены карты степени лавинной активности и повторяемости лавин, можно восстановить карты густоты очагов путем их сопоставления.

Объемы лавин изображены в виде показателя средних многолетних величин суммарных за зиму объемов лавин из очага средних размеров. Сравнивая карты объемов и повторяемости лавин, можно получить представление о порядке величин средних объемов единичных лавин.

Таким образом, обсуждаемая серия лавинных карт по содержанию наследует и развивает направление "Карты лавиноопасных районов Советского Союза", изданной в 1971 г. Среди особенностей серии подчеркнем следующее: впервые составлены карты всех лавиноопасных районов мира, содержание их более широко, чем созданных ранее, оценка лавинной опасности дана в количественной форме. Для составления карт малоизученных территорий были уточнены или разработаны косвенные методы определения характеристик лавин по общим факторам лавинообразования.

С точки зрения обзорного картографирования лавин все горные территории делятся на изученные и неизученные. К первым относятся хорошо разработанные или активно осваиваемые в последнее время районы. Для составления карт на них использованы литературные и фондовые материалы, аэрофотоснимки и топографические карты крупного и среднего масштабов. По специальным климатическим, геоморфологическим, морфометрическим, ландшафтным и другим картам из региональных атласов, а также материалам космической съемки выполнена экстраполяция результатов стационарных и экспедиционных исследований лавин. На материале по хорошо изученным территориям установлены те связи показателей лавинной опасности с общими факторами лавинообразования, которые послужили основой картографирования лавин на неизученных территориях. К последним относится большинство зарубежных, а для бывшего СССР около 2/3 площади горных районов.

5.1.2. Методы составления карт Атласа и дальнейшие пути обзорного картографирования лавин

Число лавинных очагов на единицу длины дна долины. Поскольку прямо подсчитать число лавинных очагов для обширных горных районов трудно, для составления карт удельного числа очагов требуется получить зависимость этого показателя от легко определяемых характеристик рельефа. Принципиальная возможность нахождения такой зависимости от глубины расчленения рельефа продемонстрирована Т.Г.Глазовской на примере Альп, Алтая, Карпат, Кавказа и Хибин (рис.5.1) и В.П.Благовещенским для Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау (Северский, Благовещенский, 1983, табл.15). Оказалось, что искомая зависимость для разных районов неодинакова. Вероятно, причина этого заключается в литологических, неотектонических и палеоклиматических различиях горных районов. Были выявлены также методические трудности построения указанных зависимостей, связанные с неодинаковой точностью подсчета числа лавинных очагов и определения глубины расчленения рельефа при использовании карт разного масштаба. Обеспечить однородную и высокую точность можно лишь используя в качестве исходных материалов карты масштаба 1:25 000 при построении искомых региональных зависимостей и карты масштаба не мельче 1:1 000 000 при экстраполяции этих зависимостей.

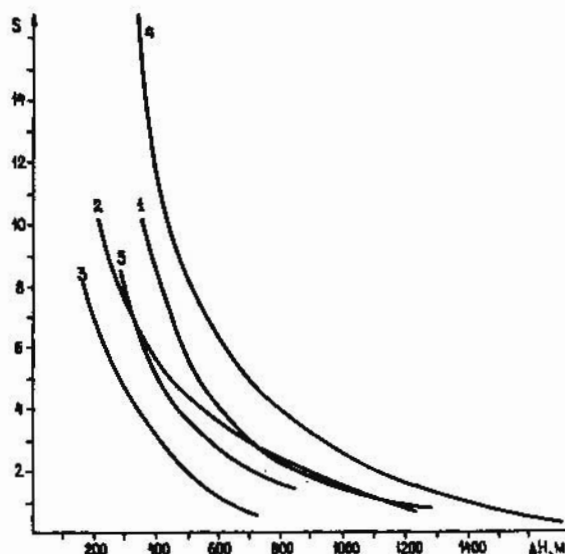


Рис.5.1. Зависимость числа лавинных очагов на 1 погонный километр дна долины S от глубины расчленения рельефа ΔH : 1 - Альпы, 2 - Алтай, 3 - Карпаты, 4 - Кавказ, 5 - Хибин

Для большинства территорий таких картографических материалов в распоряжении авторов не оказалось. Поэтому для составления карт числа лавинных очагов пришлось использовать приближенную зависимость данного показателя от типов рельефа, приведенную в табл.5.1. Принятая за основу типизации форм рельефа разработана Г.К.Константиновой (Лавиноопасные районы... ,1970)

Таблица 5.1

Приближенная зависимость числа очагов лотковых лавин на 1 погонный километр длины дна долины от типов рельефа

Число очагов на 1 пог. км	Тип рельефа
5 и более	высокогорье, сильнорасчлененное среднегорье, относительная высота склонов 1000 м и более
1 - 5	среднегорье средне- и слаборасчлененное, низкогорье сильнорасчлененное, относительная высота склонов 300-800 м
1 и менее	низкогорье средне- и слаборасчлененное, мелкогорье, плато и плоскогорья, относительная высота склонов до 500 м

и детализирована по результатам исследований, выполненных при составлении для Атласа лавинных карт Алтая, Саян, Кавказа, Памиро-Алая, Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. Для всех районов бывшего СССР, кроме названных выше, типы рельефа приняты в основном по их характеристикам в монографии "Лавиноопасные районы ..." (1970). Типы рельефа для зарубежных горных территорий определялись по той же схеме по общегеографическим и геоморфологическим картам подходящего масштаба.

Зависимость, представленная в табл.5.1, носит полуколичественный характер. Вероятно, соответствующие карты - наименее достоверны из всей серии лавинных карт. Однако использованная градация территорий по среднему числу очагов на 1 погонный километр

дна долины достаточно укрупнена, чтобы можно было полагать, что ни один участок с действительным числом очагов более 5 не отнесен на картах к участкам с числом очагов менее 1.

Задача дальнейшего развития методов обзорного картографирования густоты лавинных очагов заключается, очевидно, в уточнении корреляции этого показателя с легко определяемыми морфологическими характеристиками рельефа. Поскольку денудация горных склонов, в результате которой возникают очаги лотковых лавин, по скорости может различаться для разных районов на порядок в зависимости от литологии, климата и тектонико-структурной обстановки, эти факторы также требуют учета. Наиболее перспективным представляется следующий путь уточнения косвенных методов определения густоты сети лавинных очагов: вначале качественная типизация горных районов по литологии и тектонико-климатической истории рельефа, а затем поиск названной корреляции прежним способом для каждого типа районов.

Средняя многолетняя повторяемость лавин. Поскольку для обрушения лавин необходимо, чтобы снежный покров на склоне достиг некоторой критической толщины, среднюю многолетнюю их повторяемость q , фоновую для обширного района, естественно связывать со средней многолетней наибольшей декадной толщиной снежного покрова h_{cp} в данном районе. Кроме того, величину q можно представить в виде повторяемости лавиноопасных метеорологических ситуаций, которую, как и значение h_{cp} , можно определить косвенным путем. Первый подход менее трудоемок, особенно если по картографируемому району уже есть карты снежного покрова. Второй подход позволяет получить более дифференцированные оценки, а вместе с ними и материалы для определения относительной роли разных факторов лавинообразования. При работе над серией лавинных карт для настоящего Атласа первый подход использован как основной, а второй как дополнительный при составлении лишь карты климатических факторов лавинообразования на территории бывшего СССР. Подчеркнем, что два этих метода дают разные по существу показатели. Первый указывает среднюю многолетнюю повторяемость крупных лавин в среднем по активности лавинном очаге; эта характеристика может рассматриваться и как повторяемость массового схода лавин, если считать таковым одновременное срабатывание очагов средней и более высокой активности. Второй показатель характеризует количество случаев схода лавин из наиболее активных очагов. Повторяемость массового схода лавин обычно существенно меньше, чем лавиноопасных ситуаций.

Таблица 5.2

Приближенная зависимость повторяемости лавин q от толщины снежного покрова h

q, число случаев за зиму	Значения h_{cp} для районов со средней температурой января:	
	ниже -20°C	выше -20°C
менее 0,1	40-70 см	30-50 см
0,1-1,0	70-120 см	50-100 см
более 1,0	более 120 см	более 100 см

Зависимость средней многолетней повторяемости лавин из среднего по активности очага, или массового схода лавин q , от средней многолетней максимальной декадной толщины снежного покрова h_{cp} выведена К.Л.Абдушелишвили и Л.А.Канаевым в ходе работ над Атласом по фактическим данным подобным тем, которые использованы в "Практическом по-

собии по прогнозированию лавинной опасности" (1979). Эта зависимость отражена в табл.5.2.

Значения h_{cp} , использованные для картографирования q , для ряда районов получены путем преобразования карт снегозапасов. Для тех районов, которые не были ими обеспечены к началу составления лавинных карт, значения h_{cp} определены по специально разработанному для этой цели методу В.Ф.Околова (Глазовская и др., 1978; Околов и др., 1981). Этот метод основан на зависимости величины h_{cp} от суммы осадков холодного периода $X_{t_{\text{хл}}}$ и средней январской температуры t_x (рис.5.2), установленной и проверенной по данным примерно 700 горных и равнинных метеостанций бывшего СССР. Коэффициент кор-

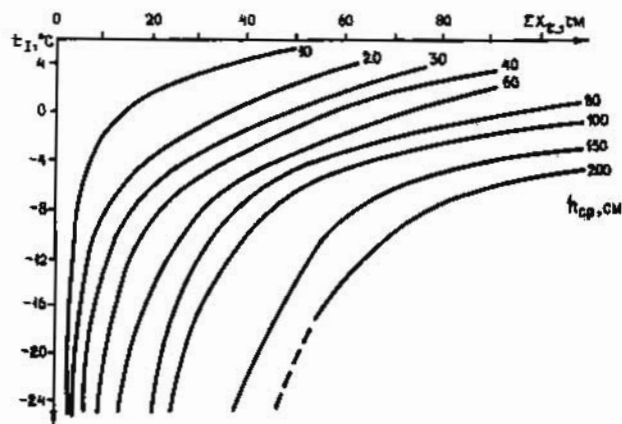


Рис. 5.2. Зависимость максимальной декадной толщины снежного покрова h_{cp} , см от суммы осадков холодного периода ΣX_{t_1} и средней температуры января t_I

делах равнин, по которым много данных о снежном покрове. Аналитические значения h_{cp} превышают контрольные на 25-30% примерно на 70% площади острова, в том числе повсеместно в горах. Максимальные отклонения - до 40-60 см - приходятся на вершинные участки гор, занимающие около 10% площади острова. На контрольной карте показаны изолинии величин h_{cp} 100 см; аналитические изолинии проходят близко к контрольным, но в пределах контура 100 см по методу В.Ф.Околова выделяются еще большие значения h_{cp} . Анализ всех этих расхождений с учетом расположения метеостанций позволяет заключить, что на горных участках, слабо обеспеченных данными наблюдений, аналитическая карта отражает значения h_{cp} правильнее, чем контрольная. Сходные результаты получены при сравнении аналитической и контрольной карт h_{cp} по Таджикистану и Канаде.

Способ определения повторяемости лавиноопасных ситуаций заключается в следующем. Известно, что во всех горных районах бывшего СССР лавины снегопадов и обих метелей составляют до 70-90% числа лавин, а из остающихся 30-10% большинство приходится на лавины снеготаяния - весеннего и во время оттепелей. Значит, повторяемость лавин этих типов близка к общей их повторяемости и может быть принята за таковую при составлении обзорных карт.

В большинстве горных районов при наличии устойчивого снежного покрова для создания лавиноопасной ситуации критическими оказываются снегопады интенсивностью 10 мм/сут, особенно если они сопровождаются метелями. В.Ф.Околов (1986) по материалам горных метеостанций Грузии установил зависимость между числом дней с твердыми осадками более 10 мм/сут N_{10} , суммой осадков за холодный период ΣX_{t_1} и средней температурой января t_I (рис. 5.3). Проверка этой зависимости по данным метеостанций Армении, Азербайджана, Таджикистана и Узбекистана показала ее достоверность - коэффициент корреляции более 0,9. Хуже выражена эта зависимость для районов с продолжительной, т.е. более четырех месяцев, и холодной - t_I ниже -10°C - зимой. Для таких районов применима корреляция величины N_{10} с суммой твердых осадков ΣX_7 (рис. 5.4), полученная В.Ф.Околовым по данным 141 метеостанции бывшего СССР.

реляции фактических данных h_{cp} по контрольным метеостанциям и величин h_{cp} , снятых с графика на рис. 5.2, не менее 0,8. Карты h_{cp} по методу Околова строятся путем совмещения карт ΣX_{t_1} и t_I , которые имеются в региональных общегеографических и климатических атласах.

Сравнение карты h_{cp} , вычерченной по методу В.Ф.Околова, с картой такого же масштаба, составленной по данным прямым наблюдений и опубликованной в Атласе Сахалинской области, показало, что участки полного совпадения аналитических и контрольных величин h_{cp} занимают около 30% территории, в основном в пре-

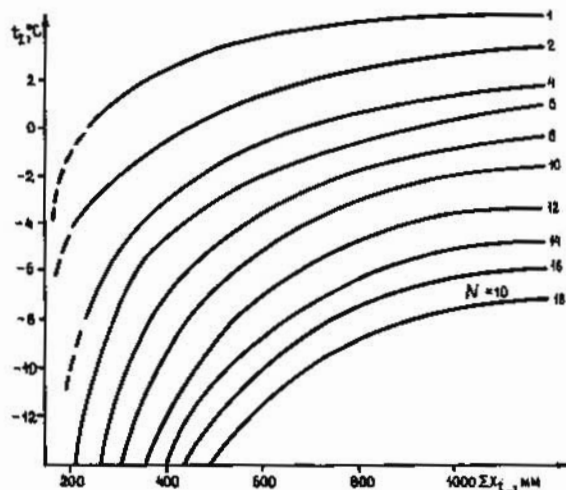


Рис. 5.3. Зависимость числа дней с твердыми осадками более 10 мм/сут N_{10} от суммы осадков холодного периода ΣX_{t_1} и средней температуры января t_I

Для тех случаев, когда желательно определить число ситуаций, грозящих массовым сходом лавин вследствие особо интенсивных снегопадов, можно использовать зависимость между количеством снегопадов разной интенсивности, изображенную на рис.5.5.

Карты величин $\sum X_{t \leq 0}$, $\sum X_T$ и t_I имеются почти для всех горных районов мира. Процедура составления на их основе карт повторяемости схода лавин, вызванных снегопадами или метелями, проста: карты $\sum X$ и t_I совмещаются; изолинии повторяемости лавин проводятся в соответствии с сочетанием изолиний исходных карт и зависимостями, изображенными на рис.5.4.

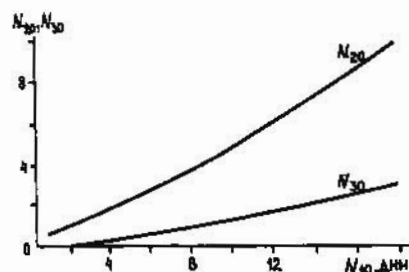


Рис.5.5. Зависимость между числом дней со снегопадами интенсивностью более 10, 20, 30 мм/сут.

С помощью графика на рис.5.5 и данных о величинах t_j , приведенных в климатических справочниках, устанавливаются значения Nt_j . Для периода весеннего снеготаяния, если оно вызвано потеплением, значение Nt_j по очевидной причине принимается равным единице.

Как свидетельствует опыт составления и оценка точности приведенной в настоящем Атласе карты климатических факторов лавинообразования на территории СССР, методика определения средней многолетней повторяемости лавиноопасных ситуаций позволяет получить довольно точные и более детальные оценки, чем методика, основанная на зависимости q от $h_{сн}$.

Дальнейшее совершенствование методов обзорного картографирования повторяемости лавин состоит в уточнении способов определения средних многолетних величин и в разработке методов оценки изменчивости повторяемости лавин в пространстве и времени. Как ясно из вышеизложенного, более перспективна оценка повторяемости лавиноопасных ситуаций. Дифференцируя критические значения метеорологических факторов, показатель повторяемости можно сделать более информативным, отражающим повторяемость схода лавин из разного относительного количества очагов. Нет нужды объяснять, сколь большое практическое значение имели бы эти результаты. Не менее значимы и знания изменчивости лавинного режима. Методы оценки изменчивости повторяемости лавин во времени можно разрабатывать путем изучения изменчивости снежно-метеорологических факторов. Для оценки пространственной изменчивости требуются соответствующим образом собранные и обработанные данные наблюдений на снеголавинных станциях.

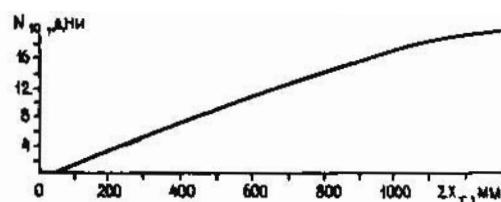


Рис.5.4. Зависимость числа дней с твердыми осадками более 10 мм/сут N_{10} от суммы твердых осадков $\sum X_T$

Методика определения повторяемости лавин снеготаяния, также разработанная В.Ф.Околовым (1985), состоит в следующем. По данным наблюдений устанавливается, что массовый сход лавин возможен, когда в лавиносборах еще достаточно снега, а средняя суточная температура воздуха поднимается до 5°C . Число дней с такой температурой в пределах j -го месяца Nt_j связано со средней температурой этого месяца t_j зависимостью, показанной на рис.5.6. Она установлена по данным метеостанций СССР, расположенных на отметках выше 500 м.

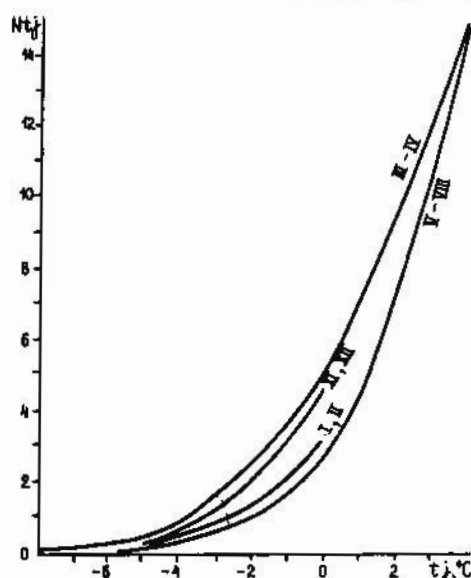


Рис.5.6. Зависимость числа дней со средней суточной температурой $+5^{\circ}\text{C}$ и более в j -й месяц Nt_j от средней температуры этого месяца t_j . У кривых подписаны номера месяцев

Степень лавинной активности. Такие карты составлены путем совмещения карт числа очагов на единицу длины дна долины и средней многолетней повторяемости лавин. Градации показателей на них образуют следующий граф:

Повторяемость лавин за год	Число лавинных очагов на 1 пог.км дна долины		
	более 5	5-1	менее 1
более 1	1	2	3
1-0,1	4	5	6
менее 0,1	7	8	9

Как видно, клетке № 1 соответствуют условия, при которых в среднем за год на 1 погонный километр дна долины может сходить более 5 лавин - "высокая лавинная активность", а клеткам № 6, 8, 9 - не более одной лавины - "низкая лавинная активность". Клетки № 2, 3, 4, 5 и 7 объединяют условия, соответствующие "средней лавинной активности".

На основе оценки точности исходных карт и сравнения - по некоторым районам - карт степени лавинной активности, составленных разными методами, можно полагать, что составленные изложенным выше способом карты вполне достоверны. Ни один из участков с истинной высокой степенью лавинной активности не отнесен к ареалам низкой активности и наоборот.

Средние многолетние суммарные за зиму объемы лавин из среднего по размерам лавиносбора. Методика составления этих карт предложена И.В.Северским (Северский, 1978; Северский, Благовещенский, 1983) по данным длительных крупномасштабных исследований, позволивших установить зависимость: $m_{cp} = 10 W_{max} \cdot F_{cp} \cdot K$, где m_{cp} - средняя многолетняя суммарная за зиму масса (в тоннах) лавин, сходящих из очага средних для данного района размеров; W_{max} - средняя многолетняя величина максимальных декадных снегозапасов, мм; F_{cp} - средняя по району площадь лавиносбора, га; K - коэффициент, указывающий долю сносимого лавинами снега и зависящий от величины W_{max} . Заметим, что для районов со средней повторяемостью лавин менее раза в год значение m_{cp} отвечает среднему объему единичных лавин.

При построении карт Атласа значение W_{max} определялось по величине максимальной декадной толщины снежного покрова h_{cp} с учетом того, что средняя плотность снега в лавиносборах обычно близка к 250 кг/м^3 . Величину F_{cp} можно определить по ее зависимости от глубины расчленения рельефа, установленной по материалам исследований на Западном Кавказе, в Заилийском и Джунгарском Алатау. Эта зависимость выглядит следующим образом (по Северскому, Благовещенскому, 1983, табл.13):

Глубина расчленения рельефа, м 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000

Площадь лавиносбора F_{cp} , га 1 2 4 6 9 12 17 22 27 33

Заметим, что площади отдельных лавиносборов могут вдвое отличаться от приведенных здесь величин F_{cp} .

Зависимость доли сносимого лавинами снега K от снегозапасов в лавиносборе W_{max} по данным наблюдений в Заилийском и Джунгарском Алатау по (Северский, Благовещенский, 1983, табл.12 и рис.30) такова:

W_{max} , мм 100- 150- 200- 250- 300- 350- 400- 450- 500- 550- 600- 650
 150 200 250 300 350 400 450 500 550 600 650
 K 0,05 0,11 0,18 0,24 0,28 0,33 0,37 0,40 0,42 0,44 0,46 0,47

Наблюдения охватывали разные климатические условия лавинообразования и большой диапазон средней многолетней максимальной декадной толщины снежного покрова - примерно от 40 до 260 см. Поэтому можно полагать, что указанные выше величины K близки к истинным для всех лавиноопасных районов.

Карты объемов лавин по данной методике составлялись следующим образом. По исходным картам снегозапасов и приведенным выше соотношениям W_{max} и K строилась карта произведений W_{max} . По топографической карте среднего масштаба и соотношениям глубины расчленения рельефа и площади лавиносбора вычерчивалась карта величин F_{cp} . Территория с разными значениями m_{cp} выявляется при совмещении названных карт. Величины m_{cp} переводятся в значения объемов с учетом того, что средняя плотность лавинных снежников обычно близка к 500 кг/м^3 .

Ошибки определения объемов лавин этим способом складывается из погрешностей перевода величин $h_{сн}$ в значения W_{max} с принятием постоянной плотности снежного покрова в лавиносборах 250 кг/м^3 , принятия величины K постоянной для всех районов и зависимости величин F_{cp} от глубины расчленения рельефа также постоянной для всех тех районов, для которых она не была учтена специальными исследованиями, построения исходных карт W_{max} или $h_{сн}$. Плотность снега в лавиносборах в действительности колеблется от 150 до 350 кг/м^3 , или $\pm 40\%$ от значения 250 кг/м^3 . Величину погрешностей, вызываемых тремя другими причинами, нет возможности оценить точно. Вероятно, мы не преуменьшим эти погрешности, если примем, что величина K в действительности отклоняется на $\pm 20\%$ от приведенного выше ряда ее значений; величина F_{cp} в разных районах может отличаться от приведенных ее значений в среднем на $\pm 30\%$; значения W_{max} на исходных картах снегозапасов отличаются от истинных в среднем не более, чем на $\pm 30\%$. В этом случае средние ошибки определения объемов лавин изложенным методом составят примерно $\pm 60\%$. При такой их величине и принятой градации объемов лавин - менее 10 тыс.м^3 , $10-100 \text{ тыс.м}^3$, более 100 тыс.м^3 - изображения районов с разными объемами лавин на картах Атласа оказываются достаточно достоверными. Можно полагать, что ни один район, где фактические средние многолетние значения суммарных за зиму объемов лавин из очага средних размеров превышают 100 тыс.м^3 , не закрашен на картах цветом, отвечающим объемам менее 10 тыс.м^3 и наоборот.

Дальнейшее развитие методов обзорного картографирования объемов лавин, как и в случае с другими показателями лавинной опасности, должно идти в сторону их уточнения. Возможно, что в число факторов, определяющих средние объемы лавин, следует ввести также характерную температуру, поскольку известно, что критическая толщина слоя снега, по достижении которой он обрушивается, зависит от температуры. Не исключено, что в методе И.В.Северского этот фактор учитывается в неявной форме через значения W_{max} и K таким образом, что районы с более высокими значениями W_{max} имеют более высокую температуру зимой. Если же дальнейший анализ убедит, что фактор температуры заслуживает особого учета, возможно, более удобным окажется отражение объемов лавин не через величины W_{max} и K , а через толщину обрушивающегося слоя снега, зависящую от W_{max} (или $h_{сн}$) и температуры. Хорошую связь объемов лавин с толщиной обрушивающегося слоя на примере Хибин показал В.Н.Аккуратов (Аккуратов, Нечаев, 1963).

По тем же причинам, что и в случае с повторяемостью лавин, желательна разработка пригодных для целей обзорного картографирования методов определения изменчивости их объемов, а также максимальных объемов лавин.

Факторы лавинообразования. Методика составления карт факторов лавинообразования для настоящего Атласа предложена Е.С.Трошкиной и В.В.Дзюбой с учетом генетической классификации лавин, разработанной в Проблемной лаборатории снежных лавин и селей ИГУ (табл.5.3). В этой классификации, предназначенной для использования при крупномасштабных исследованиях по прогнозированию лавин, отмечено семь одинарных факторов лавинообразования и девять сочетаний факторов. Для целей обзорного картографирования набор факторов по необходимости упрощен. Не разделены общие и низовые метели, температурное и ветровое разрыхление снега. Выпадение дождей как фактор лавинообразования объединено со снеготаянием, поскольку дожди случаются лишь при сильных оттепелях. Наконец, сочетания факторов, соответствующие типам лавин комбинированного происхожде-

Генетическая классификация лавин (по В.В.Дзюбе, 1983)

Класс лавин	Тип лавин	Подтип лавин
I. Лавины, вызванные увеличением сил, сдвигающих снег по склону, т.е. сингенетические	1. Лавины снегопадов 2. Лавины общих метелей 3. Лавины низовых метелей	-
II. Лавины, вызванные уменьшением сил, удерживающих снег на склоне, т.е. эпигенетические	1. Лавины температурного разрыхления снега 2. Лавины ветрового разрыхления снега 3. Лавины снеготаяния	а/ вызванные ослаблением связей в глубине снежной толщи б/ вызванные разрушением связей в поверхностном слое а/ вызванные образованием двухзонного по адгезионным свойствам снега б/ вызванные увлажнением снега до предела его водоудерживающей способности
III. Лавины, вызванные увеличением сдвигающих и уменьшением удерживающих сил, т.е. полигенетические	1. Лавины, вызванные дождями 2-10. Комбинированные лавины	- -

Типы лавин комбинированного происхождения

Причины увеличения сил, непосредственно сдвигающих снег по склону Длительно действующие причины уменьшения сил, удерживающих снег на склоне	Снегопад, С	Снегонакопление при общей метели, ОМ	Снегонакопление при низовой метели, НМ
Температурное разрыхление снега, ТР Ветровое разрыхление снега, ВР Ослабление сцепления, Т, в снеге при его таянии	2. ТР + С 5. ВР + С 8. Т + С	3. ТР + ОМ 6. ВР + ОМ 9. Т + ОМ	4. ТР + НМ 7. ВР + НМ 10. Т + НМ

ния, не введены в число основных, так как среди них уже оказались причины увеличения сил, непосредственно двигающих снег по склону.

Таким образом, к числу главных и хорошо различимых факторов лавинообразования отнесены интенсивные снегопады, метели, общие и низовые вместе, сублимационная перекристаллизация, объединяющая температурное и ветровое разрыхление снега, оттепели, весеннее и летнее снеготаяние, в том числе и сопровождаемое дождями. В разные годы в большинстве районов может действовать любой из этих факторов. Однако в среднем за много лет в каждом районе выделяются те или иные главенствующие и второстепенные факторы. Во избежание перегрузки карт факторов лавинообразования на них отражены лишь основные и дополнительные. При отсутствии фактических сведений о генетических типах лавин для большинства горных территорий выявить эти факторы можно лишь на основе знаний диапазонов общих климатических условий, в которых действует каждый из них. Суть метода обзорного картографирования факторов лавинообразования как раз и состоит в определении названных диапазонов. По результатам исследований В.В.Дзюбы (1983) и Е.С.Трошкиной (1980) с использованием данных Э.Г.Коломьца (1966), Кадастра лавин СССР (1984, 1985) и других источников, они оказались следующими (табл. 5.4).

По районам, для которых имеются прямые данные многолетних наблюдений за сходом лавин - Кавказ, Карпаты, горы Средней Азии, Камчатка, Альпы и др., карты факторов лавинообразования подготовлены на основе этих данных. Для других районов они составлены с использованием критериев из табл. 5.4 и разных общегеографических и климатических атласов. Сравнение карт, составленных двумя этими способами по разным районам бывшего СССР, показало вполне удовлетворительную достоверность второго способа.

Приблизительные климатические диапазоны проявления основных и дополнительных метеорологических факторов лавинообразования

Фактор	Условия, в которых он является основным*	Условия, в которых он является дополнительным
Снегопады	$t_{\text{ср}}$ от 0°C до $-20-25^{\circ}\text{C}$ при этом в зоне высокоствольных лесов - повсеместно, в неза лесенной зоне и в зоне разреженного кривостволья - если здесь $V < 3$ м/с при $h_{\text{ср}} > 70$ см или $V \leq 2$ м/с при $h_{\text{ср}} > 70$ см	$t_{\text{ср}}$ ниже $-20-25^{\circ}\text{C}$
Метели	$t_{\text{ср}}$ от $-2-5^{\circ}\text{C}$ до $-20-25^{\circ}\text{C}$ только в неза лесенной зоне или в зоне разреженного кривостволья, если здесь $V \geq 3$ м/с при $h_{\text{ср}} < 70$ см или $V \geq 2$ м/с при $h_{\text{ср}} > 70$ см	$t_{\text{ср}}$ ниже $-20-25^{\circ}\text{C}$
Сублимационная перекристаллизация снега	$t_{\text{ср}}$ ниже $-20-25^{\circ}\text{C}$	- t ниже -10°C (а на макросклонах, обращенных к экватору - ниже -15°C) при $h_{\text{ср}} < 70$ см и $V \leq 2$ м/с
Оттепели	$t_{\text{ср}}$ выше -5°C , $t_{\text{ср}}$ около 0°C , $h_{\text{ср}} > 70$ см	повсеместно, исключая районы с t ниже -15°C и $h_{\text{ср}} > 70$ см
Снеготаяние	повсеместно, где к моменту устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C сохраняется снежный покров: толщиной более 70 см, а другие факторы не действуют как основные	толщиной менее 70 см

* $t_{\text{ср}}$ и $t_{\text{ср}}$ - средняя температура воздуха самого холодного и самого теплого месяца, V - средняя за зиму скорость ветра, $h_{\text{ср}}$ - средняя многолетняя максимальная декадная толщина снежного покрова.

Карта климатических факторов лавинообразования на территории бывшего СССР отличается от аналогичных карт Атласа тем, что в ней предпринята попытка количественно оценить повторяемость лавиноопасных ситуаций, и указана относительная роль всех факторов лавинообразования в разных районах (диаграммами). Диаграммы построены на основе сведений, почерпнутых в десятках публикаций. Количественная оценка повторяемости лавиноопасных ситуаций выполнена с использованием методов В.Ф.Околова. При оценке повторяемости лавиноопасных ситуаций, вызываемых снегопадами, для большинства районов в качестве критической принята интенсивность осадков более 10 мм/сут, а для внутриконтинентальных районов с холодной зимой - Внутреннего Алтая, Восточного Саяна, гор Северо-Востока СССР, Таймыра, Забайкалья - более 5 мм/сут. В последнем случае имеется в виду, что снегопады интенсивностью 5-10 мм/сут, служат спусковым механизмом для лавин, подготовленных длительной сублимационной перекристаллизацией снега, - генетические типы П1-2 и Ш-5 по табл.5.3.

Проверка точности результатов расчетов выполнена путем их сравнения с данными прямых наблюдений. В районе Приэльбрусья за 1968-1978 гг. было отмечено 175 дней (85% от действительного количества дают расчеты - 150 дней) с лавиноопасными снегопадами. В Забайкалье количество лавиноопасных ситуаций типа Ш-2 и Ш-5 колеблется в пределах 2-6, по расчетам оно равно 2-8 за зиму. Рассчитанное число лавиноопасных ситуаций, связанных с зимними оттепелями, в Приэльбрусье на 10-20% больше фактического. На основе этих результатов можно полагать, что ошибка расчетного числа лавиноопасных ситуаций, изображенного на карте климатических факторов лавинообразования на территории бывшего СССР, в среднем не превышает $\pm 20-30\%$.

Задачи дальнейшего развития методов обзорного картографирования климатических факторов лавинообразования заключаются в уточнении критериев, изложенных в табл.5.4, выявлении факторов, вызывающих сход особо крупных лавин, разработке методов картографического изображения всего разнообразия факторов лавинообразования.

5.1.3. Оценка достоверности составленных карт, возможности и ограничения их использования

Карты лавинной серии изображают поля некоторых характеристик, осредненных в пространстве и времени. Хотя эти поля оконтурены на основе корреляции с полями реальных климатических показателей, все они абстрактны, поскольку отражают дискретные явления

- кратковременные сходы лавин в пространственно обособленных лавиносборах. Поэтому логичнее говорить о достоверности, а не о точности составленных карт. Их достоверность определяется точностью и объемом наблюдений за лавинами на ключевых участках, т.е. фактических данных, использованных для разработки косвенных методов картографирования; силой тех статистических связей между показателями и факторами лавинной активности, которые составляют суть примененных косвенных методов картографирования; точностью карт полей климатических и геоморфологических факторов лавинообразования, использованных как основа лавинных карт.

При построении лавинных карт использованы все ряды наблюдений за лавинами в бывшем СССР и многие по зарубежным территориям. Статистические связи между показателями и факторами лавинной активности, составляющие суть использованных косвенных методов картографирования, достаточно сильны, что доказано не только оценками коэффициентов корреляции, но и успешным их применением в практике средне- и крупномасштабной оценки лавинной опасности и оперативного прогноза лавин. Анализ точности карт может выходить за пределы компетенции авторов лавинных карт. Для всех районов подбирались новейшие карты факторов, по возможности близкие по масштабу составляемым лавинным картам. Все эти обстоятельства, а также сведения о результатах проверки достоверности лавинных карт позволяют заключить, что в целом последние вполне достоверно отражают пространственное распределение и порядок величин изображенных на них показателей. Погрешность количественной оценки показателей в каждой точке на каждой карте в общем не превышает половины диапазона между значениями показателей, подписанными на соседних изолиниях.

Из этого вытекают следующие возможности и ограничения использования серии лавинных карт Атласа. По ним с достаточной надежностью можно судить о границах территорий, где распространены снежные лавины, а в их пределах - о главных факторах лавинообразования и пространственных различиях изображенных показателей лавинной опасности, относящихся к очагам лотковых лавин и осредненных по времени за десятилетия, а в пространстве - по участкам площадью в сотни квадратных километров.

Сведения, которые составляют содержание этих карт, нельзя относить к отдельным лавинным очагам и зимам: их характеристики могут отличаться от фоновых в несколько раз, часто на порядок. Следует помнить, что на картах не показана лавинная опасность от мелких лавин для верхних участков склонов, а также обрушений снега с плоских и коротких склонов. Короткие склоны техногенного происхождения могут быть лавиноопасными и на равнинах, а естественные - вдоль обрывов речных и морских террас. Не изображены на картах и лавиноподобные явления, упомянутые в начале этой главы.

5.2. Распространенные и региональные особенности лавин

5.2.1. Лавиноопасные районы

Снежные лавины встречаются на всех континентах и во всех климатических поясах. Лавиноопасные районы занимают около 6% площади суши (рис. 5.7, табл. 5.5). На территории бывшего СССР на их долю приходится около 3500 тыс. км², или 15,6% общей площади, не считая районов, где лавины могут появиться вследствие антропогенных нарушений природной среды. В бывшем СССР находится 36,5% лавиноопасных территорий земного шара.

В Европе территории с разной степенью лавинной активности занимают примерно равновеликие площади. Нижняя их граница находится на уровне моря в Скандинавии, на Кольском полуострове, а также на островах - Исландии и в европейской Арктике. Она повышается к экватору и с востока на запад, по мере продвижения к районам со все более теплой зимой. Нижняя граница лавиноопасного пояса находится на отметках около 500 м в Карпатах и на Западном Кавказе, 1000 м в Кантабрийских горах, 2000 м в Андалузских горах и на Пелопоннесе.

Наиболее богата лавинами Азия. Примерно половина площади ее лавиноопасных территорий относится к районам низкой, одна треть - средней и одна пятая - высокой степени

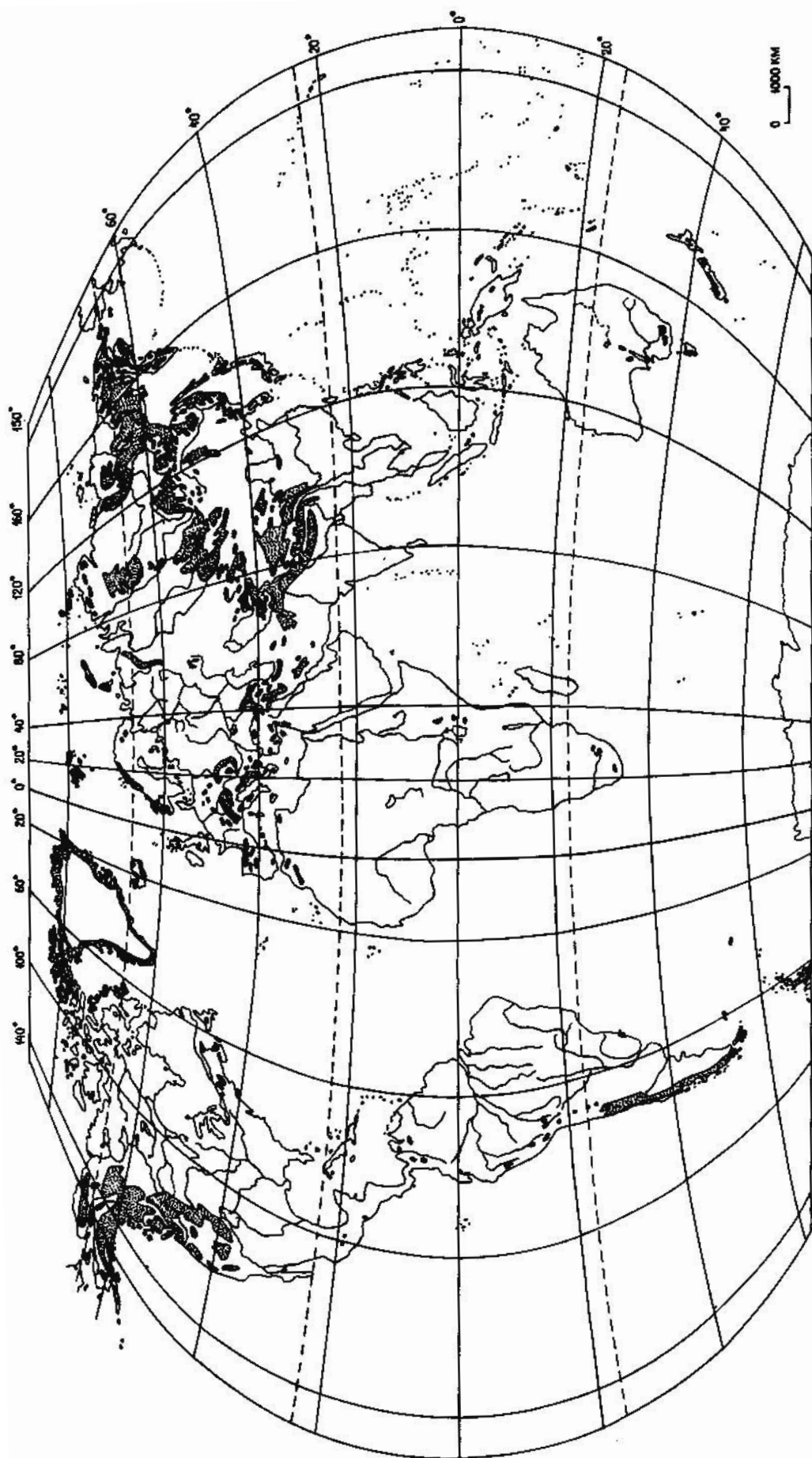


Рис. 5.7. Распространение лавиноопасных территорий

Площадь лавиноопасных территорий мира

Район	Лавиноопасная площадь, тыс. км ²	% от площади района	% от всей лавиноопасной площади суши
Зарубежная Европа, с островами	743	15,5	8,0
Зарубежная Азия, с островами	2540	10	27,5
Северная Америка, с островами	1670	8,2	18,1
Южная Америка	533	3	5,8
Африка	28	0,1	0,3
Австралия, Тасмания, Новая Зеландия, Новая Гвинея	58	0,7	0,6
Антарктида, с островами	181	1,3	1,9
Бывший СССР	3500	15,6	37,8
Вся суша	9253	6,2	100

лавинной активности. Нижняя граница лавиноопасных территорий повышается к экватору и от прибрежных районов к внутриконтинентальным. Ее отметки - на уровне моря на Чукотке и на островах азиатской Арктики, 200 м на Камчатке и на о. Хоккайдо, до 5000 м в Тибете.

В Африке лавины распространены на крайнем севере в горах Атласа, крайнем юге в Капских и Драконовых горах, а также на вулканических вершинах Кенни, Рувензори, Килиманджаро. Вследствие теплого климата нижняя граница лавиноопасных зон расположена весьма высоко - на отметках около 2000 м на севере, 3000 м в центральных и южных районах континента. Степень лавинной активности низкая повсеместно, за исключением наиболее высоких гребней гор Атласа, где есть участки со средней степенью лавинной активности.

В Австралии и на прилегающих островах Новая Гвинея, Новая Зеландия и Тасмания территории с низкой и средней степенью лавинной активности занимают соответственно более половины и примерно шестую часть всей лавиноопасной площади. Территории с высокой степенью лавинной активности находятся только на Южном острове Новой Зеландии и занимают более половины всей его лавиноопасной площади. Нижняя граница распространения лавин находится на отметках около 200-500 м на удаленных от экватора и наветренных склонах - о. Тасмания, крайний юго-запад Новой Зеландии - и повышается на подветренных склонах и в сторону экватора до 1000 м в Восточно-Австралийских горах и в Новой Зеландии и до 3000 м в горах Новой Гвинеи.

В Северной Америке районы с высокой степенью лавинной активности занимают около половины, а районы со средней и низкой степенью - примерно по четверти площади лавиноопасной территории. В Южной Америке половина площади лавиноопасных районов характеризуется низкой, остальная ее часть - примерно поровну - средней и высокой степенью лавинной активности. Горные цепи протянулись почти непрерывной стеной через множество климатических поясов. В их пределах отчетливо выражена зависимость высоты нижней границы лавиноопасной территории от широты, а также от положения горных склонов относительно направления господствующих ветров. В Северной Америке она постепенно повышается до 3000 м в южной части Сьерра-Невады, причем на подветренных (восточных) склонах местами оказывается на 1000 м выше, чем на наветренных. В Британской Колумбии и на Огненной Земле эта граница находится на уровне моря. В тропическом поясе Южной Америки она поднимается в сторону экватора до отметки 4000 м, а на подветренных склонах - и более, и вновь опускается в сторону экватора до 3000 м.

В Антарктиде, как и в Гренландии, почти полностью покрытых льдами, лавиноопасные районы окаймляют гористые побережья. На ближайших к экватору участках Антарктического полуострова степень лавинной активности - низкая, а на юге Гренландии - высокая. Для других районов характерна меньшая степень лавинной активности. В Антарктиде это горы северной части Земли Виктории и горы Элсуэрта. В прочих горных районах Антарктиды слишком мало осадков, чтобы здесь могли образовываться лавины.

5.2.2. Геоморфологические особенности лавиноопасных районов

На различные показатели лавинной опасности влияют абсолютная и относительная высота склонов, их наклон, микрорельеф поверхности, степень расчлененности и формы расчленения, топография участков, расположенных выше лавиносборов.

От абсолютной высоты склонов зависит повторяемость лавин: поскольку практически во всех горных районах мира количество твердых осадков возрастает с высотой, так же изменяется и частота схода лавин. Абсолютная высота отражается и в преобладании тех или иных климатических факторов лавинообразования. Относительная высота склонов, изменяющаяся от нескольких десятков до 2000-2300 м, влияет на степень генетического разнообразия лавин, достигающих подножий склонов, а также при прочих равных условиях - на массу и скорость их движения в зоне выката.

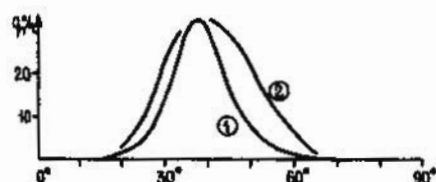


Рис. 5.8. Количество лавин Q в зависимости от угла наклона склона: 1 - по В.М.Сезину (1984) для Западного Тянь-Шаня, 2 - по Г.К.Тушинскому (1963) для Хибин и Центрального Кавказа

На повторяемость лавин влияет и наклон склонов (рис. 5.8). При прочих равных условиях лавины сходят наиболее часто со склонов с углом наклона около 40° . Для обрушения лавин с более пологих склонов требуется большая толщина снежного покрова. На более крутых склонах снег задерживается хуже и сносится вниз во время снегопадов и метелей непрерывными потоками или мелкими порциями, не достигающими размеров лавин.

Микрорельеф поверхности определяет силу сцепления с ней снежного покрова и тот нижний предел его толщины, по достижении которого возможен сход лавин. На скальных склонах, выглаженных ледниками, снег держится сравнительно слабо; лавины могут сходить здесь после первых же обильных снегопадов, а общая повторяемость лавин несколько больше - на 1-2 лавины в год, чем на неровных, например, крупноглыбовых курумовых склонах. Примеры склонов первого типа можно найти в Хибинах и Скандинавских горах, а вторых - в горах Северо-Востока СССР и Аляски.

Под степенью расчлененности и формами расчленения склонов в данном случае подразумевается развитость и морфометрия понижений в склонах, которые служат лавиносборами для лотковых лавин. Согласно типизации Г.К.Тушинского (1963), такими лавиносборами могут быть нивально-эрозионные лавинные формы - эрозионно-нивальные врезы, денудационные воронки - и гляциально-лавинные формы - кары и деформированные, т.е. преобразованные денудацией кары. Мнения о степени участия лавинного сноса в образовании этих форм различны. Одни авторы полагают, что лавины сносят до 1/5 обломочного материала в процессе углубления лавинного очага, и на этой основе считают денудационную роль лавин существенной. Эти выводы основаны на измерениях количества обломочного материала в лавинных снежниках. Другие авторы отмечают, что лавины захватывают обломочный материал не только и, возможно, не столько в лавинных очагах, сколько в расположенных ниже лавинных лотках и непосредственно на конусах выноса. Поэтому количество обломочного материала в лавинном снежнике не может служить мерой лавинной денудации лавинных очагов, и роль лавин в их образовании не велика (Мягков, 1967; Вацалова, Мягков, 1985).

В любом случае можно утверждать следующее. Очагами лотковых лавин служат формы рельефа, созданные в основном иными процессами денудации. Развитость этих форм - от узких эрозионных врезов до крупных и глубоких денудационных воронок и каров - зависит от возраста поверхности склонов, измеряемого тысячелетиями и десятками миллионов лет, их литологии, степени тектонической раздробленности и средней за время их существования скорости денудации, существенно зависящей от климата (рис. 5.9). Геоморфологически

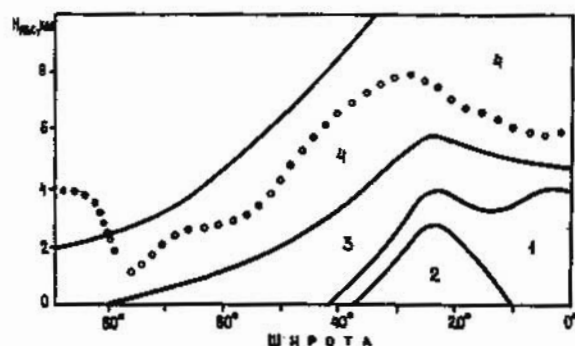


Рис. 5.9. Интенсивность денудации горных склонов (по Мягкову, 1979 г, с уточнением). Цифрами обозначены климатические зоны с характерными скоростями денудации: 1 - жаркая влажная, 0,1-0,2 мм/год; 2 - жаркая сухая, 0,2-0,4 мм/год; 3 - прохладная влажная, 0,5-0,6 мм/год; 4 - относительно теплая часть пояса вечных снегов, 0,5-0,1 мм/год

молодые склоны - а к таковым относятся первичнотектонические, сильно выглаженные ледниками и другие - местами могут быть совершенно ровными. С них обрушиваются "лавины нерасчлененных склонов". Другие участки молодых склонов уже покрыты множеством относительно узких первичных денудационных желобов - "эрозионных врезов", расположение которых обычно предопределено трещиноватостью горного массива. С увеличением геоморфологического возраста склонов первичные желоба преобразуются в денудационные воронки, угол расширения которых (составляемый бортами, расходящимися от устья) со временем растёт, а число воронок тем самым уменьшается до некоторого предела, зависящего от множества условий и факторов денудации. Первичные денудационные желоба и денудационные воронки составляют абсолютное большинство очагов лотковых лавин в горах всех широт. Если первичные склоны имели угол наклона больше угла естественного откоса рыхлообломочного материала, с увеличением их геоморфологического возраста угол наклона довольно быстро уменьшается примерно до 30° , а затем - медленно - до меньших величин. На представлении о существовании некоторых пределов угла расширения и угла наклона денудационных воронок и была основана попытка найти и использовать при составлении карт Атласа эмпирическую зависимость числа очагов лотковых лавин от относительной высоты склона.

По топографии участков, расположенных выше лавинных очагов, разделяются плосковершинные и островершинные горы. С плоских вершин снег сносится метелями в лавинные очаги, вследствие чего увеличивается повторяемость лавин.

Итак, при одинаковых современных климатических условиях набор генетических типов лавин, или факторов лавинообразования зависит от абсолютной и относительной высоты склонов; повторяемость лавин - от угла наклона склонов и островершинности или плосковершинности гор; густота сети лавинных очагов и объёмы лавин - от геоморфологического возраста и относительной высоты склонов, причем геоморфологический возраст зависит от литологии и прошлого климата.

Первая из трех названных зависимостей хорошо видна на картах климатических факторов лавинообразования как высотная поясность распределения преобладающих и дополнительных факторов. Повторяемость лавин, или лавиноопасных ситуаций при составлении карт определялась как функция только климатических факторов, которые сами изменяются с абсолютной высотой. Поэтому на картах повторяемости лавин хорошо читается лишь последняя зависимость: районы с наибольшей частотой их схода располагаются в самых высоких частях гор. Другие геоморфологические факторы повторяемости лавин могут быть показаны лишь на картах средних масштабов. На них было бы видно, как велика - при равных климатических условиях - повторяемость лавин для средних по возрасту горных склонов, имеющих наклон $30-35^{\circ}$, и как она уменьшается на более молодых, крутых и более древних выположенных склонах (см. рис. 5.8). Было бы видно возрастание повторяемости лавин примерно в 1,5-2 раза в долинах, прорезающих плоскогорья, особо - на участках, где повторяемость более 5 лавин в год.

Густота сети лавинных очагов и их средняя по размеру площадь (для вычисления объёмов лавин) определялись если не по прямым данным, то косвенно по однотипным их зависимостям от морфометрических показателей. На картах Атласа хорошо видно, что густота сети и объёмы лавин особенно велики в альпинотипных высокогорьях.

В целом же контуры территорий с разными по величине показателями лавинной опасности естественным образом повторяют границы крупнейших морфоструктур горных стран. Наиболее сложен рисунок контуров на территориях крупнейших горных систем мира - восточной части Альпийско-Гималайского пояса и североамериканских Кордильер. Они включают очень высокие и сильно расчлененные складчатые горы, образовавшиеся в последнюю, еще продолжающуюся кайнозойскую эпоху складчатости - Гиндукуш, Гималаи, прибрежные хребты в Кордильерах. Между или рядом с ними располагаются массивы, отвечающие области докайнозойской складчатости и представляющие собой более пологие и слабо расчлененные горы и плоскогорья, где лавинная опасность меньше, чем в молодых складчатых го-

рах. На краях этих массивов, обращенных к равнинам и сильно расчлененных эрозий в кайнозой, лавинная опасность вновь возрастает. Еще более осложняют рисунок контуров лавинной опасности в горах расположенные в их пределах крупные межгорные впадины и вулканические плато.

Почти столь же сложный рисунок контуров характерен для Памира, Тянь-Шаня, Алтая и Саян - горных стран, возрожденных дифференцированными блоковыми движениями в кайнозойскую эпоху на более древнем складчатом основании.

Более простые рисунки распределения показателей лавинной опасности разделяются на два типа: первый - с максимальными значениями показателей в центральных участках гор, второй - с меньшими значениями в центральных и с большими на окраинных участках гор. К первому типу относятся сравнительно узкие горные массивы, образованные или омоложенные в кайнозойскую эпоху складчатости; в это время образовались южноамериканские Анды, Алеутские острова, Срединный хребет Камчатки, Западно- и Восточно-Сахалинские горы, горы Японии, Новой Зеландии, а также Кавказ, Альпы и другие горы европейской части Альпийско-Гималайского пояса. К омоложенным горам этой категории на более древнем складчатом основании относятся Средний и Южный Урал, многие хребты в Забайкалье и на Северо-Востоке СССР.

Ко второму типу относятся сравнительно простые в морфоструктурном отношении горы, центральные районы которых тем или иным образом выровнены, менее расчленены в сравнении с окраинными. Вывороченность может быть обусловлена наличием здесь древних денудационных поверхностей, новейших вулканических покровов или ледниковых шапок. К первой группе относятся Полярный Урал, Бырранга, Сихотэ-Алинь, восточная часть Баффиновой Земли и другие возрожденные горы областей докайнозойской складчатости, Скандинавские горы, плато Путорана, западная часть Баффиновой Земли (поднятые участки платформ). Ко второй группе относятся Корьякское нагорье, горы Чукотки, к третьей - горы Новой Земли, Северной Земли, Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена, Гренландии, о.Элсмир, Исландии, Антарктического полуострова.

На приведенных в Атласе картах не могли быть полностью отражены все черты зависимости лавинной опасности от рельефа. Например, территориальное распределение лавинных очагов еще менее равномерно, чем отраженное на мелкомасштабных картах. Лишь в молодых складчатых горах густая сеть лавинных очагов довольно равномерна. В возрожденных складчато-глыбовых горах изменение густоты очагов в соседствующих речных бассейнах может быть двух-трехкратным. В горах названных структурно-тектонических типов различно и предельное количество лавинных очагов на погонный километр дна долины.

В возрожденных складчато-глыбовых горах густота сети очагов достигает 7-10 на 1 погонный километр; лавиносоры имеют относительно большой геоморфологический возраст и довольно хорошо развиты, особенно в районах, где в течение последних 1-2 млн лет царит климат, способствующий интенсивному физическому выветриванию - на Чукотке, Северо-Востоке СССР, горах Забайкалья и др. В молодых складчатых горах с их особо глубокими крутосклонными долинами густота сети очагов достигает 10-15 на 1 погонный километр; их формы менее совершенны. В платформенных горах, испытавших относительно меньшие поднятия в кайнозойскую эпоху, геоморфологический возраст денудационных форм рельефа наиболее велик, густота сети лавинных очагов редко достигает 6-8 на погонный километр. Но на склонах, сильно эродированных ледниками и тем самым полностью омоложенных, очаги лотковых лавин либо вовсе не успели образоваться, либо представляют собой слабо врезаемые желоба, число которых может местами превышать 20 на погонный километр. При сравнительно небольшой толщине снежного покрова такие лавиносоры срабатывают порознь, при большой - как единый, нерасчлененный лавиноопасный склон.

В целом геоморфологические условия лавинообразования, как видно из изложенного, имеют структурно-тектоническую и палеоклиматическую основу. Климат всегда зонален, но он - лишь один из факторов, определяющих тип, степень развития и густоту сети лавин-

ных очагов; другие же факторы - структурно-тектонический, литологический - аazonальны. Поэтому геоморфологические особенности лавинообразования в общем аazonальны. Зональные и гораздо лучше видны на картах Атласа климатические особенности лавинообразования.

5.2.3. Географические особенности факторов лавинообразования

Климатические условия лавинообразования определяются сочетанием температуры воздуха и количества осадков (см. табл. 5.4). Поэтому распределение факторов лавинообразования, повторяемости и других характеристик лавин отчетливо подчинено широтной зональности и высотной поясности (рис. 5.10). Можно выделить четыре высотных пояса: редких снегопадов, неустойчивого снежного покрова, устойчивого зимнего снежного покрова, вечных снегов. В пределах последнего выделяется область холодной горной пустыни, где осадки крайне скудны. Она проявляется лишь во внутриконтинентальных районах Антарктиды; на остальной части суши горы не достигают той высоты, на которой эта область могла бы проявиться. Первые два высотных пояса присутствуют лишь в горах, расположенных в субтропиках и ближе к экватору. Из-за отсутствия зим в экваториальном климатическом поясе в нем нет третьего пояса. На картах Атласа внешние границы лавинопасных территорий проведены в основном по границе между первым и вторым высотными поясами.

Пояс редких снегопадов охватывает территории со средней многолетней температурой самого холодного месяца приблизительно от $1-2^{\circ}$ до $4-5^{\circ}\text{C}$. При таких ее величинах возможны единичные дни с отрицательной температурой. Понижение температуры обычно вызывает вторжения холодных масс воздуха, которые сопровождаются довольно обильными твердыми осадками. Например, в субтропиках, в районе Батуми раз в несколько лет случаются снегопады, образующие снежный покров толщиной до 150-200 см, сохраняющийся несколько суток. В ближайших горах в это время сходят лавины, едва не достигающие черноморских пляжей. Подобные ситуации отмечаются также в горах Турции, на севере и юге Африки, юге Австралии.

Пояс неустойчивого снежного покрова включает территории со средней температурой самого холодного месяца приблизительно от 2° до -3°C для областей морского и от 1 до -5°C для областей континентального климата. Снежный покров появляется почти каждую зиму, но продолжительность его существования невелика и весьма изменчива. Как и в предшествующем поясе, обильные снегопады здесь выпадают при холодных вторжениях. Число их может быть довольно велико. Например, в Средиземноморье отмечается 10-15 дней со снегопадом, причем за 2-4 дня может образоваться покров толщиной до нескольких метров. Именно с такими событиями здесь, как и в предыдущем поясе, связано возникновение лавинопасных ситуаций. Второй характерный фактор нарушения устойчивости снежного покрова на склонах гор - таяние снега. Иногда в рассматриваемом поясе фактором лавинообразования может служить и метелевое перераспределение снега (рис. 5.11).

Наибольшая часть лавинопасных районов СССР и мира относится к поясу устойчивого зимнего снежного покрова. Он отличается и наибольшим разнообразием факторов лавинообразования - здесь действуют все факторы, отмеченные в табл. 5.4. С дальнейшим увеличением абсолютной высоты и переходом к поясу вечных снегов преобладающими стано-

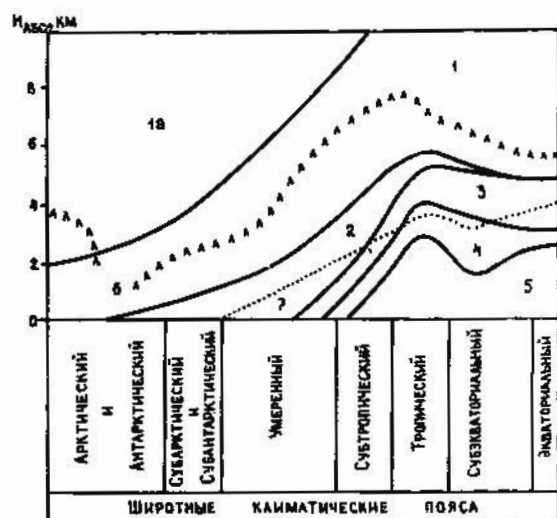


Рис. 5.10. Обобщенная схема высотных поясов лавинообразования. Пояса: 1 - вечных снегов, в том числе 1а - область холодной горной пустыни, 2 - устойчивого зимнего снежного покрова, 3 - неустойчивого снежного покрова, 4 - редких снегопадов, 5 - бесснежные территории, 6 - обобщенный уровень горных вершин, 7 - верхняя граница лесов

входят наиболее "холодные" факторы лавинообразования - метелевое перераспределение и сублимационная перекристаллизация снега.

В целом же в разных горных районах, как показывают карты Атласа, большинство лавиноопасных ситуаций создается при обильных снегопадах, особенно если они сопровождаются метелями. При прочих равных условиях число таких ситуаций наиболее велико, видимо, в нижней части пояса вечных снегов. Но для практических целей наиболее важен учет лавин в горах, относящихся к ниже расположенным поясам, так как и площади и освоенность этих гор больше, чем гляциального высокогорья. Опять-таки именно в горах, относящихся к трем нижним поясам лавинообразования, наиболее велика опасность антропогенного усиления лавинной активности - при вырубке лесов (см.рис.5.10).

Рассмотрим теперь некоторые особенности лавинообразования в разных географических поясах (табл.5.6). Практически нет такого пояса, в котором в какое-то время года не обрушивались бы снежные лавины. Хотя высочайшие вершины расположены в субэкваториальном и субтропическом поясах, наибольшего вертикального размаха пояс лавинообразования достигает в умеренном поясе. Суммы твердых осадков, косвенно указывающие на повторяемость лавин, больше всего в южных Гималаях, расположенных в субэкваториальном поясе и подверженных воздействию летних муссонов, и в Патагонских Андах, расположенных в умеренном поясе. Для режима выпадения твердых осадков и схода снежных лавин типичны следующие особенности.

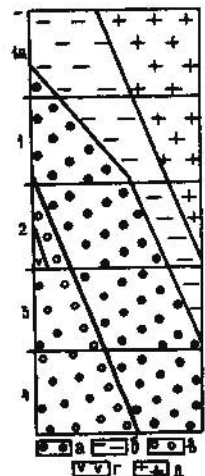


Рис.5.11. Преобладающие факторы лавинообразования в различных высотных поясах: а/ снегопады, б/ метели, в/ снеготаяние, г/ зимние оттепели, д/ сублимационная перекристаллизация снега. Высотные пояса лавинообразования обозначены теми же цифрами, что на рис. 5.10

Таблица 5.6

Некоторые характеристики условий лавинообразования по географическим поясам

Географические пояса	Абсолютные высоты, м			Размах пояса лавинообразования по высоте, м	Максимальная величина твердых осадков, см	Основные факторы лавинообразования	
	нижней границы пояса лавинообразования	снеговой линии	наивысших вершин			в нижней части пояса лавинообразования	в верхней части пояса лавинообразования
Экваториальный	3000-4000	4500-4800	5500-5800	2000-2300	20	снегопады, снеготаяние	снегопады, оттепели
Субэкваториальный	2000-4000	4500-5000	8000-8800	4300-4500	20	снегопады, снеготаяние	метели, снегопады
Тропический	4000-5000	4500-6500	6500-7000	3000-3500	20	снегопады, снеготаяние	метели, снегопады
Субтропический	200-4000	2000-6000	7000-8500	3000-5000	200-300	снегопады, снеготаяние	метели, снегопады
Умеренный с морским типом климата	0-1000	1500-2000	5000-6200	5000-6200	200-300	снегопады, снеготаяние	метели, снегопады
Умеренный с континентальным типом климата	0-1000	2500-4000	6500-7400	6500-7400	100-150	снегопады, сублимационная перекристаллизация снега	метели, сублимационная перекристаллизация снега
Субполярный и полярный	0-1000	0-2200	2700-5000	2700-5000	100-150	метели, снеготаяние	метели, сублимационная перекристаллизация снега

Экваториальный пояс, к которому принадлежат Эквадорские Анды и горы Новой Гвинеи, отличаются обилием осадков, их ливневым характером и незначительными температурными различиями теплого и холодного периодов. Снегонакопление и процессы, влияющие на устойчивость снежной толщи на склонах, зависят лишь от абсолютной высоты. В течение всего года в поясе вечных снегов отмечается ежемесячно около 15 дней с осадками на

фоне небольших отрицательных температур воздуха. Снежная толща развивается обычно по типу уплотнения и сохраняет устойчивость длительное время. Поэтому при одинаковой сумме осадков лавины сходят реже, чем в более холодных районах. С увеличением абсолютной высоты снег оказывается все более сухим, а лавины - все более частыми.

В субэкваториальном поясе, к которому относятся южные Гималаи, Венесуэльские Анды, а также вулканические массивы Кении, Килиманджаро и Рувензори, намечается некоторая сезонная изменчивость процессов лавинообразования, связанная с небольшими изменениями температуры и значительными осадками, причем летние осадки намного обильнее зимних и выпадают преимущественно на наветренных склонах. Вследствие этого в поясе вечных снегов наибольшая лавинная опасность отмечается летом. На большой высоте муссонные ветры бывают достаточно сильными, чтобы вызвать существенное метелевое перераспределение снега.

Тропический пояс в Центральных Андах отличается сухостью и еще более резким, 2-5-кратным различием сумм осадков на наветренных (восточных) и подветренных склонах. Нижняя граница пояса лавинообразования здесь располагается на самой большой в мире высоте - до 5000 м в Андах на подветренных склонах. Средняя толщина снежного покрова здесь невелика, поэтому в поясе вечных снегов значительная лавинная опасность может возникать лишь при метелях.

К субтропическому поясу относится большое число горных массивов - Пиренеи, Аппенины, Понтийский Тавр, Эльбурс, Каракорум, Тибет, западные и северные склоны Гималаев в Евразии, Высокий Атлас, Драконовы и Капские горы в Африке, Чилийские Анды и Кордильеры юго-запада Америки, южная часть Восточно-Австралийских гор и горы Северного острова Новой Зеландии. Многие из них едва достигают высотного пояса редких снегопадов или следующего за ним пояса неустойчивого снежного покрова. Зима в этом поясе существенно холоднее и влажнее, чем лето. Довольно обильные зимние осадки поступают в горы Северной и Южной Америки, а также востока Азии с Тихого океана, а в Африку, Европу и Центральную Азию - с Атлантического. Близкие к океану наветренные склоны существенно богаче твердыми осадками, чем удаленные от океана и подветренные. Например, на западных склонах Чилийских Анд обильные снегопады могут длиться до 7-10 суток и образовывать снежный покров толщиной до нескольких метров. Во внутриконтинентальных субтропических районах Евразии экстремальные снегопады связаны с усилением меридиональной циркуляции атмосферы.

В умеренном поясе расположены Кордильеры Аляски и Канады, Патагонские Анды и горы Огненной Земли, крайний север Антарктического полуострова, Южный остров Новой Зеландии, Исландия, а в Евразии - горы центральной и южной Скандинавии, Альпы, Карпаты, Кавказ, Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Становое Нагорье, Сихотэ-Алинь, Камчатка, а также острова Хоккайдо и Сахалин. В этом поясе, как и ближе к полюсам, нижняя граница зоны лавинообразования опускается до уровня моря. Поэтому по всем побережьям морей лавиноопасны даже относительно невысокие - 50-70 м - абразионные прибрежные уступы. Лавины могут возникать и на бортах различных техногенных выемок и карьеров.

В западные и центральные части материков основное количество твердых осадков приносят циклоны, а в восточные - муссоны. Еще более велика, чем в субтропиках, зависимость количества осадков и температуры воздуха от расстояния до океана. По этому признаку выделяются провинции с морским и континентальным климатом, особенно ярко в Евразии. Эти провинции отличаются и по ведущим факторам лавинообразования. В мало-снежных и холодных внутриконтинентальных районах - в Сибири, Средней Азии, Канаде - существенное значение имеет сублимационная перекристаллизация снега, а также метели. Для районов с морским климатом - Исландии, Скандинавии, Хоккайдо и др., типично образование лавин из свежеснежавшего снега. Для внутриконтинентальных районов характерно преобладание снегонакопления и соответственно лавинной опасности в предвесеннее время, тогда как в районах, расположенных ближе к океанам, снегонакопление распределяется более равномерно в течение всей зимы.

Субполярные и полярные пояса отличаются холодной зимой и малым количеством твердых осадков. Поэтому лавины здесь сходят существенно реже, чем в умеренных поясах, а ведущее место среди факторов лавинообразования занимает метелевое перераспределение снега. В субполярных районах температура от зимы к лету повышается очень резко и при еще сохраняющемся снежном покрове. Для этого периода характерно образование лавин за счет дружного весеннего снеготаяния; наблюдаются и водоснежные потоки - явления переходного типа между лавинами и селями.

Сказанное о малой повторяемости лавин относится к горным районам, включающим острова Арктики, горы Бырранга, Путорана, север Аляски и Канады, хребты Верхоянский, Сунтар-Хаята, Черского. На внешней окраине субполярного пояса - север Скандинавии, Хибин, Полярный Урал, Чукотка, Корякское нагорье, а также центральная часть Антарктического полуострова, повторяемость лавин по крайней мере в отдельные годы резко возрастает вследствие вторжения влагонесущих масс со стороны умеренного пояса. В горах Антарктиды, например, лавины крайне редки или отсутствуют вовсе из-за исключительной скудности осадков.

На основании изложенного выше, учитывая сезонное распределение разных типов воздушных масс, можно выделить четыре типа лавинного режима: полярный, субтропико-умеренный, тропико-экваториальный и муссонный.

Полярный тип характерен для полярного и субполярного географических поясов. Зимой здесь холодно, выпадает мало осадков. Существенное количество твердых осадков приходится на лето, поэтому в поясе вечных снегов возможен летний максимум повторяемости лавин. Сезонные изменения высоты нижней границы пояса лавинообразования относительно малы, особенно в полярном географическом поясе, так как сдерживаются низкими летними температурами воздуха.

Субтропико-умеренный тип лавинного режима характерен для одноименных географических поясов. Здесь теплее, твердые осадки обильнее и выпадают преимущественно зимой, вследствие чего имеет место зимний максимум повторяемости лавин во всех высотных поясах. Сезонные изменения высоты нижней границы пояса лавинообразования наиболее велики, так как обусловлены согласным ходом изменений температуры воздуха и сумм твердых осадков.

Тропико-экваториальный тип лавинного режима характерен для одноименных, а также субэкваториального географических поясов. Небольшой размах сезонных различий температуры воздуха предопределяет здесь почти постоянное положение нижней границы пояса лавинообразования. Повторяемость лавин также постоянна повсюду, кроме субэкваториальных горных районов, где преобладание летом влажных масс тропического воздуха ведет к появлению летнего максимума лавинной активности.

Муссонный тип лавинного режима свойственен соответствующим областям субэкваториального, субтропического и умеренного поясов. Вследствие сезонности муссонов он отличается летним максимумом осадков и повторяемости лавин в поясе вечных снегов. Величина сезонных колебаний нижней границы пояса лавинообразования значительна, но меньше, чем в областях субтропико-умеренного типа лавинного режима, так как сезонные изменения температуры воздуха и сумм твердых осадков влияют на положение этой границы противоположным образом.

Районирование горных территорий бывшего СССР по типам лавинного режима и факторам лавинообразования представлено на рис.5.12. При его разработке были использованы детальные сведения о генетических типах лавин, схема гляциологического районирования мира, и климатические карты Физико-географического атласа мира (1964). Границы климатических поясов и областей приведены на рис.5.12 с учетом зимних условий в горах, а для равнины - упрощено в сравнении с исходными климатическими картами.

На территории бывшего СССР выделяются пояса полярного, субтропико-умеренного и муссонного типов лавинного режима. Распределение факторов лавинообразования позволяет выявить в границах этих поясов горные территории, соответствующие как климатичес-

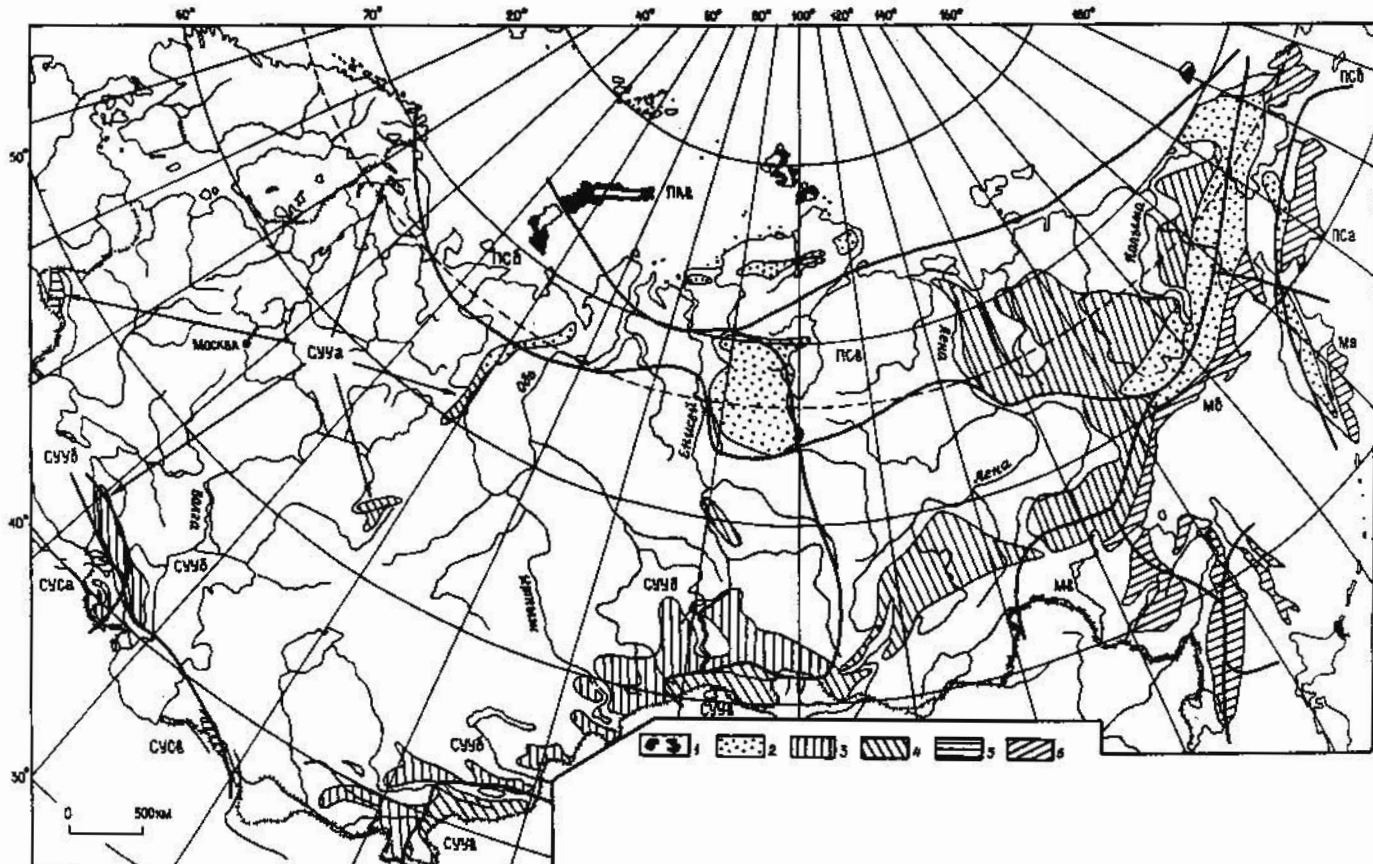


Рис.5.12. Районирование горных территорий бывшего СССР по типам лавинного режима и ведущим факторам лавинообразования. Большими буквами обозначены зоны лавинного режима: П - полярного типа, ПА - арктического подтипа, ПС - субарктического подтипа, СУ - субтропико-умеренного типа, СУУ - умеренного подтипа, М - муссонного типа. Малыми буквами обозначены районы со снежностью зим: а/ высокой, б/ средней, в/ низкой. Сочетания ведущих факторов лавинообразования показаны разной штриховкой и пояснены в тексте

ким поясам, так и разной степени снежности. Ведущие факторы лавинообразования в районах, показанных на рис.5.12 штриховкой, таковы: 1/ метелевое перераспределение снега и снеготаяние в поздневесеннее и летнее время; 2/ снегопады и метелевое перераспределение снега; 3/ снегопады, оттепели, весеннее снеготаяние; 4/ сублимационная перекристаллизация снега на относительно небольших высотах, метелевое перераспределение снега на больших высотах, повсеместно снеготаяние в поздневесеннее и летнее время; 5/ снегопады и снеготаяние, 6/ снегопады, метели, оттепели.

5.3. Проблемы обзорного картографирования и изучения географии лавин

В обозримом будущем наиболее острой останется проблема инженерно-географического изучения лавин: оценки лавинной опасности, разработки методов защиты от лавин, оптимизации приемов природопользования на лавиноопасных территориях. В решении этих вопросов географическое лавиноведение сопрягается с физико-техническими и экономико-географическими науками, а результаты изучения пространственно-временных особенностей лавин требуют картографического отображения (Тушинский, Мягков, 1980; Мягков, 1983; Инженерная география..., 1984). В инженерно-географическом отношении лавины следует рассматривать не только как одно из нивально-гляциальных явлений, но и как часть множества неблагоприятных и опасных для населения и хозяйства природных явлений, определяемых климатическими и геоморфологическими факторами.

Напомним, что включенные в Атлас карты повторяемости, объемов лавин и степени лавинной активности ориентированы на оценку опасности для линейных сооружений. В идеале же требуются обзорные карты, указывающие опасность для других видов сооружений и природопользования в экономических показателях, достаточно точные, причем опасность

не только лотковых лавин, но и других лавин и лавиноподобных явлений, меры защиты от которых сходны с противолавинными. Этими требованиями практики, очевидно, и определяются задачи дальнейшего развития обзорного картографирования, а опыт составления лавинных карт для настоящего Атласа в известной степени намечает пути решения названных задач. Рассмотрим их подробнее.

1. Оценка опасности лавин для населенных пунктов, горно-лыжных комплексов, ското-прогонных троп и пр. требует особых наборов показателей лавин. Скажем, для горно-лыжных комплексов обязателен учет даже мелких лавин, не достигающих дна долины. Для прогона скота на горные пастбища и обратно важны лишь снеголавинные условия начала и конца лавиноопасного периода. Для проектирования населенных пунктов имеют значение величины компактных, совершенно безопасных участков на дне долины. Сформулировать перечни этих показателей несложно.

Кроме осредненных по времени или пространству показателей лавинной опасности практически весьма ценны и характеристики их изменчивости. Поскольку имеются или легко могут быть получены данные об изменчивости факторов лавинообразования, картографирование изменений лавинной опасности принципиальных трудностей не вызывает.

2. Натурные показатели лавинной опасности применимы для расчета защитных мероприятий для отдельного лавинного очага. При использовании обзорных карт лавинной опасности для сравнения вариантов проектов они малоинформативны. Требуется экономическая оценка в виде укрупненных показателей стоимости противолавинной защиты, продолжительности лавиноопасных периодов, парализующих незащищенные дороги и т.п. Переход от натуральных к экономическим показателям вполне возможен, как это видно по работам Ю.С. Кожухова (1981), С.А. Ракиты (1983) и др. Главная проблема - в скудности экономико-статистических данных о стоимости противолавинных мероприятий и ущерба от лавин в разных природных условиях.

3. Обоснование необходимой и достаточной точности оценки показателей лавинной опасности пока отсутствует даже в применении к крупномасштабной ее оценке. Тем более не решен этот вопрос относительно задач обзорного картографирования лавин. Если учесть, что в практике проектирования существенной считается разница в стоимости вариантов проектов, превышающая 20%, последнюю величину можно принять за оценку необходимой и достаточной точности определения показателей лавинной опасности на обзорных картах. Если речь идет о таких синтетических показателях, как степень лавинной активности, то необходимая и достаточная точность определения входящих в них частных показателей повышается до $\pm 15-20\%$. Это - идеал, не доступный в серии представленных в I-ом томе лавинных карт.

В целом пути повышения точности методов обзорного картографирования ряда показателей лавинной опасности сводятся к следующему: уточнению корреляции лавинного показателя с лавиноиндикационными факторами климата и/или рельефа; в некоторых случаях усложнению корреляции введением в нее дополнительных факторов; как варианту усложнения дифференциации полученных корреляций по граничным условиям их успешного применения и поиску дополнительных корреляций для иных условий.

Для того, чтобы довести точность обзорного картографирования лавин до желаемого уровня, необходимо главным образом целенаправленное совершенствование информационной базы - программ и методик наблюдений за лавинами, форм накопления, обработки и распространения фактических данных.

4. Включение в обзорные карты сведений об опасности лавин с плоских склонов, мелких лавин, лавин с коротких, в том числе техногенных, склонов в принципе сложностей не вызывает. Вопрос о том, следует ли изображать опасность этих разновидностей лавин, скорее лежит в сфере содержания, чем методики составления обзорных карт. Разработка методов обзорного картографирования лавиноподобных явлений, особенно водоснежных потоков, распространенных весьма широко, упирается в недостаток знаний о механизме и

условиях их образования. О водоснежных потоках мы пока знаем примерно столько же, сколько знали о лавинах 40-50 лет назад.

В свете сказанного становятся яснее задачи изучения пространственно-временных особенностей лавин. Это - районирование по величине и изменчивости показателей лавинной опасности, а также по климатическим факторам лавинообразования. Районирование необходимо для уточнения и детализации обзорных карт. Весьма привлекательной его целью служит также определение территорий, для которых приемлемы известные или вновь создаваемые методы оперативного прогноза лавин и крупномасштабной оценки лавинной опасности. Эти методы создаются ценой больших трудов по данным наблюдений на ограниченных территориях. Их авторы, как правило, не указывают пределы природных условий, в которых предлагаемые методы дают достаточную точность. Во вновь осваиваемых районах такие методы приходится разрабатывать заново. Между тем можно полагать, что для некоторых, если не для всех новых районов можно подобрать уже известные методы крупномасштабной оценки лавиноопасности и оперативного прогноза лавин. Например, составленные для настоящего Атласа карты климатических факторов лавинообразования уже представляют собой карты районирования методов прогноза лавин в той мере, в какой применимость методов прогноза ограничена климатическими условиями, отраженными в табл.5.4. Детализация этой таблицы и соответствующей карты и есть путь более дробного районирования методов прогноза лавин.

Таким образом, разработка теории районов-аналогов по факторам лавинообразования (Дзюба, 1983; Дзюба и др., 1984; Мягков, Северский, 1986) и - наоборот - теории репрезентативности хорошо изученных районов представляются важнейшим направлением изучения географии лавин как опасного явления природы.

Глава 6. МОРФОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВ

6.1. Исходные материалы, способы расчета для карт Атласа

Составление морфологических карт ледников более чем любой другой вид гляциологического картографирования опирается на имеющиеся картографические материалы, из которых наибольший интерес представляют топографические карты. Наиболее пригодны те из них, на которых изображаются границы языков и фирновых областей ледников, рельеф их поверхности в горизонталях и его формы - ледниковые трещины и ледопады, огивы, моренное покрытие, снежный покров, гидрографическая сеть. Эти характеристики более или менее полно отражаются на картах масштабов 1:25 000 - 1:250 000, которые используются в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира для составления морфологической нагрузки трех групп карт разного территориального охвата и масштаба: отдельных ледников и ледниковых массивов (1:25 000 - 1:250 000), ледниковых районов (1:600 000 - 1:1 500 000), ледниковых областей (1:1 500 000 - 1:5 000 000).

Для морфологической характеристики отдельных ледников и ледниковых массивов на территории бывшего СССР используются советские топографические карты, изданные в 1950-х годах и позже. Их содержание, определяемое инструкциями и системой условных обозначений, предусматривает отображение почти всех необходимых элементов, однако карты имеют ряд недостатков (Акифьева, 1964; Лабутина, 1969), главным образом в показе границ закрытых мореной концов ледников и расширении площадей ледников за счет включения в контур области питания заснеженных склонов и снежников. Выявленные недостатки карт корректируются с помощью аэро- или космических снимков, а также каталогов ледников.

Из зарубежных топографических карт оледенение лучше всего представлено на швейцарских топографических картах, особенно их третьем поколении, созданном после второй мировой войны. Хотя на них и не предусмотрен отдельный знак границы ледников, точное и выразительное изображение рельефа с применением трех цветов для горизонталей и условных знаков скал, обломочного материала, гидрографической сети и особенностей по-

верхности льда в большинстве случаев позволяют их определить, так же как и границы распространения морен последней стадии оледенения (Лабутина, 1969).

Дополнительным источником нередко служили карты отдельных ледников, составляемые специально, как правило, стереофотограмметрическим способом. Правда, на них далеко не всегда показываются границы ледников, вуализуемые примыкающими к последним сезонными снежниками, и не выделяется снежный покров на льду или фирновая линия.

При работе над Атласом по топографическим картам и материалам космических съемок впервые получены достоверные контуры оледенения разных горных районов в мелких масштабах. С этой целью использовались в основном карты масштабов 1:50 000 и 1:100 000 для территории бывшего СССР и Европы, 1:250 000 для Северной Америки, поэтому исходный топографический материал часто приходилось уменьшать в 10 раз, что создавало трудности при генерализации контуров и переносе изображения на основу.

В существующих общегеографических атласах и на мелкомасштабных общегеографических картах до настоящего времени оледенение должно не отражалось. При работе над данным Атласом первостепенное значение имели справочная карта СССР масштаба 1:2 500 000 (Карта СССР, 1966) и советский Атлас мира 1967 года, дополнительным материалом для морфологического картографирования ледников служили фотографические снимки с пилотируемых кораблей и орбитальных станций с разрешением в десятки метров и сканерные снимки высокого разрешения, около 100 м, с ресурсных спутников.

Для морфологического картографирования ледников использовались и созданные ранее мелкомасштабные карты контуров ледников и крупномасштабные тематические гляциологические карты. В числе первых обзорные карты на территории Канады (Glacial map, 1964-66) и Скандинавии (Atlas over... 1969, 1973), составленные с использованием крупномасштабных топографических карт. Они с большой тщательностью передают контуры ледников, не приводя каких-либо их характеристик. Более раннее собрание - Атлас ледников Филда (Field, 1975) - имеет большое значение как сводка глобального масштаба, но использует старые и разновременные источники.

Лишь для некоторых ледников создавались крупномасштабные тематические серии карт: это 11 репрезентативных ледников Норвегии, ряд ледников Альп - Рониский, Хинтерайсфернер, Фернагтфернер, Зоннблик, Сен-Сорлен, Грис, Лиммерн, ледники Канады и США - Салмон, Уайт, Мулдроу, Вулверин, Атабаска, Южный Каскадный, Блу, Нискуолли и др. Серии карт ледников, издаваемые в приложении к Fluctuations..., 1967, 1973, 1977, 1983, 1987, состоят из 2-3 карт масштаба 1:5 000 - 1:10 000 и созданы по материалам аэрофотосъемки на определенный год. На них дана подробная характеристика рельефа ледниковой и коренной поверхности, положения концов ледников в разные годы, уменьшение или увеличение площади ледника, выраженное в смещении горизонталей. Ценную информацию представляют весьма редкие в этой серии карты, на которых совмещены рельеф ледникового и подледного рельефа, составленные по материалам сейсмо- и радиозондирования.

Атласы, содержащие хотя бы частично гляциологическую тематику, к настоящему времени немногочисленны. Можно назвать лишь три советских: Атлас ледников Эльбруса (1967), Атлас Антарктики (1966) и Атлас Арктики (1986).

Первый, созданный по материалам комплексных гляциологических исследований на Эльбрусе в период Международного геофизического года, содержит всестороннюю характеристику условий и факторов оледенения, его современного состояния, изменений и истории развития, роли влияния ледников на приледниковые ландшафты. Специальные и общегеографические карты оледенения всего этого горно-ледникового района, отдельных ледников и прилегающей территории послужили основой разработки листов "Эльбрус" в региональной части I-го тома Атласа (см. с. 101-105).

В настоящем Атласе использованы также несколько карт из Атласа Антарктики, откорректированных по новейшим материалам. Они характеризуют некоторые районы Антарктического материка, изученные в 50-х и 60-х годах (см. например, с. 320-323 I-го тома Атласа). При картографировании Арктического региона использованы критически пересмотр-

ренные карты раздела "Оледенение и вечная мерзлота" из Атласа Арктики, охватывающие Землю Франца-Иосифа, Новую Землю, Северную Землю, северную Аляску (см. с. 80-82 и 280 I-го тома Атласа).

При составлении морфологических и ряда морфометрических карт ледников, особенно среднего и мелкого масштаба, большую помощь оказали каталоги ледников. В них всегда определены морфологические типы ледников, их принадлежность к определенному гидрологическому району, экспозиция, длина, площадь, высота высшей и низшей точек ледников, площадь морены, часто объем льда, высота фирновой линии (границы питания) и способ ее определения, площади области абляции на обозначенную дату и другие сведения.

Для получения крупномасштабных морфологических карт ледников использовались иллюстрации из литературных источников, особенно тех, где был помещен линейный масштаб. С их помощью удавалось лучше передать закономерности рисунка ледниковых трещин, распространение и степень покрытия ледника мореной, особенностей ледникового ложа и т.д.

Для территории бывшего Советского Союза широко использовались итоговые монографии по результатам Международного геофизического года (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973; Оледенение Новой Земли, 1968; Оледенение Урала, 1966) и Международного гидрологического десятилетия (Ледник Джанкуат, 1978; Ледник Абрамова, 1980 и др.). Ряд сведений по леднику Медвежьему (Памир) был взят из монографии "Пульсирующие ледники" (Долгушин, Осипова, 1982). Для уточнения морфологических карт среднего масштаба использовалась монография А.С.Шетинникова "Оледенение Гиссаро-Алая" (1981), а в исключительных случаях, например для ледников Африки и Новой Гвинеи - иллюстрации из отдельных статей зарубежных авторов.

6.2. Морфологическая классификация ледников

6.2.1. Многообразие морфологических классификаций

Морфология ледника определяется историей его развития и отражает основные особенности режима, в то же время оказывая на него существенное влияние. Размер и форма ледника, положение относительно подстилающего рельефа, форма подледного ложа и их связь с ледником определяют морфологическое разнообразие ледников, существующее в природе.

Первыми, еще на ранней стадии развития науки, появились морфологические и географические классификации ледников, отразившие лишь те черты их строения, которые легко фиксировались исследователями визуально, без применения инструментов: размеры, форма, положение в рельефе.

В 1779 г. С.Соссюр на основе исследований ледников Монблана предложил классификацию из ледников первого и второго порядка - соответственно долинные и висячие (Тиндаль, 1866). В первой половине XIX в. были определены главные морфологические части ледника. Рандю выделил две области - верхнюю (ледниковый резервуар) и нижнюю (ледник истечения). Л.Агассис, изучая строение поверхности ледника, трещины и их распространение, предложил различать области плотного льда (язык), фирна и снеговых полей (склоны фирновой мульды). Первым и существенным условием образования ледников в горах он считал строение горных долин.

С расширением исследований в полярных районах появились классификации ледников по географическому принципу: А.Гейма в 1884 г. и Ш.Рабо в 1897 г. (Калесник, 1963), где выделялись три группы ледников: альпийский тип (у обоих авторов), скандинавский и гренландский у Гейма, альпийско-норвежский и полярный у Рабо. Общим признаком подобных классификаций были размер, географическое положение и форма вмещающего рельефа. Типы ледников обычно называли по их преобладающему географическому распространения альпийский, скандинавский или норвежский, кавказский, туркестанский, аляскинский, гренландский и т.п.

Шагом вперед была классификация Е.Дригальского по степени зависимости оледенения от рельефа (Drygalski, 1897). Он разделил ледники на два класса: материковые и горные, выделив в первом материковый лед и ледяные потоки, а во втором - горные ледни-

ки, которые приспособились к своему ложу. Вскоре ледники, форма которых не зависела от рельефа и определялась собственным режимом, называли покровными с подразделением на ледниковые щиты, выводные ледники, ледниковые купола, шельфовые ледники и т.д.

В 20-30-х годах нашего столетия появились генетические классификации ледников. Их первыми авторами были Райт и Пристли (Wright, Priestly, 1922), В.Хоббс (Hobbs, 1935), Я.С.Эдельштейн и С.В.Калесник (Калесник, 1934). Основным признаком для выделения континентального ледника Райт и Пристли считали большие размеры и погребенность коренного рельефа. Они выделили четыре основные формации в зависимости либо от преобладания той или иной области ледника: питания, переноса и стока либо когда эти три области уравновешены. В основу классификации Хоббса была положена идея развития ледников и понятие о цикле оледенения. Зачаточную форму ледников автор назвал нивационными, затем следуют ортодендритовые и дендритовые-переметные, а при увеличении масс льда переметные ледники проходят стадии: шпильбергенского типа, ледниковой шапки и, наконец, ледникового щита. В тех же условиях питания на низменности ширококонечные ледники, объединяясь, превращаются в ледники подножия или предгорные.

Классификация Э.С.Эдельштейна подразделяет ледники на "эмбриональные" - с преобладанием области питания, нормальные - с большей или меньшей степенью равновесия, гипертрофированные и, наконец, рудиментарные ледники, образующиеся в регрессивной стадии ледникового цикла - всего 15 типов.

Морфологическая классификация ледников Х.Альмана (Ahlmann, 1948) основана на процентном распределении площади ледников по высоте. Он объединил 11 типов ледников в три большие группы, отличающиеся формой и направлением движения льда: ледники в форме обширных щитов с направлением движения льда от центра - материковый лед, ледниковая шапка, нагорный лед; ледники, приуроченные к руслам - долинные, сетчатый, крутобокий, каровый, плавучий ледниковый язык; ледники в форме плит разного размера у подножия оледенелых районов - предгорный, ширококонечный, шельфовый.

Известны также классификации Ф.Виссера (Visser, 1933, 1938), который принял морфологическую номенклатуру долинных ледников вместо географической, и Ф.Метсиса (Matthes, 1942), связавшего морфологические типы с механизмом их движения. В классификации Р.Клебелсберга (Klebelberg, 1948) выделены три класса наземных ледников - покровные, горные и оканчивающиеся в море, причем для первых двух отличительным признаком служит отношение к подстилающему рельефу: покровные в отличие от горных от него не зависят. Близка к предыдущей классификация Дж.Чарльзворта (Charlesworth, 1957), который для выделения групп ледников ввел дополнительный признак, касающийся их высотного положения: ледники возвышенных стран (аналогичные покровным в классификации Клебелсберга), горные и ледники низменностей.

По мере развития науки и расширения области исследований количество типов ледников в морфологических классификациях возрастало. Современные классификации базируются прежде всего на результатах исследований Международного геофизического года. П.А.Шумский (1962) предложил классификацию, основанную на количественном соотношении сил стока и растекания в движении ледника. Выделено четыре типа: ледники стока или горные, где сила стока составляет 100% движущей силы, их форма и движение полностью определяются рельефом местности; горно-покровные - термин был применен впервые, где сила стока 50-100% от движущей силы; переметные ледники, неправильные покровы, тонкие на возвышенностях, мощные в долинах и котловинах; покровные ледники, где сила растекания составляет до 50-100% от движущей силы, - это оледенение шпильбергенского типа, ледниковые покровы с центром растекания на возвышенностях ложа; ледники растекания, где сила растекания составляет 100% движущей силы, они совсем не зависят от рельефа ложа и располагаются над впадинами ложа.

Попытка систематизации существующих классификаций сделана в Руководстве по составлению Каталога ледников СССР (1966), причем горные и покровные ледники в нем рассмат-

риваются раздельно ввиду принципиальных различий в характере подстилающего коренного рельефа и движения льда.

Морфологическая классификация горных ледников включает 17 основных типов, которые в зависимости от формы и степени заполнения рельефа имеют свои подтипы. Например, среди каровых ледников выделяются асимметричные каровые, присклоновые каровые, цирковые и т.д. В классификацию включены ледниковые комплексы - простейшие, которые составляют переметные долинные и переметные висячие ледники, и сложные комплексы, образованные ледниками плато.

Среди покровных ледников выделены два основных класса: островные и континентальные, а их морфологически разные части - выводные ледники и ледниковые купола - в свою очередь подразделяются по степени сложности на простые и сложные. Сложное или простое ледниковое поднятие, имеющее громадные размеры, названо ледниковым щитом. Особо выделены шельфовые ледники. Представленные в этой классификации 30 типов легко объединяются в группы, близкие по своим особенностям, что было учтено при разработке морфологической классификации, используемой в настоящем Атласе.

Строительностью отличается морфолого-динамическая классификация покровных ледников, разработанная М.Г.Гросвальдом и В.Л.Мазо (1980), где выделены три основных ледниковых типа, исходя из принципиальных особенностей соотношения наземной и находящейся ниже современного уровня океана частей покровов: наземный, "морской" и плавучий.

Параллельно с созданием Атласа снежно-ледовых ресурсов мира велась работа над Гляциологическим словарем (1984), в котором В.М.Котляковым составлена таблица, показывающая положение и соподчиненность ледников разных типов (с.288). Этой таблице в основном следует и морфологическая классификация, принятая в Атласе.

Существующие различия ледников часто затрудняют определение их типа. В разных морфологических классификациях один и тот же тип ледников может быть отнесен к разным типам. Многомерная матричная классификация, используемая во Всемирном каталоге ледников (Müller a.o., 1977), позволяет привести в единую систему тип ледника, его форму, характеристику фронта, продольный профиль, источники питания, активность языка, что обогащает и разнообразит сведения о каждом леднике.

Оптимальность каждой классификации определяется при ее использовании. Каталог швейцарских ледников (Müller a.o., 1976) был первый из серии Всемирного каталога, в котором матричная система прошла испытание. Однако, несмотря на широкую систему характеристик для определения типов, их оказалось недостаточно, чтобы определить все. Часто тип ледника оставался не определенным, и в этом случае при составлении морфологических карт приходилось прибегать к крупномасштабной карте.

6.2.2. Классификация, принятая в настоящем Атласе

В морфологической классификации, принятой в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира, учитывались существовавшие ранее классификации, особенно приведенная в Гляциологическом словаре (1984). Однако картографическая интерпретация гляциологических объектов имеет некоторые особенности. Несмотря на разительную разницу в размерах объектов, в основу классификации был положен замкнутый в плане контур изображаемого объекта, в связи с чем было введено понятие ледникового комплекса, который может включать ледники разных морфологических типов. Замкнутый контур, помимо точной передачи формы объекта на карте, всегда через масштаб передает его величину, что существенно для определения морфологического типа. Важное значение имеют толщина ледника, абсолютная высота залегания объектов, уклоны подстилающей поверхности и соотношение протяженности всего объекта по вертикали с его толщиной. В данной морфологической классификации не нашли место возрожденные ледники, указанные в Гляциологическом словаре (1984), покровные ледники не разделяются на наземные и "морские" (Гросвальд, Мазо, 1980). На картах ледникового ложа всегда показывается нулевая горизонталь, хотя в строении поверхности ледника и его толщи никаких изменений не отмечается. Основная часть плавучих ледников в морфологической классификации относится к шельфам.

Картографические изображения основных морфологических типов помещены на двух страницах Вводной части I-го тома Атласа (с.46-47) и широко представлены в фотографиях разных ледников в отдельном разделе I-го тома (с.357-372).

Известно, что в природе ледники разных природных областей Земли разительно отличаются по своим размерам. Площади небольших горных ледников в десятки раз меньше площади обширных ледниковых покровов Гренландии или Антарктиды. Необходимость рассмотрения в единой классификации небольших ледников вместе с обширными и сложными вызвано условием выделения единицы классификации картируемых объектов в своем большинстве при помощи замкнутого контура. Этот контур может выделять ледник одного морфологического типа либо объединять группу ледников разных морфологических типов.

Исторически сложилось так, что названия горным ледникам давались обычно в пределах замкнутого контура, тогда как из-за нечеткости границ и больших размеров покровных ледников названия получают их отдельные части: ледниковые шиты, купола, устьевые части выводных ледников и т.д. В то же время границы между выделенными частями на местности и на картах часто невозможно точно обозначить, и все попытки выделить границы внутри замкнутого контура при составлении карт Атласа оказались мало эффективными. Не удалось подразделить покровные ледники и по гидрологическому принципу, т.е. объединить приустьевые участки выводных ледников со всем ледниковым бассейном истечения.

В связи с этим было введено понятие *ледниковый комплекс*, границы которого всегда совпадают с границами замкнутого контура и в который могут входить ледники разных морфологических типов.

Все разнообразие морфологических типов ледников, используемых в Атласе, объединено в следующей классификации (табл.6.1). Выделено три класса ледников: покровные, горно-покровные и горные. Горно-покровные ледники, ранее рассматривавшиеся как некая неширокая прослойка между покровными и горными, выделяются в самостоятельный класс, что вызвано их широким распространением и в горных районах, и на невысоких поднятиях рельефа.

Три класса ледников образуют восемь групп, каждая из которых объединяет не менее двух морфологических типов ледников суммой около 20. Большинство из них делится на подтипы. Морфологические типы ледников и ледниковых комплексов выделены по следующим основным показателям: форма, величина и толщина объектов, рельеф и уклоны подстилающей поверхности под объектом, абсолютная высота залегания объекта, соотношение вертикальной протяженности объекта с его толщиной.

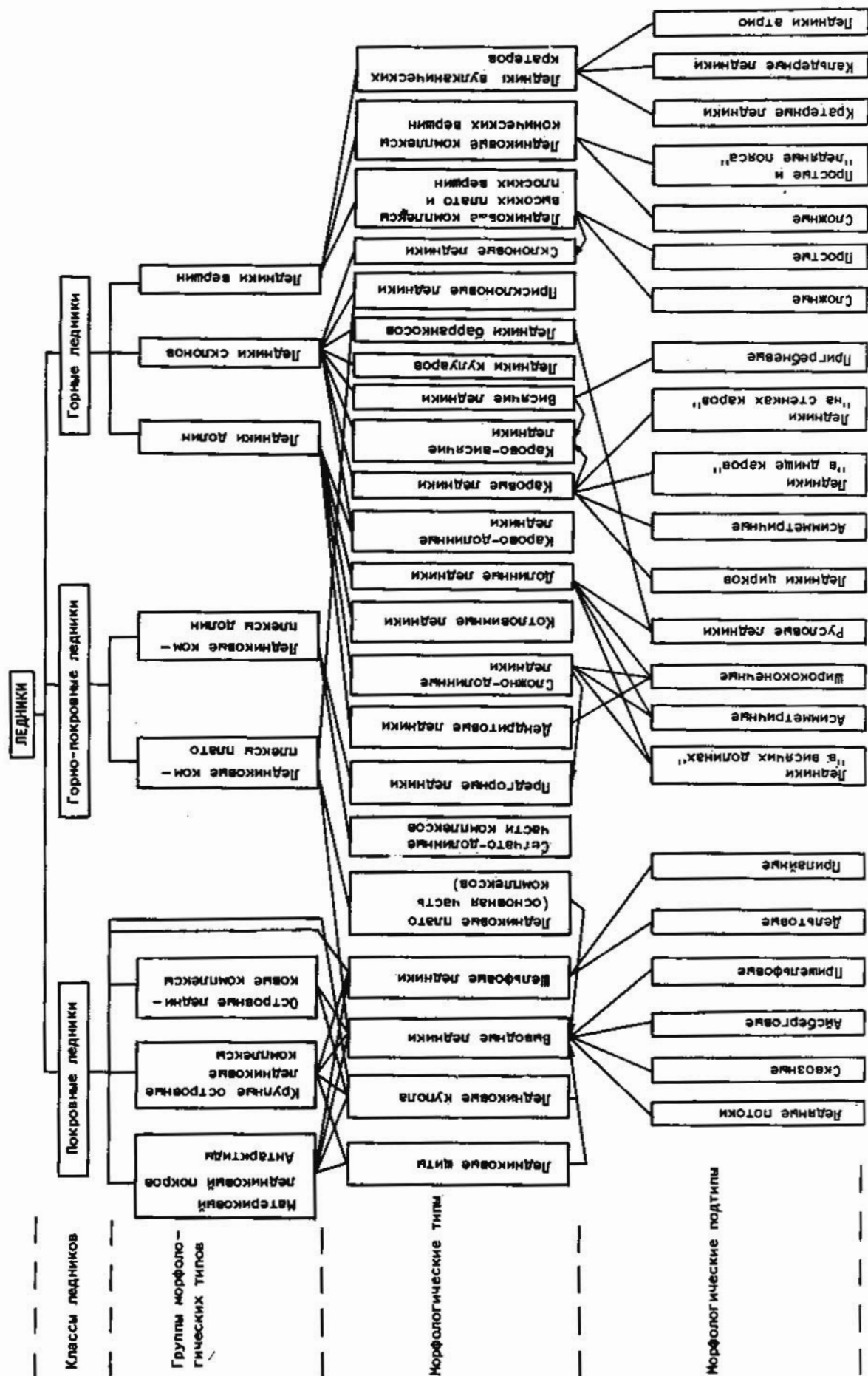
Форма объекта - одна из основных характеристик морфологического типа. Однако всегда необходимо учитывать величину объекта, его плановые размеры и толщину. Так, не могут быть названы дендритовыми ледниками соответствующие им по форме образования, если их площади достигают только нескольких десятых квадратного километра, или ледниковыми плато - округлые по форме многолетние небольшие пятна снега в полярных районах на выровненных поверхностях подстилающего рельефа.

Толщина ледников разных классов заметно отличается друг от друга: у покровных она составляет 180-3060 м, горно-покровных - 150-560 м, а горных - 10-90 м, доходя иногда до 200 м. Однако в Центральной Азии в районах Гималаев, Куньлуня, Нань-Шаня и особенно Каракорума эти характеристики, не меняя класса ледников, оказываются значительно больше, что обусловлено большой разницей высот вершин и долин горных стран и крутизной основных склонов хребтов.

Уклоны подстилающей поверхности довольно ясно указывают на класс и отчасти тип ледника. Так, чем она круче, тем более преобладает сила стока в леднике, тем он более подходит к горному.

Абсолютная высота залегания объектов всегда указывает на класс ледника и в некоторых случаях на его тип. Покровные ледники существуют на уровне моря, горно-покровные

Морфологическая классификация ледников



обычно подняты на небольшую абсолютную высоту, но иногда их отдельные краевые формы, обычно сильно выдвинутые из общего контура оледенения, достигают уровня моря. Горные ледники залегают на разных абсолютных высотах и спускаются к морю в исключительных случаях.

Для определения морфологического класса ледника может иметь значение соотношение вертикальной протяженности объекта с его толщиной: если оно велико, то ледники тяготеют к горному классу, а если стремится к единице, то к покровному.

Предложенная классификация отражает две особенности, объективно существующие в природе: длинные ряды с постепенными переходами подобных форм от одних к другим и приуроченность оледенения в одних случаях к отрицательным формам подстилающего рельефа (долинам), а в других - к положительным (высоким и невысоким плато, незначительным поднятиям на равнине). К первым относится длинная последовательная цепь горно-долинных ледников от простых до дендритовых, затем горно-покровных ледниковых комплексов долин и далее выводных ледников, приуроченных к унаследованным долинам либо к понижениям рельефа при покровном оледенении, ко вторым - ледниковые комплексы высоких плато и плоских вершин в горном оледенении, затем ледниковые комплексы плато в горно-покровном оледенении и далее ледниковые покровы, щиты и купола в покровном оледенении.

6.3. Покровные ледники

6.3.1. Материковый ледниковый покров Антарктиды

Географическое положение Антарктиды обусловило образование несколько десятков миллионов лет назад и способствует современному существованию единственного в мире материкового покровного оледенения. К основным стимулирующим оледенение факторам относятся система океанической циркуляции в Южном полушарии, изолирующая Антарктиду от влияния теплых водных масс умеренных и тропических широт, а также приполюсное расположение материка, практически полностью лежащего в пределах южного полярного круга. Производными от них служат нынешние заснеженная поверхность и большая высота ледникового покрова, ими вызван отрицательный годовой радиационный баланс и создан ледниковый климат крайне сурового типа, активно поддерживающий оледенение антарктического материка.

Антарктида, за незначительными исключениями, полностью покрыта льдом. Размеры ледникового покрова ограничиваются современными контурами континента. Расчеты показывают (Мягков, 1979б), что при наличии суши покров мог бы распространиться до $60-55^{\circ}$ ю.ш. В эпохи максимального развития, как полагают (Воронов, 1960; Греггу, 1975), его края не выходили за пределы материковой отмели. По другим данным (Бардин, Суетова, 1972) площадь покрова в это время увеличивалась лишь на 4%.

Береговая линия, представленная краем ледникового покрова - географической границей материка, на большом протяжении схожа с окружностью и расположена в среднем вдоль параллели 71° ю.ш., т.е. на расстоянии 2100 км от геометрического центра материка (и покрова), отстоящего на 500 км от географического полюса по меридиану 79° в.д. (Буйницкий, 1973). Реально же в Восточной Антарктиде очертания края ледникового покрова приближаются к правильной дуге, проходящей примерно между полярным кругом и 70° ю.ш., а в Западной Антарктиде положение края меняется от $78-78,5^{\circ}$ ю.ш. в районах шельфовых ледников Ронне-Фильхнера и Росса до $63,3^{\circ}$ ю.ш. на севере Антарктического полуострова. Наибольший поперечный размер ледникового покрова вдоль 60° з.д. - 120° в.д. составляет 5500 км, наименьший - между фронтами шельфовых ледников Ронне-Фильхнера и Росса - 2600 км, средний поперечник равен 4200 км.

В Антарктиде есть ледники практически всех известных типов. Материковый ледниковый покров состоит из наземной и плавающей частей (Шумский, 1967). К первой относится покров, лежащий на горных породах материка. На его периферии существуют выводные ледники - наиболее подвижные части покрова. Плавающая часть - это шельфовые ледники, также су-

ществующие только в полярных условиях и особенно широко развитые в Антарктиде (Барков, 1971). В их состав входят и ледниковые покровы на поднятиях морского дна и островах, расположенных на материковой отмели в пределах шельфовых ледников, называемые ледниковыми куполами (Короткевич, Кобленц, 1965), островными ледниковыми покровами (Шумский, 1967), ледниковыми возвышенностями (Барков, 1971).

Важнейшими морфометрическими параметрами ледникового покрова служат протяженность края, площадь покрова, высота поверхности, толщина и объем заключенного в покрове льда. Точные их значения пока не получены, хотя выполненные в последние годы советскими (Аверьянов, 1980; Винник и др., 1976) и английскими (Antarctica..., 1983) исследователями картометрические измерения хорошо совпадают для первых двух. Край ледникового покрова протяженностью 30300 км (округлено до 100 км) представляет 95% длины береговой линии материка, остальные 1600 км берега сложены коренными скальными породами. Длина края покрова в 2,28 раза больше, чем у круга той же площади.

Ледяные берега Антарктиды примерно на 50% своей длины образованы внешним краем шельфовых ледников, 40% приходится на край наземного покрова и 10% - на краевую часть выводных ледников. Современный облик края ледникового покрова формируется такими процессами, как абразия, волновой облом, термоабразия, аккумуляция снега, морского припая и айсбергов, абляция, всплывание и обрушение. Ледяные берега представляют вертикальные стены высотой от нескольких до нескольких десятков метров. Примаыкающая к этим обрывам поверхность шельфовых ледников ровная и плоская, наземного покрова - менее ровная, с уклонами, местами раздробленная. Выходящие в океан языки выводных ледников сильно раздроблены, краевая часть шельфовых ледников подвержена воздействию процесса саморазрушения (Дубровин, 1983). Таким образом, пространственно-временная подвижность ледяных берегов, вызванная указанными процессами, собственным движением ледникового покрова и систематическим отколом айсбергов, служит причиной значительной изменчивости конфигурации и протяженности краевой части ледникового покрова, что особенно заметно при отколе от шельфовых ледников крупных айсбергов, когда береговая черта может отступать к югу сразу на расстояние до 100 км.

Изменчивость края ледникового покрова осложняет точное определение его площади, хотя разница в измерениях советских и английских специалистов составила лишь 0,5% - соответственно $13,98 \cdot 10^6$ и $13,91 \cdot 10^6$ км² (включая свободные ото льда участки). Сюда входит и площадь шельфовых ледников, примерно $1,5 \cdot 10^6$ км², так что на наземный покров приходится $12,4 \cdot 10^6$ км².

Ледниковый покров равномерно повышается от нескольких метров или десятков метров у края до 3000-4000 м в центральной части. В силу своей пластичности огромные массы льда наземного покрова заполнили все неровности ложа и, растекаясь от центра ледника (и материка) к берегам Южного океана, образовали гигантский ледяной щит. Его ровная, слегка наклоненная к краям поверхность возвышается относительно своих плановых размеров крайне незначительно: ее средняя высота над уровнем моря, 2263 м, составляет 1/2000, а максимальная, около 4000 м - 1/1000 протяженности его среднего поперечника. Уклоны поверхности наземного покрова также невелики, они составляют в краевой полосе 0,03-0,01, на склоне покрова 0,01-0,005 и на центральном плато не более 0,001.

Средняя высота поверхности всего покрова, включая шельфовые ледники, по материалам советских измерений (Винник и др., 1976), равна 2020 м, а по другим недавно опубликованным данным (Antarctica..., 1983) - 2000 м. Таким образом, Антарктида - это высокогорная страна, более 56% ее площади представляет поверхность, лежащую на абсолютных высотах от 2000 м и выше (рис. 6.1).

Аномально большая по сравнению с другими материками высота поверхности Антарктиды объясняется тем, что здесь на коренных породах материка лежит мощный ледниковый покров. Его максимальная толщина достигает 4776 м в пункте с координатами 69°54' ю.ш., 135°15' в.д., где поверхность коренных пород опущена на 2341 м ниже уровня моря (Antarctica..., 1983). Оценки средней толщины покрова, полученные в результате послед-

них картометрических работ, заметно расходятся. По данным В.Г.Аверьянова (1980), она равна 1790 м (округлено до 10 м), что близко к ранее сделанным оценкам по картометрическим материалам: 1810 м (Budd, 1969) и 1720 м (Суетова, 1968). В картографической работе, выполненной под руководством Д.Дрюри (Antarctica..., 1983), средняя толщина покрова составила 2160 м, что на 20-25% больше указанных значений. Расхождение связано с большой разницей использованных в расчетах значений средней высоты поверхности ложа: соответственно 300, 340 и 410 м над ур. моря в трех первых случаях и

160 м ниже уровня моря в последнем. Оно пока не находит объяснения, так как Дрюри не описывает методику своего вычисления. Однако и ранее, после выполнения работ по программе Международного геофизического года появились такие же противоречивые оценки средней высоты поверхности подледного ложа и, отсюда, средней толщины льда. Тогда П.А.Шумский (1967) заметил, что разность между крайними оценками, составлявшая и в те годы около 25%, характеризует точность наших знаний этих параметров покрова, что справедливо и сегодня. По-прежнему актуальна задача заполнения физическим смыслом понятия "толщина ледникового покрова" (Radok, 1985).

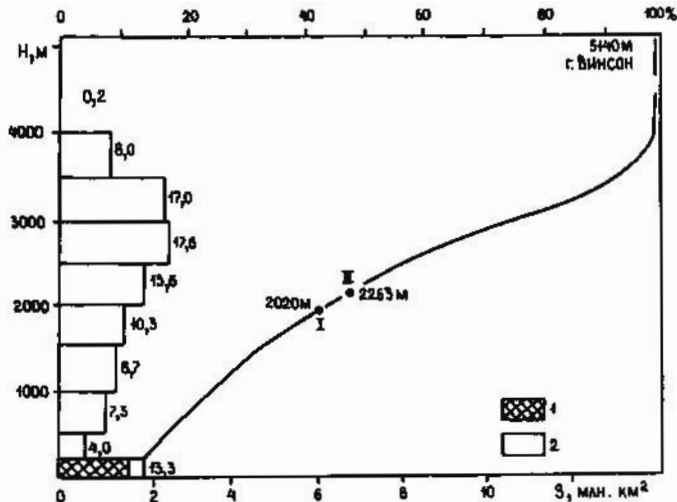


Рис.6.1. Гипсографическая кривая поверхности Антарктического покрова (Винник и др., 1976): 1 - шельфовые ледники, 2 - диаграмма процентного соотношения площадей высотных ступеней; 1 - средняя высота поверхности всего ледникового покрова, 11 - то же наземного ледникового покрова

Таблица 6.2

Распределение площади ледникового покрова по высотным ступеням и градациям толщины льда

Высотные ступени, м	Площадь		Градациям толщины льда, м	Площадь	
	10 ⁶ км ²	%		10 ⁶ км ²	%
0-500	2,42	17,3	0-500	3,06	21,9
500-1000	1,02	7,3	500-1000	1,37	9,8
1000-1500	1,21	8,7	1000-1500	1,36	9,8
1500-2000	1,44	10,3	1500-2000	1,66	11,9
2000-2500	1,90	13,6	2000-2500	1,72	12,3
2500-3000	2,46	17,6	2500-3000	2,29	16,4
3000-3500	2,37	17,0	3000-3500	2,03	14,6
3500-4000	1,09	8,0	3500-4000	0,40	2,9
4000-5000	0,03	0,2	4000-4500	0,04	0,3
			4500-5000	0,01	0,1

Участки ледникового покрова с толщиной льда до 500 м, охватывающие шельфовые ледники и краевую часть наземного покрова, занимают почти 22% всей площади. Площадь участков покрова с наибольшей толщиной льда, превышающей 4500 м, составляет 8900 км² (табл.6.2).

Принимая наземный ледниковый покров за геометрически правильное тело, В.Мейнардус (Meinardus, 1926) впервые попытался математически описать взаимозависимость главных параметров его формы. Он нашел, что гипсографическая кривая поверхности ледникового покрова представляет параболу и что в идеальном случае (покров лежит на плоском горизонтальном основании) поверхность имеет очертания правильного полуэллипса и описывается уравнением

$$\frac{r^2}{R^2} + \frac{h^2}{H^2} = 1.$$

в таком случае при недостатке натуральных данных можно по известному расстоянию от центра покрова r рассчитать высоту его поверхности h в заданном пункте. Впоследствии по мере изучения реальных параметров покрова уточнялись исходные значения расстояния от центра до края покрова R - большая полуось эллипса и высоты поверхности в центре покрова H - малая полуось (Суева, 1968), менялась форма записи уравнения эллипса (Вялов, 1960; Капица, 1958). П.А.Шумский (1967) считает, что гипсографическая кривая поверхности наземного покрова, построенная по натурным данным, представляет собой кривую третьего порядка, а форма поверхности покрова описывается интерполяционным многочленом Эрмита, вычисления по которому дают отклонения расчетной поверхности от реальной не более ± 36 м. По его расчетам, высшая точка покрова должна иметь высоту 4038 м, а средняя высота поверхности наземного покрова равна 2305 м.

Весь наземный покров материка можно разделить на два основных массива, занимающих Восточную и Западную Антарктиду, геоморфологическая граница между которыми проводится между наиболее глубоко вклинившимися в материк участками шельфовых ледников Ронне-Филхнера и Росса или между горами Пенсакола и Хорлик. Это - Восточно-Антарктический и Западно-Антарктический ледниковые щиты.

Восточно-Антарктический ледниковый щит - это обширный, высокий и мощный целостный массив, в нем заключено более 4/5 объема всего антарктического льда. В последние годы здесь обнаружены заметные повышения в центре щита, названные куполами А (81° ю.ш. 80° в.д., высота более 4000 м), В (77° ю.ш. 95° в.д., 3800 м), Валькирия (77° ю.ш. 37° в.д., высота более 3700 м), и несколько меньших куполов (Титан, Талос, Лоу) на его периферии. Предполагается наличие еще нескольких таких куполов с относительным превышением над окружающей поверхностью менее 500 м (Котляков и др., 1977; Budd, 1969, Oswald, Robin, 1973).

Западно-Антарктический ледниковый щит по сравнению с Восточно-Антарктическим почти в четыре раза меньше по площади, вдвое ниже и почти вдвое тоньше, он заметнее расчленен на мезоформы низшего порядка. На этом щите выделяются (Капица, 1968; Шумский, 1967) ледниковые купола Элсуэрта (Срединный), Мэри Бэрд, Палмера и ледниковый покров Грейама на Антарктическом полуострове, а также несколько более мелких возвышенностей (Antarctica..., 1983).

Центральные, наиболее высокие части ледниковых щитов располагаются над подледными горами, а понижениям поверхности наземного покрова соответствуют большие в плане и глубокие впадины ложа. Над обширными подледными равнинами поверхность покрова имеет небольшой наклон от центра к краю (см. с. 314-315 в I-м томе Атласа). В краевых частях наземного покрова располагаются выводные ледники. Это участки беспрепятственного стока льда по радиальным депрессиям ложа, отличающиеся большой скоростью движения льда - своеобразные ледяные реки в ледяных берегах (Шумский, 1967). Поверхность выводного ледника обычно выражена пологой депрессией, окаймленной системой трещин, последние встречаются и на его поверхности. Устьевая часть, как правило, разбита густой сетью глубоких и широких трещин на блоки, которые, спускаясь в океан, всплывают и откалываются, образуя айсберги.

Через выводные ледники лед наземного покрова активно сбрасывается в океан. Так, в Восточной Антарктиде на краю покрова протяженностью более 1000 км между меридианами 95° и 120° в.д. только через три выводных ледника - Денмен-Скотт, Вандерфорд и Тоттен ежегодно сбрасывается в океан примерно 80% от 150 км^3 льда, накапливающегося в прилегающей к этому участку области аккумуляции общей площадью 1 млн км^2 (Young, 1977).

Многие выводные ледники, доходя до края наземного покрова, вливаются в шельфовые. Таков, например, крупнейший в мире - протяженностью 300 км, ширина 75-100 км - выводной ледник Ламберта, питающий льдом шельфовый ледный Эймери, образуя систему ледников Ламберта-Эймери, занимающую гигантскую меридиональную депрессию коренного ложа (Долина МГГ). На юге ледник Ламберта питают также выводные ледники, наибольший из которых

- ледник Фишера - имеет длину около 200 км. В целом выводными ледниками занято около $0,5 \cdot 10^6$ км², или 4% площади наземного покрова. При этом 68% (по площади) всех выводных ледников находится в Восточной Антарктиде.

В крупных горных странах, расположенных на Земле Королевы Мод и на Земле Виктории, развиты долинные, вернее выводные - сквозные, ледники. Это большие, длиной до 200-300 км ледяные потоки с истоками, лежащими на высотах 2000-2500 м. Они пересекают горные хребты, стекая по долинам, обрамленным скальными бортами, а внизу сливаются с нижним ярусом наземного покрова или вливаются в шельфовые ледники, а иногда заканчиваются в океане. В Трансантарктических горах семейство подобных мощных долинных ледников - Скотта, Лив, Шеклтона, Бирдмора, Бэрда, Скелтона и др. - питают шельфовый ледник Росса (Swithinbank, 1964), а другие ледники, пересекающие Трансантарктические горы, как, например, ледник Норденшельда, стекают в море Росса. В шельфовые ледники Земли Королевы Мод вливаются огромные долинные ледники Мушкетова-Энтузиастов, Ютуль-стреумен и др. Бассейны питания долинных ледников принадлежат наземному покрову, и часто они, подобно выводным ледникам, разгружают его от льда. Типичные уклоны поверхности долинных ледников составляют 0,01-0,02. Поверхность ледников трещиновата, несет морену.

В горных районах и оазисах Антарктиды существуют дендритовые системы долинных ледников, предгорные, каровые, висячие и навесные ледники, особенно развитые на Антарктическом полуострове.

Шельфовый ледник морфологически представляет собой относительно тонкую, находящуюся на плаву ледяную плиту, в тыловой части соединенную с краем наземного покрова и местами опирающуюся на поднятия морского дна или на берега заливов и бухт (Гросвальд и др., 1969). Занимая на периферии покрова территорию площадью 1,5 млн км², шельфовые ледники возвышаются над уровнем моря в среднем на 90 м при средней толщине льда 450 м (Барков, 1971; Antarctica..., 1983). В тыловых частях шельфовых ледников толщина льда достигает 1000 м, а минимальная величина менее 30 м, при этом высота обрыва внешнего края составит лишь 5 м над уровнем моря. Наибольшие высоты обрыва достигают 60 м (Барков, 1971).

80% площади, занятой шельфовыми ледниками, приходится на Западную Антарктиду и только 20% - на Восточную. Подобное неравномерное распределение связано с тем, что более 2/3 этой территории относится к двум крупнейшим ледникам, расположенным именно в Западной Антарктиде - ледник Росса и система ледников Ронне-Филхнера. Первый площадью 525 тыс. км², с юга на север протянулся на 850 км, при длине фронта 920 км его тыловая граница имеет протяженность 3210 км, из которых 620 км представляют фронты долинных и выводных ледников, впадающих в него. Значительное превышение длины тыловой границы над фронтом характерно для шельфовых ледников конвергентного типа, обычно заполняющих заливы и бухты и потому имеющих ограниченную свободу растекания (Шумский, 1967). Предложенный Н.И.Барковым (1971) коэффициент конвергентности, т.е. отношение протяженности тыловой границы и фронта ледника, для шельфового ледника Росса равен 3,5.

Наземный покров Восточной Антарктиды окаймлен прерывистым узким поясом шельфовых ледников преимущественно дивергентного типа (Шумский, 1967), длина линии фронта которых превышает фронтальную протяженность, т.е. расстояние между крайними точками фронта. Отношение этих двух параметров названо (Барков, 1971) коэффициентом дивергентности. В табл.6.3 приводятся основные морфометрические характеристики шельфовых ледников, обобщенные для обширных районов краевой части ледникового покрова Восточной и Западной Антарктиды по данным Н.И.Баркова (1971). Конвергентные ледники занимают 83% общей площади шельфовых ледников в Антарктиде, дивергентные - 17%.

Шельфовые ледники образуются или из наземного льда, стекающего с материка, или из морского - припай, айсберги. Развиваясь под влиянием местных климатических условий,

Морфометрические характеристики шельфовых ледников

Районы	Площадь, км ²	Длина ты- ловой границы, км	Длина ли- нии фрон- та, км	Фронталь- ная протя- женность, км	Коэффициенты	
					дивер- гент- ности	конвергент- ности
Восточная Антарктида						
30°з.д.-30°в.д.	155300	3900	4400	2565	1,72	0,89
30°в.д.-110°в.д.	108300	2180	1900	1065	1,78	1,15
110°в.д.-165°в.д.	32400	1440	1500	870	1,72	0,96
Итого	296000	7520	7800	4500	1,73	0,96
Западная Антарктида						
165°в.д.-140°з.д.	541500	4210	1240	1040	1,19	3,40
140°з.д.-90°з.д.	71800	2940	1250	890	1,40	2,35
90°з.д.-30°з.д.	596700	12050	3210	2700	1,19	3,75
Итого	1210000	19200	5700	4630	1,23	3,37

в одних случаях они могут нарастать за счет положительного баланса атмосферных осадков или намерзания воды на нижней поверхности (Котляков, 1961), в других - утоньшаются вследствие преобладания поверхностной абляции или стаивания снизу. Обычно в образовании и развитии одного ледника участвуют с разной степенью интенсивности несколько таких процессов. Названные способы образования и типы питания выражаются и в морфологии шельфовых ледников. Е.С.Короткевич (Атлас Антарктики, т.2, 1969) выделяет четыре основных их генетических типа: типичный, дельтовый, айсберговый и припайный.

Схема образования типичного шельфового ледника проста. Наземный лед сползает с суши в океан и всплывает. Под действием напора наземного льда и собственного растекания ледник выдвигается вперед в океан и вдоль берегов. При всплывании лед раскалывается, но образовавшиеся блоки удерживаются выступами берега или поднятиями дна, трещины между ними и поверхность покрываются мощным слоем снега, выравнивающим неровности поверхности и постепенно преобразующимся в фирн и лед. Большинство шельфовых ледников Антарктиды имеют именно такое происхождение и строение.

Дельтовый шельфовый ледник представляет собой выдвинутое в океан окончание выводного ледника, разбитого на множество блоков, удерживаемых поднятиями дна. Большая скорость движения ледника не способствует заполнению трещин осадками и выравниванию поверхности. Раньше такие образования назывались ледниковыми языками, например окончание ледника Мерца.

Айсберговый шельфовый ледник в основе своего тела имеет группу айсбергов, по какой-то причине причленившихся к краю ледникового покрова, спаянных морским льдом и образующейся на нем снежно-фирновой толщей.

Припайный шельфовый ледник образуется из многолетнего морского припая у края наземного или плавучего льда, обладающего малой скоростью движения, но большой скоростью питания атмосферными осадками, за счет которых он главным образом наращивает толщину. По достижении ледником критической мощности, 30 м, начинается его растекание.

На обширной поверхности шельфовых ледников снег копится и преобразуется в фирн и лед. Поэтому в строении многих ледников обычно участвует лед как первичный - наземный, айсберговый, припай, так и атмосферный местного происхождения. Но в Антарктиде есть несколько мест, где шельфовые ледники лежат ниже снеговой границы, и их поверхность представляет собой область абляции.

На горизонтальной и равнинной в общем поверхности шельфовых ледников имеются разные формы мезорельефа, обусловленные деформацией льда, переотложением снега и воздействием тепла. К наиболее часто встречающимся положительным мезоформам относятся волны сжатия и растекания, образующие волнистость поверхности, холмы, возникающие при обтекании ледником подледных препятствий, прибарьерные снежные надувы, моренные валы. Отрицательные мезоформы - это главным образом трещины, разломы и провалы, тыловые

депрессии, формируемые, очевидно, стоковыми ветрами и обозначающие тыловую границу шельфовых ледников, группа абляционных форм - русла наледниковых ручьев, ванны озер.

Особую роль в режиме шельфовых ледников играют ледниковые купола, морфологически служащие частями, прочно осевшими на поднятиях морского дна в пределах материковой отмели. От ледниковых холмов на подледных препятствиях ледниковые купола отличаются большие горизонтальные размеры - площадь до нескольких тысяч и даже десятков тысяч квадратных километров и высоты поверхности, достигающие более 500 м над ур. моря. Ложе ледниковых куполов опущено на 100-200 м по отношению к уровню моря, но на 200-300 м возвышается над глубинами окружающего шельфа. Однако, в отличие от тех же ледниковых холмов на подледных препятствиях, режим которых практически не отличается от режима шельфовых ледников, ледниковые купола обладают собственным режимом - радиальное растекание льда, свои особенности отложения и перераспределения осадков.

Особо большие ледниковые купола в ряде работ и на картах последних лет (Барков, 1971, Antarctica..., 1983) называют ледниковыми возвышенностями. Так, наиболее крупная в Антарктиде возвышенность Беркнер, разделяющая шельфовые ледники Ронне и Фильхнера, имеет овальные плановые очертания с поперечниками 150-300 км и высоту в центре более 700 м над ур. моря. Тем не менее по всем остальным признакам - это типичный ледниковый купол, так что морфологически нет достаточных причин выделять ледниковые возвышенности в особый вид форм мезорельефа шельфовых ледников и тем более - в самостоятельный тип ледников.

Другое дело - острова на материковой отмели, расположенные вне шельфовых ледников и несущие ледниковый покров или сложенные полностью льдом, например хорошо изученный о. Дригальского в море Дейвиса (Шумский и др., 1961). Он полностью сложен льдом, лежащим на банке глубиной 68-200 м, средняя глубина 120 м, возвышающейся на 200-350 м над соседними участками шельфа. Площадь этого острова-ледника более 200 км², средняя толщина льда около 300 м; движение льда в нем радиальное. Такие острова, в том числе частично или полностью покрытые льдом скальные острова, особенно многочисленные у северного побережья Антарктического полуострова, действительно могут рассматриваться как отдельный тип ледников - островные ледниковые покровы.

Ледниковые купола в шельфовых ледниках занимают площадь около 170 тыс. км² (Винник и др., 1976; Antarctica..., 1983), т.е. 11,3% площади шельфовых ледников, или 1,2% всей площади ледникового покрова Антарктиды.

6.3.2. Островные ледниковые комплексы

Покровные ледники часто образуют островные ледниковые комплексы, развитые в полярных районах Северного и Южного полушарий. В Северной полярной области они иногда покрывают полностью современные острова или занимают часть их площади. Наиболее крупные из островных ледниковых комплексов расположены в Гренландии, Канадском Арктическом архипелаге - на островах Элсмira, Девона, Аксель-Хайберг, в Евразийском секторе Арктики - на Северо-Восточной Земле, Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле. В Южной полярной области и примыкающей к ней части Южного океана эти образования характерны для южных Сандвичевых островов архипелага Палмер, островов Биско, о. Аделейд, Баллени и др. Кроме того на многих островах развиты более мелкие ледниковые комплексы. Таким образом, их размеры сильно разнятся между собой - от огромного островного покрытия Гренландии площадью около $1725 \cdot 10^3$ км² до небольших образований, едва достигающих по площади 10 км². Толщина льда на самых крупных комплексах превышает 3000 м.

Для подразделения на крупные и остальные островные ледниковые комплексы принята весьма условная граница: площадь 1000 км² и отношение высоты в метрах к площади в квадратных километрах около единицы (Программа..., 1977).

По своей форме островной комплекс либо следует очертаниям суши острова, либо имеет довольно округлый контур, если его границы оканчиваются далеко от береговой линии острова. В подавляющем числе случаев островные ледниковые комплексы существуют на уровне моря, образуя ледяные берега, либо непосредственно контактируют с океаном фронтами выводных ледников. Очень редко такие комплексы изолированы от моря, располагаясь на низменных частях островов. В профиле островные ледниковые комплексы имеют выпуклую форму, которая часто осложняется влиянием коренного рельефа.

Высшие отметки островных ледниковых комплексов обычно приурочены к ледниковой поверхности. Выступающие из-под льда горы, где могут быть отмечены значительные высоты, как правило, находятся на периферии комплексов.

Крупные островные ледниковые комплексы представляют собой единое ледниковое тело и включают в себя ледниковые щиты, ледниковые купола простые и сложные, с периферии которых берут начало выводные ледники, почти всегда достигающие уровня моря. Ниже при описании отдельных морфологических типов широко использовались Руководство по составлению Каталога ледников СССР (1966) и Гляциологический словарь (1984).

Ледниковый щит представляет собой плоско-выпуклое образование с вторичными локальными поднятиями и понижениями с небольшими относительными превышениями, которые обычно почти не чувствуются в рельефе. Площадь ледниковых щитов доходит до многих сотен тысяч квадратных километров, а поверхность в центральной части имеет значительные высоты. Уклоны рельефа возрастают в периферических областях щитов на их склонах, обращенных к побережьям морей.

Ледниковый купол - выпуклое образование, напоминающее форму каравая, площадью 100 км^2 и более. Они могут быть простыми и сложными. У последних на общем предестеле имеются две или более выраженные в рельефе вершины. Уклоны ледниковых куполов в краевых частях может достигать $10-15^\circ$, здесь часто встречаются ледниковые трещины, особенно в бассейнах истечения выводных ледников.

Выводные ледники - своеобразные ледниковые реки, текущие в своих верховьях в ледяных берегах, а затем ниже - в долинах и понижениях коренного рельефа, по которым они в подавляющем числе случаев достигают моря. Их верхние границы точно по местности не обозначены, иногда на них указывают ледниковые трещины. Площадь выводных ледников может составлять от 1-2 до $80-150 \text{ км}^2$, а длина - от нескольких сотен метров до десятков километров. Выводные ледники отличаются большими скоростями движения льда - на порядок больше, чем на ледниковых куполах. Выводные ледники играют роль транзита, способствуют выводу льда из внутренних частей ледникового комплекса в море и продуцируют там большое количество айсбергов. Их поверхность имеет бугры и впадины и часто разбита густой сетью ледниковых трещин. Обычно фронты выводных ледников образуют обрывы, надводная часть которых выше там, где скорость движения льда меньше.

Шельфовые ледники весьма редки в Северном полушарии. На Северной Земле в глубоковрезанную бухту сползает лед со всех сторон, образуя в ней шельфовый ледник Матусевича. Известен также шельфовый ледник на Земле Элсмira, он имеет значительные размеры, но не получает в заметных количествах льда от ледниковых комплексов, т.е. существует в значительной степени за счет местного питания.

Ледниковые комплексы иногда полностью покрывают острова, в других случаях степень оледенения значительно меньше единицы. Ее величина выражается отношением площади льда внутри контура к площади всего контура или в общем виде рассчитывается как отношение суммы площадей всех территорий, покрытых льдом, к площади всего острова.

Иногда покровные островные комплексы без резких видимых границ переходят в горно-покровные комплексы. Это характерно для районов, где начинает преобладать рас-

члененный или тем более горный рельеф, например на островах Канадского Арктического архипелага и в Гренландии.

Наиболее крупный островной комплекс - ледниковый покров Гренландии, почти полностью покрывающий самый большой остров Земли. По своим размерам (2400 км в длину, 600-900 км в ширину и свыше 3000 м в высоту) он занимает среднее место между материковым покровом Антарктиды и другими наиболее крупными островными комплексами и представляет собой ледниковый щит. Самый высокий участок имеет форму пологого свода, вытянутого в меридиональном направлении, где вдоль его продольной оси выделяются два повышения с пологой ложбиной между ними: Северный и Южный ледниковые щиты. Ледниковый покров Гренландии имеет сходство с антарктическим - тот же подъем, хоть и не такой резкий, от побережья к центральным областям, вторичные повышения и понижения рельефа в этих областях, обширная область, находящаяся ниже уровня океана. Однако края покровов сильно разнятся. В Гренландии они обычно находятся в глубине острова, а между ледниками и побережьем проходит полоса суши. Только выводные ледники, резко выступающие из общего контура, достигают береговой черты и сбрасывают в заливы огромное количество айсбергов, что обусловлено исключительной скоростью движения их льда - до 20-30 м/сут. Шельфовые ледники полностью отсутствуют.

6.4. Горно-покровные ледники

Горно-покровные ледники широко распространены на Земле, преимущественно в субарктических и субантарктических районах: Шпицберген, Исландия, Новая Земля, некоторые острова Канадского Арктического архипелага, Береговые хребты Северной Америки, Антарктический полуостров и др. Типичные ледники этого класса несут в себе черты и покровных и горных ледников, а спектр этих черт широко меняется от места к месту, от района к району. Ранее типология этих ледниковых образований была разработана достаточно подробно только для Шпицбергена (Оледенение Шпицбергена, 1975). Площадь горно-покровных ледников может достигать сотен и реже тысяч квадратных километров. Ледники этого класса почти всегда представляют собой ледниковые комплексы.

Горно-покровные ледники могут быть приурочены и к положительным, т.е. участкам плато, и к отрицательным формам коренного рельефа в горах - обычно межгорным долинам, разделяющим хребты. В первом случае, даже если подстилающая поверхность слабо отражается на характере поверхности ледника, сама возможность его существования обуславливается тем, что высота границы питания находится в пределах подстилающего коренного рельефа. Горно-покровные ледники имеют обычно общую область питания, в то время как область расхода расчленена на несколько обособленных участков, приуроченных, как правило, к выводным ледникам. Иногда на периферии горно-покровного ледника встречается почти единая, мало разобшенная область расхода, расположенная концентрически относительно области питания, но такие ледники невелики - протяженность их ледоразделов составляет километры, реже первые десятки километров. В некоторых сложных случаях участки областей питания и расхода чередуются в пределах единого ледникового тела, как это имеет место в истоках ледников Сьюард и Маласпина на Аляске.

В приморских районах выводные языки горно-покровных ледников выходят к морскому побережью, при этом айсберговый сток происходит со сравнительно небольшой площади оледенения. В тех случаях, когда языки не достигают моря, при выходе на прибрежную равнину они нередко образуют предгорные ледники - обширные ледяные плиты, питаемые, как правило, несколькими выводными языками из общей области питания.

По степени погребения суши льдом, т.е. по степени оледенения, достигающей обычно 30-40%, ледники этого типа занимают промежуточное положение между горным и покровным оледенением. Морфологические черты горно-покровных ледников очень многообразны, они превышают особенности морфологии горных и покровных ледников в совокупности. Географическое положение ледников накладывает свой характерный отпечаток.

На Шпицбергене преобладает особый тип ледника, располагающегося в межгорных долинах, где от общего ледораздела к выходам из долины, т.е. в противоположных направлениях, спускаются два выводных языка - двускатные ледники в шпицбергенских классификациях (Оледенение Шпицбергена, 1973). На Новой Земле такие долины рассекаются на короткие отрезки заливами-фьордами, а разделяющие их горные хребты настолько погребены фирном и льдом, что формируется общая область питания при нескольких выводных ледниках, растекающихся от общего ледораздела. Такой тип ледника - "ледниковое плато с выводными ледниками" - доминирует среди горно-покровных ледников Новой Земли, нередко встречается на Шпицбергене, островах Канадского Арктического архипелага.

В условиях низкого положения границы питания, обычно из-за обилия осадков, горно-покровные ледники встречаются и в умеренном поясе. Так, на Аляске и в Патагонии основная масса льда приурочена к обширным межгорным долинам, разделяющим хребты, цепями протянувшиеся вдоль побережья океана, и выводные языки большей частью выходят к морю через поперечные долины хребтов. При этом в Патагонии они, спускаясь на запад в заливы Тихого океана, практически не отличаются от аналогичных форм, спускающихся на восток в обширные озера. На Аляске же выводные языки, спускающиеся к побережью Аляскинского залива, гипертрофированы настолько, что формируют на прибрежной равнине обширные предгорные плиты, известные в литературе как ледники подножий (Маласпина, Беринг и др.), тогда как языки, спускающиеся в глубь суши (в противоположном направлении), намного меньше. Подобную асимметрию горно-покровного оледенения можно отчетливо наблюдать на картах мелкого масштаба.

На горно-покровных ледниках, приуроченных к отрицательным формам коренного рельефа, т.е. долинам, ледяные купола не встречаются. Продольные профили таких ледников имеют выпуклый характер, а поперечные - вогнутый в области питания и выпуклый у выводных языков в области расхода. От дендритовых (горных) такие ледники отличаются не только наличием языков, выводящих лед в противоположных от общего водораздела направлениях, но и значительным погребением льдом вмещающей долины, включая склоны с долинами-притоками, которые проявляются только у концов ледников. Как правило, у выводных языков в тыльной части нет перегиба ледниковой поверхности - ледопада, поскольку дно вмещающей долины обычно не имеет резких перепадов рельефа.

Горно-покровные ледники, приуроченные к положительным формам подстилающего рельефа, обычно участкам плато, распространены не столь широко, а первоначальная форма - ледниковый купол без выводных языков - встречается крайне редко. Асимметрия таких ледников, проявляющаяся в характере профиля, наличии выводных языков, их количестве и т.д., особенно четко видна у ледника Осгор на северо-востоке Западного Шпицбергена, где на п-ове Нью-Фрисланд основная масса льда смещена к востоку. Так, общая протяженность фронтов трех выводных языков, достигающих моря на западном побережье, не превышает 3 км, в то время как у одного ледника Валгалл на восточном побережье она составляет десятки километров (Tittell, 1922). Неравномерность распределения льда привела здесь к тому, что обрывы коренного докола на западе выходят на дневную поверхность, а на востоке почти полностью скрыты льдом. При формировании выводного языка в его верховьях, как правило, возникает перегиб ледниковой поверхности, совпадающий с погребенной бровкой плато у краевого обрыва, нередко с ледопадом.

Комплексы горно-покровных ледников формируются при контакте между отдельными ледниками как в области расхода, как правило, слиянием отдельных выводных языков, так и в области питания - погребением льдом и фирном седловин на водораздельных участках горных гребней. Контактные формы нередко формируют местные ледоразделы, от которых лед растекается в противоположных направлениях.

Особый случай - образования горно-покровных ледников у подножья гор на периферии горных систем у морского побережья. Нередко здесь формируются специфические формы, напоминающие предгорные ледники, но в отличие от них с вогнутым поперечным профилем. Для них характерны протяженные фронтальные обрывы в море, а области пита-

ния и расхода не имеют четкого морфологического подразделения (ледники - "амфитеатры" на Шпицбергене).

6.5. Горные ледники

Горные ледники представляют собой самый многочисленный морфологический класс. Только на территории бывшего Советского Союза их насчитывается свыше 25000 площадью 0,1 км² и более, не считая самых мелких.

Все многообразие типов горных ледников подразделяется на три группы: ледники долин, ледники склонов, ледники вершин.

6.5.1. Ледники долин

Ледники долин приурочены к верхним частям горных долин, борта которых определяют их форму, характер и направление движения. Такие ледники обычно развиты в некоторой глубине ареала горного оледенения, где абсолютные высоты поверхности и степень оледенения достигают наибольших величин для данной горной страны, а самые сложные и значительные по размерам объекты тяготеют к центральной части ареала оледенения. Это отмечено в ледниковых системах Кавказа, Памира, отчасти Тянь-Шаня, Гималаев, особенно Каракорума, срединной части Анд, в многочисленных хребтах Кордильер в Северной Америке, Новой Зеландии и других местах.

По степени усложнения выделяют пять основных типов ледников долин: карово-долинные, долинные, котловинные, сложно-долинные и дендритовые.

Карово-долинные ледники, весьма распространенные среди горных, часто приурочены к переходной зоне от карового оледенения к долинному. Они всегда имеют заметный - от одной до двух третей общей длины ледника - ледниковый язык, выступающий за пределы заполненного льдом кара. Карово-долинные ледники очень разнообразны: могут располагаться в карах на горных склонах и своим концом круто спускаться вниз или заполнять циркообразные начала горных долин и продолжаться вдоль осевой, обычно довольно пологой части долин. Их поверхность имеет участки с разными углами наклона, перегибами в рельефе, ледниковые трещины и ледопады, иногда лишь у одного борта.

Долинные ледники образуются в верховьях горных долин, где слагающий их лед полностью или частично заполняет исходную форму рельефа - расширение в верховьях долин, а его язык выходит из цирка или котловины и течет вниз по долине. Иногда расширение в верховьях долины отсутствует и дефицит питания ледник компенсирует обвалами снега со склонов долины. Площадь долинных ледников колеблется примерно от одного до десятков квадратных километров, а длина может достигать 10 км и более. Эти ледники не имеют притоков, но могут иметь многокамерные бассейны питания, что обычно не приводит к образованию обильных срединных морен. Продольный профиль ледника в области питания вогнутый, а в области абляции выпуклый. Поверхность наследует особенности рельефа ледникового ложа и отражает подледные ригели, в связи с чем часто имеет ступенчатую форму. Проходя ригель, ледник обычно бывает разбит трещинами и образует ледопады.

Разновидностью долинных могут быть *котловинные ледники*. Они образуются в значительном расширении в верховьях долин, представляющем собой несколько слившихся цирков или каров, либо обширную котловину. В ней находится основная часть льда таких ледников, часто большой толщины. Короткий язык по пропорциям значительно меньше, чем у обычных долинных ледников, имеет выпуклый поперечный профиль и может быть крутым. Поверхность котловинных ледников спокойная, в центральной части довольно пологая, но вблизи коренных склонов уклоны ее значительны.

Сложно-долинные ледники образуются из двух или более потоков льда, имеющих собственные бассейны питания. Их площадь может достигать многих десятков квадратных километров, а длина сильно варьирует в зависимости от положения ледника, лежащего либо в продольной, либо в поперечной долине, но составляет не менее 1,5-2 км. Обычно ледники этого типа имеют большую вертикальную протяженность. Сливаясь воедино в области абляции, ледяные потоки ледника сохраняют самостоятельные тектонические структуры. Для их поверхности типичны срединные морены.

Дендритовые ледники - это наиболее сложные долинны ледники, состоящие из ряда притоков разного порядка, в том числе и сложно-долинны ледников. Это самые крупные горны ледники, их площади доходят до 500 км^2 и более. На Памире и Тянь-Шане к ним относятся крупнейшие ледники Федченко и Южны Иныльчек. Наиболее концентрировано они представлены в Каракоруме, где у четырех ледников площадь каждого превышает 500 км^2 , а у одного - ледника Сиачен - даже 1000 км^2 . Они имеют максимальную, достигающую до 3000 м и более, вертикальную протяженность, а в нижней части - многокилометровые скопления морены.

Если долинны и сложно-долинны ледники выходят из горны долины в пределы предгорий, то они могут растекаться вширь, образуя расширенные концы. Такие ледники называются *ширококонечными*.

Когда несколько долинны ледников достигают предгорий, они могут, растекаясь вширь, слиться друг с другом, образуя *предгорны ледники*, которые правильнее уже относить к горно-покровным образованиям.

Когда долинны ледники достигают нижнего края своей долины и часть их языка повисает на крутом склоне основной долины в пределах устьевой, конfluэнтной, ступени, они могут быть названы "*ледниками в висячих долинах*" или "*висячими долинными ледниками*".

Многие долинны и сложно-долинны ледники в результате неравномерного питания или таяния в своих частях занимают асимметричное положение в долинах и имеют наряду с продольным уклоном поверхности составляющую поперечного уклона от одного борта долины к другому. Такие ледники называются *асимметричными*.

В особый подтип выделяются *русловые ледники*, образующиеся в эрозионной борозде, либо в русле бывших рек. Они узкие и длинные, у них могут неоднократно чередоваться области питания, источник - преимущественно метелевы снег, и области абляции.

6.5.2. Ледники склонов

В этой группе горны ледников выделяются карово-долинны, каровые со многими подтипами, карово-висячие, висячие, ледники кулуаров, склоновы и присклоновы, ледники барранкосов. Такие ледники обычно невелики, однако вертикальный диапазон непропорционально значителен по отношению к их площади, так как они формируются на круты поверхностях. Они часто располагаются группами и цепочками, а также изолированно друг от друга, занимая значительную площадь и образуя так называемое "рассеянное" оледенение. Многие области или районы оледенения по периферии обычно окружены ледниками данного типа. Они имеют минимальные размеры и могут существовать в неблагоприятны условиях, хотя некоторые их типы тяготеют к внутренним частям ареалов оледенения.

Каровые ледники образуют обширное семейство, насчитывающее многие подтипы и разновидности. К типично каровому леднику можно отнести ледник, полностью занимающий кресловидную выемку на горном склоне, т.е. кар, возникающую за счет эрозии склона ледником либо снежником и часто обладающую обратным уклоном в нижней части. Каровые ледники округлы в плане, имеют небольшую толщину, их поверхность круто спускается от стенок кара, а в нижней части становится более полой. Среди них выделяются ледники, язык которых не уместается в каре, а выступает за его пределы, повисая ниже его на крутом склоне. Такие ледники могут развиться до карово-долинны, рассмотренны выше. Ледники, занимающие цирки верховьев горны долины и более крупные по размерам, чем типичны каровые, называют ледниками цирков.

Лед не всегда равномерно заполняет кар, концентрируясь иногда только в нижней довольно полой части кара - "ледник днища кара". Иногда лед тонким слоем располагается на круты склонах кара, образуя своеобразны присклоновы ледник на его стенках; а иногда вместилище кара оказывается слишком большим для ледника и он может су-

существовать в какой-нибудь его части, образуя асимметричные формы каровых ледников, существующих в теневой части кара, либо на путях лавин и метелевых переносов.

Карово-висячие ледники отличаются тем, что у них не до конца выработана форма кара, а языки не достигают подножья горного склона. Их площади очень незначительны и редко превышают первые десятые квадратного километра.

Висячие ледники - это те, у которых отсутствуют заметные следы воздействия льда на ложе. Иногда они имеют в конце набухший каплевидный язык, или представляют собой висячие ледяные и фирновые поля разной формы, соразмерных между собой длины и ширины, которые книзу постепенно утончаются и сходят на нет. Вдоль некоторых горных гребней в ветровой тени многолетние надувы снега часто образуют пригребневые ледники, ширина которых значительно больше их длины.

Ледники кулуаров можно отнести к висячим. Их лед, заполняющий узкие эрозионные и камнепадные расщелины на крутых склонах, висит, не достигая дна долины. Расход этих ледников осуществляется не только таянием, но и ледяными обвалами.

Склоновые ледники отличаются от других ледников склонов своими значительными размерами - площади до 10 км^2 и более. Они занимают обширные пространства на слабосчлененных склонах, начинаются от водораздельного гребня и спускаются до подножий, иногда образуя короткий язык. Эти ледники преимущественно образуются в высоких горах с мягкими формами рельефа. Их толщина незначительна, поверхность почти лишена морены, в структуре льда не выражен канализованный сток вещества в результате движения и поэтому ледник не имеет ледниковых трещин.

Присклоновые ледники развиты вдоль бровок структурных террас, либо на пологой площадке у подножья крутого уступа. Они обычно вытянуты в ширину вдоль их подножий, образуя полосы в световой или ветровой тени. Размеры их незначительны. Продольный профиль близок к ровному или слегка вогнутому. Места их образования тяготеют к одному борту долины, особенно если она прямолинейна.

Ледники барранкосов представляют собой узкие длинные ледяные тела в радиально расходящихся эрозионных бороздах на склонах вулканического конуса. Эти ледники не имеют своих расширений в области питания. Их поверхность крута и перепад высот от начала ледника до его оконечности значителен. Когда уклон местности небольшой и эрозионная борозда не находится на вулканическом конусе, занимающее ее ледниковое образование может квалифицироваться как русловой ледник.

Очень часто ледники барранкосов в своих верхних частях соединяются со сложным ледниковым образованием привершинных частей вулканов, а иногда через понижения края кратеров - с ледниками вулканических кратеров, образуя своеобразный ледниковый комплекс.

6.5.3. Ледники вершин

Среди ледников вершин выделяют ледниковые комплексы высоких плато и плоских вершин, ледниковые комплексы конических вершин и ледники вулканических кратеров.

Ледниковые комплексы высоких плато и плоских вершин возникают на обширных участках высоких, примерно 1000 м, плоскогорий, либо на плоских, почти горизонтальных или наклонных поверхностях отдельных вершин, 2500-4000 м над ур. моря. Эти образования обычно отличаются округлой в плане формой. Их площади колеблются в широких пределах, от первых до нескольких сотен квадратных километров. Типичный район высоких плато - Скандинавия, а плоских вершин - Тянь-Шань. Толщина льда у ледниковых комплексов высоких плато, учитывая их плановые размеры, незначительна. Рельеф льда отражает рельеф подстилающих пород. Иногда во внутренних частях формируются довольно плоские ледниковые возвышенности. Края таких ледниковых плато осложнены бахромой низко спускающихся языков - апофизов, представляющих зачаточные формы выводных (долинных) ледников. В связи с этим толщина ледникового комплекса высоких плато, как правило, на порядок меньше, чем расстояние по вертикали от верхней точки до нижних отметок края.

Наряду с абсолютной высотой этот признак позволяет относить подобные формы к горным ледникам. Более значительно он проявляется в ледниковых комплексах плоских вершин, где абсолютные высоты выше и языки комплекса могут спускаться в долины на многие сотни метров ниже собственно ледниковой формы плоских вершин. Встречаются ледники плоских вершин, которые не имеют хорошо выраженных языков. Однако подстилающий их коренной рельеф имеет собственные перепады высот, величины которых значительно превышают толщину льда ледника плоских вершин, что дает возможность отнести эту форму к горным ледникам. Степень оледенения внутри контура комплексов очень высока - 90-100%. Таким образом, ледниковые комплексы высоких плато всегда относятся к сложным формам, а среди ледниковых комплексов плоских вершин можно выделить более простые формы.

Ледниковые комплексы конических вершин состоят из ледников разного типа, имеющих общий контур. Для таких комплексов характерна незначительная расчлененность коренного рельефа в верхних частях и более заметная в нижних, значительная крутизна поверхности и большой диапазон вертикальной протяженности. Степень оледенения внутри контура этих комплексов высока, хотя несколько ниже, чем у предыдущего типа, что связано с выходами скал, выступами горных гребней и т.п. Толщина льда колеблется от 10-20 до 80-120 м, ее наибольшие значения отмечены там, где выявляются каналы направленного движения льда вниз. По периферии таких зон развиты ледниковые трещины. В нижней части подобные каналы стока вещества превращаются в языки обычных долинных ледников, на поверхности которых появляется морена. Площадь таких комплексов доходит до 100 км² и более. Наиболее типичные - комплексы горы Эльбрус на Кавказе и горы Рейнир в Каскадных горах. Наиболее простые формы приурочены к действующим или недавно потухшим вулканам. Для этих форм характерны простые ледниковые шапки, не дифференцированные по своему нижнему краю. Вокруг вершины действующего вулкана образуется своеобразный "ледяной пояс".

Ледники вулканических кратеров представлены кратерными, кальдерными и ледниками атрио.

Первые образуются в кратерах вулканов спустя десятки лет после извержения. Их площадь и толщина незначительны. Чаша кратера хорошо аккумулирует снег, и объем ледника быстро увеличивается, так как расход его затруднен. Во время извержений такие ледники могут дать разрушительные сели, частично уцелеть или исчезнуть полностью.

Кальдерные ледники приурочены к высоким вулканам и отличаются от кратерных более высокими значениями площади и объема льда. Если ледник существует довольно долго, его лед через понижения в кальдере сливается со льдом внешнего края вулкана, образуя сложный ледниковый комплекс. Расход льда происходит через эти понижения и далее вниз по склонам, причем ледники барранкосов могут служить транзитом для кальдерного льда. Площади подобных комплексов могут составлять несколько десятков квадратных километров, а у ледникового комплекса вулкана Ключевского достигает 185 км².

Ледники атрио - самые небольшие среди ледников вулканических кратеров. В плане они представляют замкнутую или разомкнутую концентрическую полосу по внутренней периферии кратера, шириной в десятки, нередко и сотни метров. Толщина льда не превышает 20-30 м.

6.6. Отражение морфологии ледников в рисунке их контуров и особенностей поверхности на картах

Карты разных масштабов отражают своеобразие рисунка контуров ледников разных морфологических типов. Целенаправленная генерализация должна подчеркнуть это своеобразие.

Прежде всего по рисунку изображения различаются морфологически неразвитые и развитые ледники: с одной стороны, висячие, ледники кулуаров, склоновые и, с другой, каровые, карово-долинные, долинные, сложно-долинные и т.д. Для последних характерны разные черты изображения обычно расширенной области питания и суженного ледниково-

го языка, характеризующегося плавными формами свободного истечения; у первой же группы деление на области питания и абляции смазано и язык как таковой может быть не выражен.

Висячие ледники характерны разнообразием своих контуров, что связано с вытянутостью форм вниз по горному склону или вдоль него. При этом расширение в фирновой области и сужение на языке - характерные черты морфологически развитых ледников - им не присущи (рис.6.2.Ia).

Ледники кулуаров имеют форму узких полос, иногда изломанных по конфигурации эрозионного или камнепадного ущелья; свободное плавное закругление языка для них не характерно (рис.6.2.Iб).

Присклоновые ледники характеризуются, в отличие от большинства остальных типов ледников, своей вытянутостью поперек склона. При изображении контуров таких ледников в плане на основе без рельефа их можно перепутать с долинными, поэтому важно подчеркнуть различие в конфигурации верхней и нижней границ ледника - последняя сглажена, вытянута вдоль подножья, а верхняя может иметь более сложную конфигурацию, давая контуры пригребневых выходов скал (рис.6.2.Iв).

Форма каровых ледников в целом округленная в плане или овальная, язык закруглен или слабовытянут, а граница области питания, прилегающей к стенкам кара, часто имеет многолопастную форму - сложная конфигурация обусловлена выходами скал на стенках кара (рис.6.2.II).

Карово-долинные ледники изображают аналогично каровым - расширенная, в целом округлая, осложненная лопастями форма области питания на дне и стенках кара и слегка вытянутый язык (рис.6.2.III).

Котловинные ледники характерны в плане обширной округлой или многокамерной областью питания и сравнительно небольшим слабо выступающим из общего контура языком (рис.6.2.IV).

Долинные ледники на карте имеют различия в рисовке расчлененного сложного контура области питания и узкого плавно очерченного языка. Контур простого долинного ледника может быть осложнен небольшими притоками, не соизмеримыми по величине с основным ледником (рис.6.2.V).

В рисунке сложных долинных ледников подчеркивается наличие нескольких областей питания, их изолированность, а также морфология области слияния потоков, например, заострение скального выступа между ними, часто дающего начало срединной морене, и самостоятельная структура - система трещин, огив, морен (рис.6.2.VI).

Дендритовые ледники имеют наиболее сложную конфигурацию, образуя в совокупности дендровидную сеть или даже отчасти решетку (рис.6.2.VII). В ее рисунке обеспечивается возможность прочесть систему основных и дополнительных потоков, для чего должны быть четко выявлены ледораздельные гребни хребтов и основные каналы истечения льда.

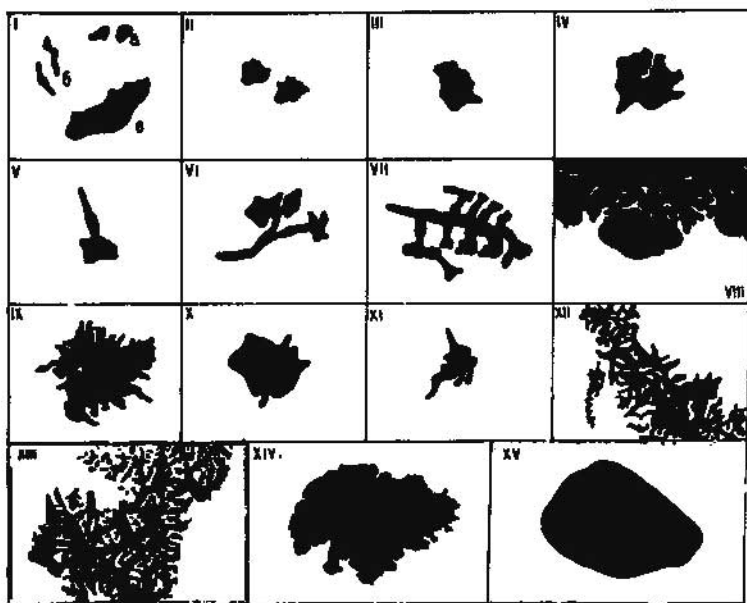


Рис.6.2. Характерные рисунки контуров ледников разных морфологических типов. Разъяснения в тексте

Целесообразна максимальная разгрузка пространств между языками дендритового ледника от осложняющего рисунка мелких каровых, висячих, склоновых ледников на окружающих склонах.

Главная черта изображения ширококонечных долинных ледников, вытекающих из долины на предгорную равнину, и ледников подножий, образующихся при слиянии языков нескольких долинных ледников при их выходе на равнину - общий широкий плавно оканчивающийся конец (рис.6.2.VIII). В рисунке этих ледников важно передать различия в конфигурации расширенной концевой части, плавно огибаемой границей, и области питания, имеющей более сложную конфигурацию, зависящую от характера расчленения рельефа окружающих склонов.

Ледниковые комплексы конических вершин имеют характерную звездчатую радиально-лучевую форму. Долинные языки могут быть очень длинными и узкими, а ледники, свободно заканчивающиеся на склоне конической вершины, - широкими и короткими, поэтому лучи имеют разную длину и ширину (рис.6.2.IX).

Ледники плоских вершин, лежащие на уплощенных или слабонаклонных поверхностях гребней или отдельных вершин, имеют в плане округлую или овальную форму, с отходящими от общего контура отдельными языками - треугольными висячих или вытянутыми долинных ледников (рис.6.2.X).

При передаче конфигурации переметных ледников должно быть видно, что это два или несколько ледников, текущих в разных направлениях по разным склонам и имеющих общую область питания (рис.6.2.XI).

В рисунке ледниковых комплексов плато, представляющих ледниковый покров на обширных плоскогорьях с множеством питаемых им долинных языков, важно правильно отобрать скальные выходы среди льда, нунатаки, цепочки которых упорядочивают изображение, подчеркивая либо линии гребней ледоразделов, либо борта языков ледников внутри комплекса (рис.6.2.XII).

Наиболее сложные комплексы образуют ледники районов горно-покровного сетчатого оледенения (рис.6.2.XIII) - комбинации соединившихся дендритовых долинных и переметных ледников, ледников плато, ледниковых куполов и т.д. В их рисунке, с одной стороны, передается сложность морфологии образовавшейся системы, а с другой - отражаются главные каналы тока основных масс льда за счет разгрузки рисунка от второстепенных осложняющих деталей, например, небольших ледников на склонах между крупными основными ледниками.

При передаче конфигурации покровного оледенения, где выделяются островные и континентальные покровы (рис.6.2.XIV, XV), подчеркиваются различия в рисунке границ морфологически разных частей - ледниковых куполов и выводных ледников: плавные, обычно выпуклые границы куполов и покровов и сложные выступы границ выводных ледников. Рисунок скальных выступов, нунатаков, нередко окаймляющих выводные ледники, подчеркивает их границы и позволяет передать простые они или сложные. Находящиеся на плаву по периферии островных или континентальных покровов шельфовые ледники с их плоской поверхностью и высокими ледяными берегами, также имеют характерные черты конфигурации - прямолинейные участки в местах откалывания айсбергов и угловатые изломы между ними.

Приведенные здесь рекомендации позволяют отобразить морфологические типы ледников даже на мелкомасштабных картах.

На крупномасштабных картах отдельных ледников отображаются важнейшие черты морфологии их поверхности - рельеф ледника передается в деталях изогипсами, а его формы - ледниковые трещины и ледопады, ледяные уступы, обрывы, огивы, ледяные бугры, сераки, сколы льда, ледяные гроты и мельницы - специальными знаками; также отображается снежно-фирновый покров на ледниках с указанием фирновой линии, моренный покров ледников и отложенные морены последней стадии оледенения в ледниковой долине. Это позволяет показать особенности морфологии поверхности, присущие ледникам разных морфологических типов.

Покровные ледники полярных районов имеют обычно более простой, спокойный рельеф, чем горные ледники. Для ледниковых куполов характерен слабо выпуклый профиль, они сильнее заснежены и важным элементом морфологии поверхности служат ветровые формы рельефа снега - заструги, надувы, ветровые шлейфы. Более сложен рельеф краевых частей покровов, где имеются выводные ледники с характерными системами трещин скалывания, индицирующих их края, и трещинами откалывания айсбергов, присущих их концам.

У горных ледников значительная часть языка открыта от снега и рельеф поверхности формируется под воздействием процессов таяния и движения льда. Рельеф висячих и склоновых ледников сильно зависит от рельефа подстилающего ложа, поскольку они обычно не имеют собственной морфологически выраженной вмещающей формы.

Более простой рельеф каровых и карово-долинных ледников характеризуется вогнуто-выпуклым (от верхней части ледника к нижней) профилем. В зоне питания характерным элементом служит краевая трещина - бергшруд, маркирующая начало движения льда. Ригель и другие осложняющие формы рельефа ложа приводят к развитию небольших полей трещин и ледопадов. На конце ледника возможны трещины растекания (рис.6.3а).

На более развитых долинных и сложно-долинных ледниках, имеющих большую длину и еще более четко выраженный вогнуто-выпуклый профиль, развивается сложный комплекс форм: трещины разрыва и ледопады на перегибах ложа, серии внешних боковых трещин скалывания по бортам ледника и внутренних - вдоль границ моренных полей. Под ледопадами при определенных условиях развиваются валы и полосы огив, на поверхности языка возникают разнообразные формы таяния льда - поля сераков на ледопадах, ледяные бугры, мельницы, гроты, сколы льда. Начинающиеся в районе фирновой линии полосы и гряды срединных и боковых морен обычно расширяются и к концу ледника образуются продольные моренные валы. Иногда морены закрывают конец ледника полностью (рис.6.3в). У длинных сложно-долинных и дендритовых ледников накопление моренного материала на значительном концевом отрезке ледника обуславливает сложный холмисто-западинный термокарстовый рельеф с воронками и сколами, продольными грядами на продолжениях моренных валов и ложбинами на месте подповерхностных водотоков (рис.6.3б).

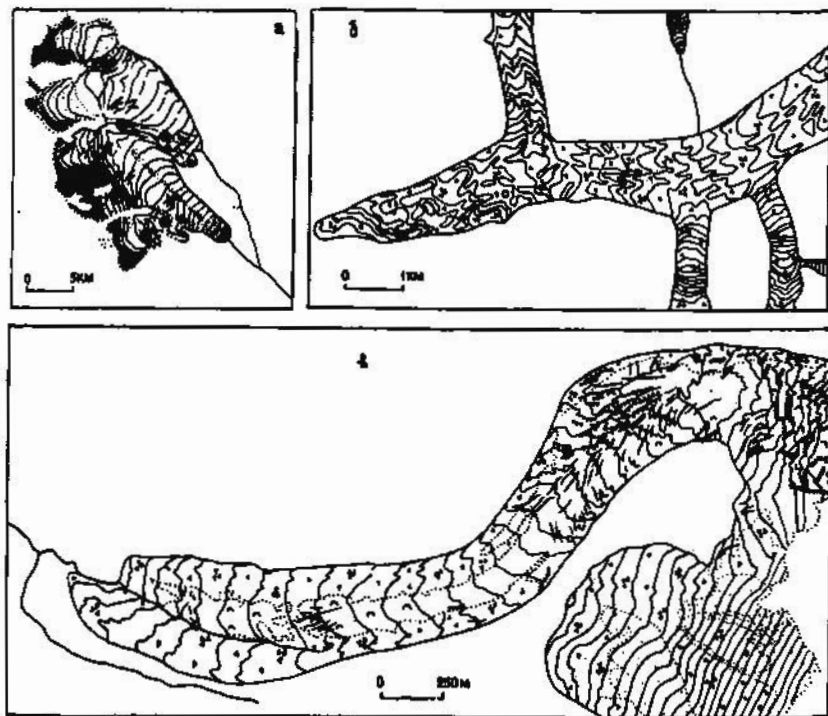


Рис.6.3. Особенности поверхности горных ледников: а) краевые трещины, бергшруды и трещины растекания каровых и карово-долинных ледников, б) развитие термокарстового рельефа на языке дендритового ледника, в) строение морен на языке долинного ледника

Таким образом, проявление общих черт морфологии поверхности на каждом конкретном леднике зависит не только от условий рельефа, экспозиции и крутизны склона, слагающих его пород и др., но и от морфологического типа ледника.

Глава 7. РЕЖИМ И КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Ледники сами по себе и как элементы природных систем - не пассивные образования: они движутся, меняют свои размеры и формы, возникают и исчезают, обмениваются массой и энергией с окружающей средой (атмосферой, подстилающими породами, водоемами, в которых они оканчиваются), изменяют эту среду, переходят в новые состояния, характеризуются их строением, структурой, наличием и долей жидкой воды и воздушных пустот, температурой, химическими примесями и т.д. Процессы функционирования ледников, прежде всего их питания (аккумуляции), движения и расхода (абляции) отражает в Атласе раздел "Режим и колебания ледников". Под колебаниями понимаются изменения размеров и характеристик режима ледников.

Важнейшей характеристикой режима ледников служит их массообмен с окружающей средой, которым определяется существование и эволюция оледенения, его роль как природного ресурса и источника стихийных угроз. Методы измерений и расчета массообмена для отдельных ледников разработаны в первой половине нашего столетия Х.Альманом (Ahlmann, 1948), а для ледниковых систем лишь в 1970-80-х годах (Кренке, 1973, 1976, 1982).

7.1. Использованная информация и способы расчета

Основными источниками информации для построения карт режима ледников служили каталоги ледников, топографические карты, региональные публикации, данные гидрометеорологической сети и наблюдений на ледниках и основанные на них карты. Эта информация может быть разделена на прямую, непосредственно использованную на картах, и косвенную, служащую лишь для расчета получаемых в Атласе характеристик.

7.1.1. Информация о режиме ледников

На мелкомасштабных картах режима в качестве прямой информации используют данные о высоте границы питания ледников и вертикальном градиенте массообмена. Первые для большинства ледниковых систем брали из Всемирного каталога ледников, который составляется по решению Международной комиссии снега и льда с 1970-х годов и, к сожалению, пока не завершен. В распоряжении авторов карт Атласа каталоги с указаниями высот границы питания имелись для следующих ледниковых систем: Земли Франца-Иосифа (опубликован в 1965 г.), Новой Земли (1978), Урала и Хибинских гор (1966), Кавказа (1967-1977), Памиро-Алая (1969-1982), Тянь-Шаня (1968-1978), Джунгарского Алатау (1967-1980), Алтая (1969-1980), гор Северо-Востока СССР (1972-1981), Северной Земли (1980), Камчатки (1968-1982). Для зарубежных территорий по данным опубликованных Каталогов определена высота границы питания для 65% ледников Альп, 50% ледников Скандинавии, части ледников Южной Америки - Перу, Боливии, Аргентины, Эквадора. Для территории бывшего СССР - более чем для 80%, а иногда и 100% ледников площадью более 0,1 км², что составило 19910 ледников из 23700. В Каталогах высота границы питания определялась главным образом по аэроснимкам и визуальным облетам за несколько лет, предшествующих дате публикации Каталога, а иногда по наземным полевым наблюдениям. При этом учитывались и осреднялись данные нескольких лет или вводилась поправка на аномалию года съемки. Средняя ошибка привязки высоты границы питания по высоте с учетом неопределенности ее положения в переходной полосе составляет в этом случае около ± 50 м.

Когда данных о самой границе питания не имелось, она определялась в Каталогах по морфологии ледников - методами Куровского (средневзвешенная или просто средняя высота) и Гесса (высота, на которой вогнутый рисунок горизонталей сменяется выпуклым). Ошибка морфологических методов определения высоты границы питания M_1 составляет ± 100 м для полного и ± 125 м для упрощенного метода Куровского. Таким образом определена высота границы питания для 35% ледников Альп, половины ледников Скандинавии.

Те же морфологические методы применены для ряда ледниковых систем, где авторы карт не располагали Каталогами, но имели топографические карты, на которых с точностью около 100 м можно было определить высоты начала и конца ледников, или даже был показан их рельеф - для ледников Берегового хребта и Скалистых гор Северной Америки, хребта Брукса на Аляске, части ледников Скандинавии, а также Чили, Колумбии и Венесуэлы.

Для значительной части территории зарубежной Азии при составлении Атласа использовали лишь мелкомасштабные, 1:10 000 000, карты с недостаточной информацией о высотах ледников. Наконец, для Огненной Земли, Северного Патагонского ледяного поля, Исландии, части ледников Монгольского Алтая высота границы питания взята из опубликованных работ.

В обоих последних случаях кроме карт использовалась доступная космическая информация, например, для горной системы Каракорума и для района Южного Патагонского ледяного поля - цветные космические снимки с орбитальной станции "Салют-6", позволяющие уверенно дешифровать снеговую и фирновую линии. При этом высота границы питания определялась в основном на крупных ледниках - для исключения локального разброса, увеличивающегося, как известно, с уменьшением размеров ледников. На территории Шпицбергена снимки со спутника Ландсат (1976 г.) дополнили информацию, полученную путем наземных и аэровизуальных наблюдений в разные годы периода 1966-1982 гг.

Данные конкретного года съемки, полученные с космических снимков или из литературных источников, при помощи материалов наблюдений на метеостанциях приводили к средним многолетним условиям. Так, основой для рисунка изолиний ледников Исландии послужила карта изохион, составленная в 1935-1937 гг. Х.Альманом, причем современный рисунок изохион оказался аналогичным прежнему, а высота снеговой линии снизилась на 100 м.

Вертикальный градиент массообмена определялся по данным годового баланса массы в верховьях (чистая аккумуляция) и у конца ледника (чистая абляция). Достаточно надежно они определены для 74 ледников: 14 в Скандинавии, 3 в Исландии, 10 на Шпицбергене, 7 в Альпах, 1 на Юго-Восточной Аляске, 5 в Гренландии, 6 в Канадской Арктической архипелаге, 4 на Памиро-Алае, 6 на Тянь-Шане, 3 на Кавказе, 4 на Центральном Алтае, 5 на Камчатке, 6 на ледниках Советской Арктики.

Карты крупного и среднего масштаба строили на основе прямой информации. На среднемасштабных картах приведены средние или экстремальные из известных характеристик режима, однако подобная информация имела лишь для 165 ледников из приблизительно 27 тысяч, находящихся в рамках этих ледниковых систем, т.е. только 0,6%. Кроме того использовано 62 гидрографа стока рек, питаемых ледниками, по которым выполнено генетическое расчленение стока.

На крупномасштабных картах показаны поля характеристик режима отдельных ледников на основе прямых речных измерений и исследований шурфов. Подобные наблюдения выполнялись главным образом по программам Международного геофизического года и Международного гидрологического десятилетия, а также при регулярных наблюдениях за колебаниями ледников. В Атласе для каждого региона, как правило, даны карты двух-четырех ледников, часто для разных лет. Всего таким образом в Атласе охарактеризовано 78 ледников.

Методы расчета абляции, аккумуляции, ледникового стока основаны главным образом на экстраполяции средней летней температуры воздуха до разных высотных уровней на ледниках. По ней рассчитывается поверхностная абляция, которая на высоте границы питания равна аккумуляции. При этом вводятся поправки на экспозицию ледников и смену характера подстилающей поверхности: каменная - ледяная.

Ошибка значения вертикального температурного градиента M_2 , судя по расхождению разных методов его определения, равна $\pm 0,03^\circ\text{C}/100\text{ м}$. При средней высоте приведения около 1500 м $M_2 = \pm 0,45^\circ\text{C}$. Ошибка за счет горизонтальной интерполяции на карте поля

температур M_3 равна 1/3 разницы в приведенной температуре на характерном расстоянии между станциями и принята равной $\pm 0,33$. Ошибка в определении температурного скачка на границе ледника M_4 , судя по отклонению измеренных скачков от расчетных, составляет $\pm 0,57^\circ\text{C}$. Ошибка расчетов поверхностной абляции M_5 , судя по разбросу точек при выводе формул (Кренке, Ходаков, 1966; Кренке, 1982), эквивалентна сдвигу температуры в $\pm 1,24^\circ\text{C}$.

Суммарная ошибка расчета M_A определяется как корень из суммы квадратов M_i ($i = 1-5$). Для групп из n ледников ошибка среднего $\bar{M}_A = M_A/\sqrt{n}$. По этим групповым средним строятся поля характеристик ледниковых систем. В табл. 7.1 приведены ошибки в пересчете на слой абляции или аккумуляции, осредненных по группам из восьми ледников. Ошибка зависит от абсолютных величин абляции или аккумуляции.

Для расчета ледникового стока средняя абляция на леднике принимается равной абляции на высоте границы питания. Ошибка такого приравнивания M_6 , судя по наблюдениям на отдельных ледниках программы МГД, равна 10%, для групп она в $\sqrt{n}$ раз меньше. Тогда ошибка расчета ледникового стока $\bar{M}_{л.с.}$ для групп ледников:

$$\bar{M}_{л.с.} = \pm \sqrt{\bar{M}_A^2 - \frac{M_6^2}{\sqrt{n}}}$$

Таблица 7.1

Теоретические абсолютные, г/см^2 , и относительные, %, случайные ошибки построения поля аккумуляции и расчетов ледникового стока

Вид ошибки	Ошибка при аккумуляции 50 г/см^2		Ошибка при аккумуляции 130 г/см^2		Ошибка при аккумуляции 300 г/см^2	
	г/см^2	%	г/см^2	%	г/см^2	%
M_1	14	29	29	22	46	15
M_2	9	18	18	14	28	10
M_3	6	13	13	10	21	7
M_4	11	23	23	18	36	12
M_5	27	54	50	38	83	28
M_A	12	24	24	18	38	13
M_6	2	4	5	4	11	4
$M_{л.с.}$	12	25	24	18	39	13

Положение зон льдообразования рассчитывают по зависимостям от температур воздуха летом и зимой и от осадков - жидких и твердых, а также от расчетных величин аккумуляции и абляции (Бажев, 1980).

7.1.2. Информация о колебаниях ледников

Материалы по колебаниям ледников в Атласе отражают общее представление об их эволюции примерно с середины XIX в. Особое внимание уделено их современным, начиная с 1950-1955 гг., колебаниям, для которых имеются относительно сопоставимые данные по регионам. Всего в Атласе представлено около 1000 ледников, для которых приведены данные о колебаниях их концов, для 50 - об изменении высоты их поверхности, для 40 - о годовых колебаниях баланса массы.

Источником данных непосредственных наблюдений за колебаниями ледников служили главным образом публикации Постоянной службы колебаний ледников (Fluctuations..., 1967, 1973, 1977, 1985, 1988), охватывающие 1959-1980 гг., а также литературные источники. Кроме того, используются повторные аэрофотосъемочные, картографические материалы за разные годы и периодические космические фотоснимки. Для некоторых наиболее обширных районов полярного и отчасти горного оледенения обобщения даны в более мелких масштабах, чем в исходной информации.

Информация по разным регионам неравна по количеству ледников и проведенных на них измерений. В этом отношении наилучшим образом обеспечены данными Альпы: здесь ежегодно обследовались фронты более 200 ледников. Информация по другим регионам неизмеримо скуднее: от 1-3 до 30 измерений в год. Для Кавказа, Памиро-Алая, Северного и Центрального Тянь-Шаня, гор Северной Америки данные о линейных изменениях ледников в основном получены на основе повторных аэросъемок и картографических материалов. Толщины льда или высота поверхности ежегодно измерялись не более чем на 20 ледниках. Длительные ряды по балансу массы ключевых ледников имелись в основном по Альпам, Скандинавии, Заильскому Алатау. Во многих случаях наблюдения на одних и тех же объектах разорваны во времени.

На мелкомасштабных картах ледниковых систем отражена наиболее обобщенная информация: только знак суммарного изменения концов ледников за последние 20-30 лет. На картах средних масштабов показаны величины этих изменений для отдельных ледников, при этом масштаб карт горного оледенения позволяет проследить связь между морфологией, размерами и колебаниями отдельных ледников. Подобные карты построены для ледниковых систем и отдельных ледниковых районов бывшего СССР, а также Альп, Шницбергена, Исландии, Новой Зеландии, Аляски. Для полярных регионов сравнение съемок и карт разных лет позволило кроме того оценить изменение площади ледников.

На крупномасштабных картах и схемах отдельных ледников или узлов оледенения показаны изменения границ ледниковых языков и высоты ледниковой поверхности в разные годы, даются таблицы ежегодных изменений положения фронта ледников, величины нарастающих изменений концов ледников и баланса массы (ледники Кавказа, Тянь-Шаня, Горного Алтая, Альп).

Несколько карт Атласа посвящено пульсирующим ледникам. Это два ледниковых района с наибольшим количеством таких ледников - Центральный Памир и Каракорум, а также ледники с многолетним рядом специально организованных наблюдений во время подвижки и после ее затухания - Медвежий на Памире и Колка в районе Казбека на Кавказе.

Поскольку обеспеченность данными по разным показателям режима и колебаний ледников разных районов мира неодинакова, важно оценить репрезентативность ледников с многолетним рядом наблюдений. Критерием репрезентативности служит, во-первых, соответствие морфологических характеристик ледников (площади, экспозиции, высотного интервала, морфологического типа) медианным показателям на кривых распределения этих характеристик для ледниковых систем, а во-вторых, согласованность колебаний нескольких ледников в пределах одной системы, если эти колебания известны.

7.2. Аккумуляция, абляция и баланс массы отдельных ледников

7.2.1. Глобальные, региональные и локальные закономерности интенсивности массообмена отдельных ледников

Основными глобальными закономерностями изменения режима ледников служат зависимости составляющих их баланса массы от широты и расстояния от океана, питающего ледники осадками. С уменьшением широты возрастают летние температуры воздуха на постоянной высоте. Горизонтальный градиент равен примерно $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$ в полярных странах и на континентальных равнинах, в тропической зоне он уменьшается или меняет знак на обратный, так что планетарный градиент равен $0,3^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$. На рост температуры ледники реагируют увеличением высоты, на которой они сохраняются.

От высоких широт к низким растет поступающая на сушу, в том числе и на поверхность ледников, солнечная радиация - от $2500-3000\text{ МДж}/\text{м}^2$ в год на ледниках Земли Франца-Иосифа (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973) и Антарктиды (Hoinkes, 1964) до $8000\text{ МДж}/\text{м}^2$ в год на широте 40° (Ледник Федченко, 1962). Здесь играет роль не только высота солнца, но и уменьшение облачности и массы атмосферы с ростом высоты, на которой располагаются ледники. Так, ближе к экватору количество солнечного тепла вновь уменьшается из-за возрастания облачности.

Низкие значения температуры воздуха и количества солнечной радиации на высокоширотных ледниках приводят к относительно небольшим скоростям таяния и аккумуляции, достаточным для поддержания их существования и даже роста. Этим объясняется доминирующее распространение покровных ледников в зонах AI, AII и BI (см. гл. 1).

Действительно, на Антарктическом ледниковом покрове, зона BI, средняя аккумуляция равна всего лишь 16 г/см^2 , а без Антарктического полуострова даже 15 г/см^2 (Котляков и др., 1974). Эти значения, полученные по измерениям на 497 участках, и легли в основу карты, приведенной на с. 316 I-го тома Атласа. Отдельные измерения лежат в диапазоне от нуля до 97 г/см^2 , причем 72% измерений падают на значения менее 20 г/см^2 (рис. 7.1). Несколько больше значения аккумуляции в субантарктической зоне B2 - на о. Дригальского и на куполе Лоу она колеблется от 20 до 80 г/см^2 , на о. Кинг Джордж, Южные Шетландские острова - от 25 до 160 г/см^2 , составляя на границе питания около 60 г/см^2 . Если на Антарктическом щите абляция с поверхности практически отсутствует (расход льда только айсбергами), то на о. Кинг Джордж она меняется от 25 г/см^2 в верхних зонах ледников до 150 г/см^2 у берега моря.

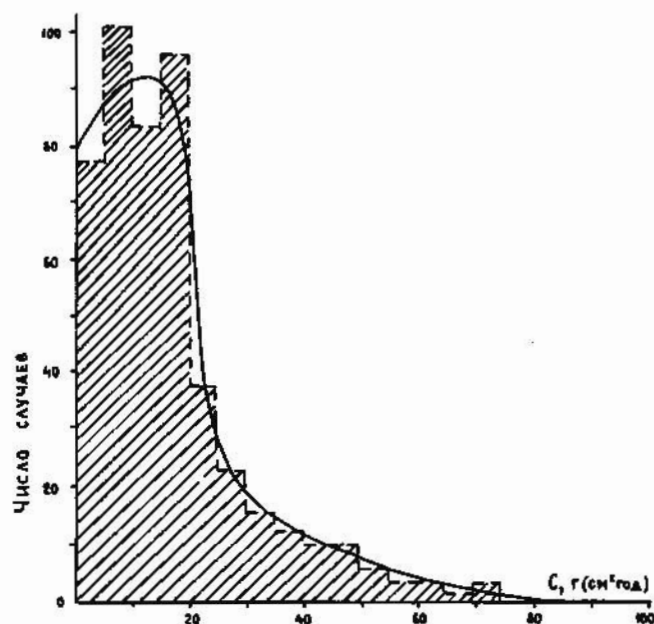


Рис. 7.1. Распределение числа участков Антарктического ледникового покрова, где выполнены измерения аккумуляции C , по градации ее величины (по В.М. Котлякову и др., 1974)

$70 \pm 27 \text{ г/см}^2$ для аккумуляции, на Земле Франца-Иосифа расчетное (по климатическим данным) значение абляции $33 \pm 11 \text{ г/см}^2$ против $28 \pm 7 \text{ г/см}^2$ для аккумуляции, причем следует добавить расход на айсберги - 17 г/см^2 в перерасчете на площадь. Величины абляции у краев покровов в ряде случаев (Новая Земля, Северная Земля) достигали 300 г/см^2 , т.е. были также вдвое больше, чем в Субантарктике.

К следующей широтной зоне, в Южном полушарии целиком приходящейся на океан, в Северном относится зона вечной мерзлоты, AIII, а также Исландская, BI62, и Скандинавская, BI63, области зоны устойчивого снежного покрова, BI, где мерзлота отсутствует из-за близости Гольфстрима. Здесь массообмен в ледниках чрезвычайно интенсивен. Ледники получают достаточно большие осадки и располагаются уже достаточно высоко, чтобы их концы, как правило, оказывались на суше, где они подвергаются интенсивному таянию. В то же время на высотных уровнях, где возможно накопление льда, еще остается достаточно субстрата для образования значительного оледенения. В среднем из 12 ледниковых систем, для которых в Атласе приведены сведения по 60 ледникам, средняя аккумуляция на

На Гренландском ледниковом щите, зона AI, аккумуляция возрастает от 20 г/см^2 на севере до 95 г/см^2 на юго-востоке. Поверхностная абляция, отсутствующая в центральной части покрова, у его краев растет от 80 г/см^2 на севере до 200 г/см^2 на юге.

На островных ледниковых покровах, зона A2, значения аккумуляции в точках измерения также почти целиком находятся в пределах от 5 до 100 г/см^2 , среднее между ледниковыми системами ее значение на границе питания 35 г/см^2 , что точно совпадает с аналогичной величиной в Гренландии и вдвое превосходит аккумуляцию на Антарктическом ледниковом покрове.

Абляция в эпоху, отраженную Атласом, превосходила аккумуляцию. Так, средние значения поверхностной абляции из 16 точек измерений на Шпицбергене составили $97 \pm 36 \text{ г/см}^2$ против

высоте границы питания составляет 164 г/см^2 (от 36 до 250 г/см^2), т.е. везде выше, чем в полярных зонах. Максимальные значения аккумуляции и абляции чрезвычайно велики. На шести ледниках наблюдалась аккумуляция свыше 500 г/см^2 (максимум на леднике Нигардсбреэн в Норвегии - 580 г/см^2 , что соответствует толщине ежегодно откладывающегося снега до 14-15 м), на двух - абляция свыше 1000 г/см^2 (рекорд на том же Нигардсбреэне - 1390 г/см^2). На отдельных ледниках даже в среднем и на границе питания аккумуляция превысила 350 г/см^2 , например на леднике Корыто (Камчатка) она составила 400 г/см^2 . Все эти величины в 3-4 раза превосходят приведенные выше для высокоарктической зоны.

Следующая широтная зона охватывает на севере и юге пояс альпийского орогенеза, где существование оледенения поддерживается высокими горными цепями. Она охватывает зоны и области умеренного пояса со сплошным и временным снежным покровом на равнинах (Б1, Б11, Д1н2, Д11р). Аккумуляция весьма велика, составляя в среднем по 11 ледниковым системам, для которых в Атласе даны сведения по 76 ледникам, 235 г/см^2 (от 75 до 375 г/см^2). Максимального значения аккумуляция достигает на леднике Мер-де-Глас (западный склон Монблана в Альпах) - 670 г/см^2 , что соответствует годичной толщине снега в 17 м и, по-видимому, близко к мировому рекорду снегонакопления. Массообмен велик и в целом. В среднем абляция у концов ледников составляет в этой зоне 540 г/см^2 , что соответствует стаянию 6 м льда, а на языках крупных ледников она еще больше, достигая у ледников Мер-де-Глас и Батура (Каракорум) рекордной величины 1500 г/см^2 (18 м льда). В целом скорость массообмена по сравнению с предыдущей зоной возрастает на 40%.

Судя по имеющимся отрывочным данным для трех ледниковых систем (Кордильеры Перу, гора Кения, Новая Гвинея), на ледниках тропического пояса скорость массообмена также велика, аккумуляция составляет в среднем 290 г/см^2 , абляция на концах ледников 800 г/см^2 (9 м льда). По сравнению с полярными районами интенсивность массообмена здесь в 8 раз больше. Однако наибольшая из наблюдаемых здесь величин абляции составляет лишь 1000 г/см^2 , что меньше, чем на наветренных сторонах Скандинавии, Альп и Каракорума. Это объясняется меньшими размерами ледников.

Вторая глобальная закономерность изменения режима ледников состоит в уменьшении интенсивности массообмена в ледниковых системах по мере удаления от океана, питающего их осадками. Ее можно выявить, сравнивая наблюдения по широтным зонам. Так, в атлантико-арктической евразийской провинции, А11б, средние величины аккумуляции убывают на широте 80° от 70 г/см^2 на Шпицбергене до 35 г/см^2 на Земле Франца-Иосифа и 26 г/см^2 на Северной Земле. Величины абляции несравнимы, так как снижение таяния заменено здесь уменьшением в том же направлении расхода льда на айсберги. Из этой зависимости выпадает повышенная аккумуляция на Новой Земле - 60 г/см^2 , но она расположена южнее остальных архипелагов.

В атлантико-североамериканской провинции, А11г, с удалением от источника осадков аккумуляция также уменьшается от 40 г/см^2 на леднике Барнесса на Баффиновой Земле до 25 г/см^2 на ледниковом куполе о.Девон и 15 г/см^2 на ледниках о.Аксель Хайберг. Аналогично уменьшается скорость абляции на краях ледниковых покровов, целиком расположенных на суше: 200, 170 и 100 г/см^2 .

В субарктическом поясе в пределах атлантико-евразийских провинций, Б1б и А111б, эта закономерность не может быть установлена по имеющимся данным прямых наблюдений. Средние из приведенных в Атласе значения аккумуляции на Полярном Урале выше, чем в Скандинавии и даже Исландии.

В тихоокеанско-североевразийской провинции, А111в, средние значения измерений аккумуляции 190 г/см^2 и абляции у концов ледников 600 г/см^2 (почти 7 м льда) на Камчатке в пять раз выше соответствующих величин для гор Сунтар-Хаята - 36 и 120 г/см^2 соответственно. Здесь, очевидно, наложились оба момента - широтный и удаления от океана.

Та же закономерность намечается в атлантических провинциях альпийского пояса, БИБ и Б1Б. Средняя из измеренных максимальных для ледников величин аккумуляции в Альпах составляет 335 г/см^2 , на Кавказе 259 г/см^2 , в Средней Азии 198 г/см^2 , средняя из измеренных величин абляции у концов языков 660 г/см^2 в Альпах, 358 г/см^2 на Кавказе, но 426 г/см^2 в Средней Азии и 350 г/см^2 в Восточном Тянь-Шане. Рост абляции у концов языков в Азии связан с увеличением размеров ледников и большим их продвижением вниз даже в условиях меньших осадков. Рекордные для ледниковых систем величины абляции также убывают с удалением от океана: 1500 г/см^2 на леднике Мер-де-Глас в Альпах, 900 г/см^2 на леднике Безенги на Кавказе, 800 г/см^2 на леднике Федченко на Памире. Только на леднике Батура в Каракоруме абляция вблизи его конца вновь достигает 1500 г/см^2 - сказывается совместный эффект гигантских размеров ледника (и высоты гор) и его южного положения.

Наконец, третья закономерность состоит в разной интенсивности массообмена на обращенных к влажным потокам сторонах горных систем и в их подветренных или внутренних частях. Используемые в Атласе материалы измерений позволяют проследить эту закономерность далеко не для всех ледниковых систем, а лишь в некоторых.

На Шпицбергене аккумуляция убывает вдвое от $110\text{--}130 \text{ г/см}^2$ в южной части Западного острова (Земля Серкапп и Земля Турелля) до $50\text{--}60 \text{ г/см}^2$ в его центральной части и $40\text{--}60 \text{ г/см}^2$ на Северо-Восточной Земле. В Скандинавии максимальная аккумуляция на ледниках на одной широте с удалением от моря снижается от 580 г/см^2 на леднике Нигардсбреэн до 340 г/см^2 на Веследалсбреэн, 240 г/см^2 на Гросубреэн. Абляция у концов ледников меняется от 1400 г/см^2 на Нигардсбреэне до 650 г/см^2 на Веследалсбреэн и 390 г/см^2 на Хелльстугбреэн и Гросубреэн.

На разрезе через Береговой хребет и Скалистые горы в Канаде с удалением от океана на расстояние около 300 км интенсивность массообмена снижается почти вдвое: на леднике Сентинел аккумуляция 320 г/см^2 , абляция 440 г/см^2 , на леднике Плейс 240 и 330 г/см^2 , на леднике Пейто 170 и 280 г/см^2 . На Алтае аккумуляция на западной периферии Катунского хребта, ледник Томич, составляет 300 г/см^2 (абляция 350 г/см^2), а в восточной части того же хребта только 95 г/см^2 . В Чуйских хребтах Алтая с запада на восток аккумуляция убывает от 110 г/см^2 на Талдурином леднике до 100 г/см^2 на ледниках Левый и Правый Актру и $50\text{--}70 \text{ г/см}^2$ на ледниках Малый Актру и Тете. На леднике Тете аккумуляция в 5 раз меньше, чем на леднике Томич в той же ледниковой системе, т.е. разница не меньше, если не больше, чем между ледниковыми системами. На ледниках Камчатки аномально велика аккумуляция на приморском леднике Корыто - 500 г/см^2 (около 12 м снега), а с отступлением от моря на запад она снижается вдвое.

В Альпах рекордно велики аккумуляция (670 г/см^2) и абляция (1500 г/см^2) на самом западном леднике Мер-де-Глас. К востоку максимальная абляция снижается до 1400 г/см^2 на Ронском и 1100 г/см^2 на Большом Алевском ледниках, имеющих те же размеры. На Западном Кавказе измеренная аккумуляция в областях питания ледников составляет от 260 до 400 г/см^2 , на Центральном Кавказе от 170 до 310 г/см^2 , а на Восточном, включая Казбекский массив, от 90 до 200 г/см^2 . Абляция у концов языков зависит главным образом от размеров этих ледников.

На Тянь-Шане максимальная аккумуляция составляет 300 г/см^2 в Западном Тянь-Шане (бассейн Пскема), 190 г/см^2 в открытом к влаге с севера Северном Тянь-Шане и только 75 г/см^2 во Внутреннем Тянь-Шане. На Западном Памире аккумуляция равна 210 г/см^2 на леднике Скогач, в Центральном Памире $120\text{--}160 \text{ г/см}^2$ в верховьях ледников РГО, Федченко, Фортамбек, Медвежий, на Восточном Памире $35\text{--}40 \text{ г/см}^2$ в его центральной сухой части (ледники Акбайтал, № 32) и до 100 г/см^2 на южном склоне Заалайского хребта. В других ледниковых системах, например в Памиро-Алайской, ясной закономерности в распределении скорости аккумуляции не выявляется.

7.2.2. Поля составляющих массообмена в пределах отдельных ледников

Распределение скоростей аккумуляции, абляции, внутреннего питания по поверхности ледников зависит от их формы, размеров, экспозиции, рельефа, причем абляция, а в особенности аккумуляция в некоторой точке ледника зависят не столько от уклона, высоты, экспозиции данной точки, сколько от всего окружающего рельефа. Например, на ряде ледников возникает полоса повышенной аккумуляции на некотором расстоянии от крутых стен, подобная полосе сугробов на некотором расстоянии от снегозащитного забора, а полоса пониженной аккумуляции вдоль скальной стенки подобна полосе выдувания вдоль забора.

Тем не менее ледники, как правило, занимают сходные, благоприятные для их сохранения формы рельефа и лежат на склонах хребтов, благоприятно ориентированных от солнца и к потоку влаги в атмосфере. Поэтому и распределение на них скоростей составляющих массообмена не носит чрезвычайно больших различий.

Для покровных ледников характерны разные сочетания ледниковых куполов и выводных ледников. В Арктике большинство покровов расположены к северу от арктического фронта в области преобладания восточного переноса и юго-восточных ветров во время выпадения осадков. Соответственно на достаточно крупных куполах отмечается повышенная аккумуляция на юго-восточных склонах (южный купол Гренландии, купол о.Девон, купол Ватнайекюдль в Исландии, купол Восточный Лед на Северо-Восточной Земле на Шпицбергене, купола Чурлениса и Джексона на о.Гукера на Земле Франца-Иосифа), при этом почти на всех отмечен надув снега у самого края с подветренной западной и северо-западной сторон куполов. Наоборот, средняя часть подветренных склонов служит зоной минимальной аккумуляции. По-видимому, противоположная картина должна наблюдаться на Новой Земле, к югу от арктического фронта, но наблюдения за аккумуляцией имеются лишь на западном склоне щита.

Аналогичная картина наблюдается на отдельных ледниковых куполах в Субарктике - о.Дригальского, куполе Лоу, на Антарктическом полуострове в целом: аккумуляция повышена на западной наветренной стороне.

На самом Антарктическом ледниковом покрове общее правило - нарастание аккумуляции к краевой, наиболее крутой части покрова, обращенной к потоку влаги и создающей максимальные вертикальные составляющие скорости движения воздуха. Кроме того несколько повышена аккумуляция в секторах с высокой циклонической активностью, обусловленной рельефом покрова - понижениями между частными покровами. Велика аккумуляция и на шельфовых ледниках из-за их близости к морю.

Абляция на ледниковых покровах главным образом отражает высоту и широтное положение. Роль экспозиционных эффектов в условиях полярного дня невелика. На выводных и шельфовых ледниках поля аккумуляции и абляции чрезвычайно сложны, отражают главным образом ледяной рельеф. С бугров снег сдувается, в ложбинах надувается, в целом аккумуляция больше в бассейнах истечения ледников, но главной закономерностью служит подчинение полей внешнего массообмена внутренней динамике ледника. Последняя же не столько отражает внешние условия на самих выводных ледниках, сколько подчинена условиям поступления льда с ледниковых покровов.

Поля массообмена на сложнодолиньных, дендритовых ледниках, как правило, можно представить как суммы полей составляющих их простых долиньных ледников. Качественно поля аккумуляции на них делятся на два основных типа: со скальной и ледниковой задней стенкой.

В первом случае максимум аккумуляции приходится на самые верхние части ледников, подпитываемые лавинами и выпадающими из застойной, в ветровой тени, части метелевого потока под стенками. К этому типу относится большинство долиньных ледников. Среди них различают ледники, состоящие из одного потока с одним максимумом (Марухский, Джанкуат на Кавказе, Стурбреэн в Скандинавии, Гречишкина на Камчатке, № 31 в Сунтар-Хаята, Краснослободцева на Памире, Ронский в Альпах, Карабаткак в Тянь-Шане, Пейто

в Скалистых горах, Блу на горе Олимпия на тихоокеанском побережье Америки и др.) и имеющие несколько максимумов (Гулкана и Вулверин на юго-востоке Аляски, Хинтерайс-фернер в Альпах, Южный Каскадный в Скалистых горах и др.). Сходное поле аккумуляции в верховьях имеют карово-долинные ледники, часто также состоящие из нескольких потоков с несколькими максимумами аккумуляции (Качу на Кавказе, Фернагтфернер в Альпах, Томич на Алтае).

Во втором случае с верхней, крутой части ледника часть снега сдувается и максимум снегонакопления приходится не на нее, а смещается ниже, к границе питания. Таковы ледники Гергетти на Кавказе, Козельского на Камчатке, Центральный Туяксу в Тянь-Шане, Сен-Сорлен в Альпах, Водопадный и Левый Актру на Алтае. Иногда разные потоки одного ледника относятся к разным типам. Так, на леднике Абрамова в Алайском хребте оба крайних потока относятся к первому типу со скальной стенкой и максимумом аккумуляции вверху, а средний поток - ко второму типу с оледенелой задней стенкой и максимумом аккумуляции, смещенным от нее вниз. На леднике Малый Актру, Алтай, левая ветвь относится к первому типу, а правая - ко второму.

К дополнительному, более редкому типу относятся долинные ледники, у которых полосы максимума снежности вытягиваются вдоль одного или обоих бортов, оставляя относительно малоснежной осевую часть. Таковы ледник Корято на Камчатке - один из рекордных по снежности и ледник Сентинел в Береговом хребте, также отличающийся повышенной аккумуляцией.

Но и на ледниках первого и второго типов в распределении снега поперек ледника, как правило, наблюдаются промежуточные случаи с несколько повышенной аккумуляцией у одного борта и соответственно скошенными по отношению к изогипсам изолиниями равной аккумуляции. Для большинства горных долинных ледников, располагающихся на северных подветренных к общему переносу влаги с юго-запада сторонах хребтов, наблюдается полоса повышенного снегонакопления в правой подветренной ложбине, затем полоса минимального снегонакопления с правой наветренной обдуваемой стороны ледника, далее полоса основного снегонакопления у оси ледника и в левой его части, ближе к наветренной стенке, от которой отражается снеговетровой поток, и, наконец, пониженная аккумуляция в зоне выдува под самой левой наветренной стенкой. Таковы условия на ледниках Марухский, Центральный Туяксу, Малый Актру, Мак-Кол (хребет Брукса на Аляске) и многих других. В случае противоположной экспозиции ледника к снеговетровому потоку стороны меняются, аккумуляция выше у правого борта (ледники Гергетти, Гречишкина). Довольно редко изолинии аккумуляции следуют изогипсам и асимметрия аккумуляции отсутствует (ледники Блу, Пейто, Южный Каскадный).

На некоторых долинных ледниках, как правило расположенных вдоль господствующих ветров, отмечается не накопление, а снос с них снега - таковы ледники Гергетти, Козельского, Голубина. Наоборот, иногда сток холодного воздуха к концу ледников и условия ветрового переноса приводят к надуву снега у их концов, стаивающего лишь во второй половине сезона абляции - ледники Малый Актру, Водопадный (Алтай), Кельбаши (Кавказ), Плэйс (Береговой хребет).

Поля абляции более однородны. Можно выделить два типа - нарастание (линейное или с ускорением) от верховьев к концу ледника или с максимумом в середине области абляции и снижением ее к концу, обусловленным отчасти упомянутым снежным надувом, но, главным образом, замедлением таяния под мореной. К первому типу относятся, например, ледники Марухский и Джанкуат, Центральный Туяксу, Малый Актру, № 31, Айвори (Новая Зеландия), Люис (г.Кения), Ронский, Грис (Альпы), Сэлмон (Береговой хребет); ко второму - Правый Актру, Козельского, Вулверин (юго-восточная Аляска), Гулкана, Расти (Аляска), Лиммерн (Альпы), Абрамова и др. Особый случай - ледник Батура в Каракоруме, где абляция в осевой части втрое больше, чем в бортовых, и ее поперечные различия превышают продольные. Причина может быть связана с различиями в толщине моренного покрова на леднике, когда лишь на оси остается чистый лед.

К сожалению, в Атласе карты полей массообмена на всиячих, склоновых, каровых ледниках конических вершин имеются лишь для единичных ледников и поэтому типизация этих полей по материалам Атласа невозможна.

Наконец, во всех случаях и для всех типов ледников, где в Атласе приводятся поля аккумуляции, абляции или удельного баланса для разных лет разной обеспеченности (средние, максимальные и минимальные из отмеченных), очевидно подобие полей из года в год. Это можно видеть, например, для ледников Марухский, № 1, Грис, Лиммерн, Сен-Сорлен, Мак-Кол, Хинтерайсфернер, Зоннблик (Альпы) и др.

Возможна количественная мера временного подобия полей на ледниках (Кренке, Меншутин, 1984). Значения полей в каждой точке нормируются по средней для ледника величине за каждый год, затем подсчитывается изменчивость нормированных величин для многолетнего ряда. Среднее значение или карта поля полученных величин коэффициента вариации и есть количественная мера подобия. Так, для Марухского ледника коэффициент абляции оказался ниже 0,20 для всего ледника, а аккумуляции - для большей его части, кроме конца языка, где поле аккумуляции оказалось неустойчивым, меняясь в зависимости от скоростей ветра по годам.

Изложенная выше типизация полей покровных и горно-долинных ледников позволяет подойти к проблеме количественной оценки подобия полей на разных ледниках. Такое подобие позволило бы не только восстанавливать поля на ранее изученных ледниках по данным об аккумуляции-абляции, рассчитанным на дистанционно определенной высоте границы питания, но и выполнять подобные расчеты для вообще неизученных ледников по ледникам-аналогам. Главная проблема заключается в нормировании ледников по некоторому осредненному леднику. В качестве такого нормирования можно предложить деление всех ледников одного типа на фиксированное число высотных, например 10, и продольных, например 8, зон (Меншутин, 1986). Высотные зоны выделяются между наивысшей точкой бассейна и концом ледника, продольные - между бортами ледника. Таким образом, на ледниках с оледенелой задней стенкой будут присутствовать все зоны, на ледниках со скальной стенкой верхние зоны выпадут. При таком делении удалось добиться наибольшего подобия кривых аккумуляции и абляции по зонам. Диапазон значений полей массообмена по этим зонам также делится на фиксированное число градаций. Затем ледники сопоставляются по распределению этих градаций между зонами. Ввиду разных абсолютных значений

высот, ширины ледников и интенсивности массообмена все эти значения также нормируются, как сделано на рис.7.2.

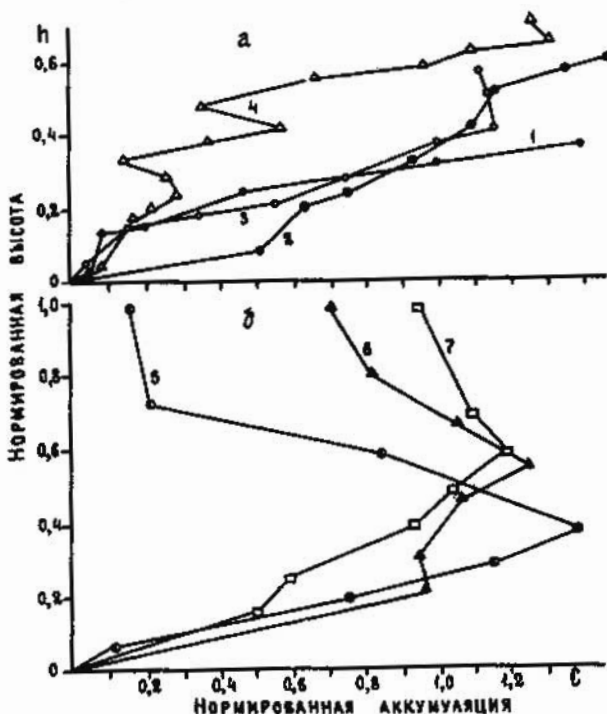
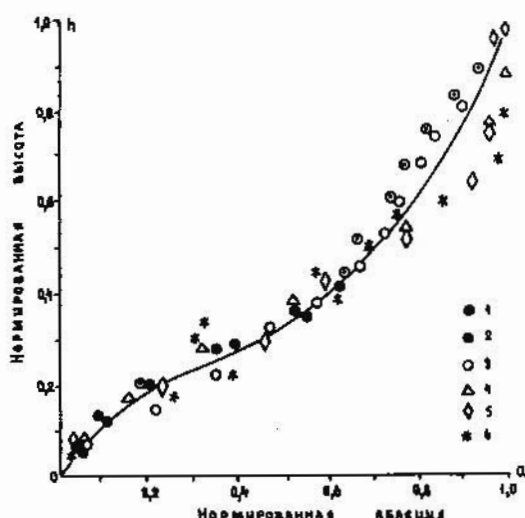


Рис.7.2. Распределение аккумуляции по высоте на ледниках: а) со скальными задними стенками: 1 - Марухский, 2 - Джанкуат, 3 - Абрамова, 4 - Хельстугубрезн (Скандинавия); б) с оледенелыми задними стенками: 5 - Сен-Сорлен, 6 - Центральный Туксуйский, 7 - Гергети; $h_i = \frac{H_i - H_0}{H_4 - H_0}$, где H_i - среднее значение высоты для i -ой зоны между наивысшей точкой бассейна и концом ледника, H_0 - среднее значение высоты самой нижней высотной зоны в бассейне ледника, H_4 - среднее значение высоты самой верхней высотной зоны в бассейне ледника; $C = \frac{C_i - C_0}{C_4 - C_0}$, где C_i - аккумуляция в i -ой высотной зоне, C_4 - средняя аккумуляция на леднике, C_0 - наименьшая из средних значений аккумуляции по зонам (обычно в нижней зоне)

Кривые распределения нормированной аккумуляции по нормированной высоте распределены по двум основным типам: ледники со скальной задней стенкой (Марухский, Джанкуат, Абрамова) с максимумом в верхних высотных зонах и ледники с оледенелой задней стенкой (Сен-Сорлен, Центральный Туюксу, Гергети), где максимум смещен ниже. В принципе для неизученных ледников, приняв распределение нормированных величин соответствующим рис.7.2, можно получить фактические величины, рассчитав аккумуляцию-абляцию на границе питания, и затем помножив ее на отношение картированных величин в разных зонах к величинам на границе питания.

Нормированные величины абляции подобно распределяются по высотным зонам. Для примера на рис.7.3 приведены эти величины для ледников без сплошного моренного покрова на их концах. Близость точек к типовым кривым указывает на перспективность таких расчетов для неизученных ледников. Различия в условиях между отдельными ледниками могут быть отражены в высотах границы питания, зависящей от морфологии, экспозиции, размеров и условий аккумуляции на леднике.

Рис.7.3. Распределение абляции на ледниках с высотой: 1 - Марухский, 2 - Джанкуат, 3 - Абрамова, 4 - Центральный Туюксу, 5 - Малый Актру, 6 - № 31, $\bar{h} = (\bar{h}_i - \bar{h}_0) / (\bar{h}_z - \bar{h}_0)$, где $\bar{h}_i$ - средняя высота i -ой зоны между наивысшей точкой бассейна и концом ледника, $\bar{h}_0$ - средняя высота самой нижней высотной зоны ледника, $\bar{h}_z$ - средняя высота самой верхней высотной зоны ледникового бассейна; $a = (a_i - a_0) / (a_{\max} - a_0)$, где a_i - абляция в i -ой высотной зоне, a_0 - минимальная абляция (в верхней высотной зоне), $a_{\max}$ - наибольшая из величин абляции по высотным зонам



7.2.3. Градиент внешнего массообмена. Энергия оледенения

Интенсивность массообмена в ледниках, перенос льда из области питания в область абляции, интенсивность рельефообразующей деятельности ледников определяется разностью в направлении и интенсивности внешнего массообмена у начала и у конца ледников, отнесенной к перепаду высот между ними, т.е. вертикальным градиентом внешнего массообмена (Шумский, 1947). Эта величина, в отличие от градиентов "чистых" абляции и аккумуляции по отдельности, постоянна по времени и служит важной "инвариантной" характеристикой ледника (Котляков, 1968). В то же время она может сильно меняться у близко расположенных ледников в зависимости от их высотного положения и морфологии (Чернова, 1978). Вычисление градиента внешнего массообмена для 75 ледников по материалам Атласа показывает, что он меняется приблизительно в 25 раз - от 0,9 мм/м (0,09 г/см² на метр) на ледниковом куполе о.Девон до 23 мм/м (2,3 г/см² на метр) на леднике Лемон-Крик в куте залива Глейшер Бей на влажном океаническом склоне гор юго-восточной Аляски.

Несмотря на упомянутый выше локальный разброс, величина градиента внешнего массообмена в целом возрастает вместе с интенсивностью питания ледников (рис.7.4). На подобную закономерность мы указывали ранее (Шумский, Кренке, 1964). Материалы Атласа позволяют придать ей количественное выражение. Эта связь приблизительно, коэффициент корреляции 0,74, может быть выражена в виде

$$\Delta B / \Delta H = 0,98 + 0,033C',$$

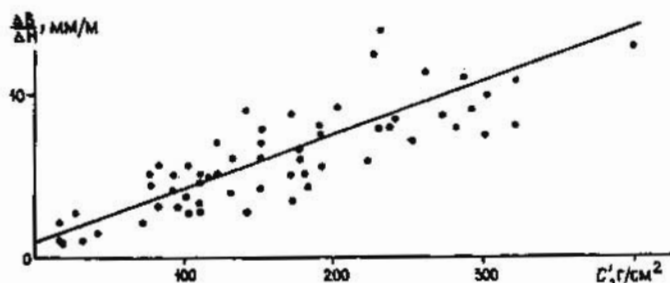
где C' - скорость питания в г/см², $\Delta B / \Delta H$ - градиент внешнего массозергообмена в мм/м (мм слоя воды соответствует 0,1 г/см² удельного баланса массы). Нарастание градиента внешнего массообмена отстает от нарастания (с ростом аккумуляции) "энергии оледе-

нения" (Е) по П.А.Шумскому (1947), равной градиенту удельного баланса массы у границы питания ледников. Действительно, ранее (Кренке, 1982) по данным П.А.Шумского получено выражение

$$E = 0,02C' + (0,02C')^2,$$

соответствующее более быстрому приросту градиента массообмена у границы питания. Тем не менее и при вычислении градиента внешнего массообмена между началом и концом ледника географические различия остаются большими.

Рис.7.4. Зависимость градиента внешнего массообмена $\Delta B/\Delta H$ на ледниках от скорости аккумуляции на высоте границы питания C'



В Арктике и Антарктике градиенты не могут быть определены для ледников, заканчивающихся на плаву. Для ледников, оканчивающихся на суше, они равны 3-5 мм/м для относительно влажных ледников Шпицбергена и Баффиновой Земли, около 2 мм/м в центральной части Северного Ледовитого океана (о.Миеен и Северная Земля) и уменьшаются до 1 мм/м для удаленной от поступления влаги северо-восточной части Канадского архипелага.

В Субарктике огромное значение имеет морфология ледников. У питаемых метелевым снегом с прилегающих плато ледников Полярного Урала градиент внешнего массоэнергообмена составляет 12-13 мм/м, у ледника Мак-Кол в альпийском рельефе хр.Брукса - только 1 мм/м. На влажных склонах Ватнайекюдля в Исландии градиент равен 8 мм/м против 3 мм/м на подветренном склоне. В Кордильерах Северной Америки на океаническом побережье градиент внешнего массообмена составляет 10-20 мм/м, достигая максимума в углу, образованном Аляской и основной частью континента. За горными цепями в Аляскинском хребте и Скалистых горах градиент уменьшается приблизительно до 5 мм/м, т.е. в среднем вдвое.

В Скандинавии градиент внешнего массообмена убывает от 8-9 мм/м в приморских до 3-4 мм/м в континентальных районах, на Кавказе от 10-12 мм/м во влажной западной части до 2,5 мм/м на востоке центральной части. Еще восточнее он может вновь возрастать, поскольку там сохраняются лишь ледники метелевого питания. В Тянь-Шане даже в периферийных частях градиент не превышает 7 мм/м, во внутренних понижается до 1,5 мм/м на леднике Западный Суек. И по этому показателю ледники внутреннего Тянь-Шаня напоминают континентальные районы Арктики, на что уже давно обратил внимание Г.А.Авсюк (1950). На Памире, даже в его центральных частях, из-за значительного накопления осадков градиент внешнего массообмена выше, составляя 7-8 мм/м. На Алтае он убывает от 14 мм/м на западе до 5 мм/м на востоке. На тихоокеанском берегу Камчатки этот градиент также велик, составляя на леднике Корыто 13 мм/м, что, впрочем, меньше, чем на ледниках Аляски с той же интенсивностью питания.

В целом к северу при том же уровне осадков градиент внешнего массообмена возрастает. По-видимому, более жесткий и менее подвижный холодный лед обеспечивает необходимый расход льда лишь при больших значениях градиента интенсивности внешнего массообмена.

7.3. Поля высоты границы питания ледников

7.3.1. Методы определения высоты границы питания ледников и построения ее поля

Граница питания разделяет на леднике область абляции, ежегодно теряющую весь выпавший на ее поверхность снег, и область аккумуляции, где снег частично (реже полностью) усваивается ледником. Таким образом, на границе питания аккумуляция в целом за год равна абляции.

Положение поверхностной границы питания соответствует равенству аккумуляции и абляции на поверхности ледника. Оно может быть определено на основе речных наблюдений за таянием ледниковой поверхности. Если часть выпавшего зимой снега, оставшаяся после летнего таяния, превращается в лед в течение года, т.е. многолетний фирн отсутствует, граница питания и поверхностная граница питания совпадают. В обратном случае граница питания, отделяя зону фирна от зоны льда (фирновая линия), показывает некоторое осредненное положение линии равновесия прихода и расхода вещества на леднике - за столько лет, сколько требуется для превращения фирна в лед. На ледниках умеренного пояса осреднение будет примерно десятилетним (Кренке и др., 1970). Поверхностное положение фирновой линии легко определяется визуально - в поле и на аэрофотоснимках.

Наибольшее осреднение во времени (90 лет и более) покажет, по-видимому, положение кинематической границы питания, разделяющей ледник на области аккумуляции и абляции с точки зрения движения: по направлению вектора скорости внутрь ледника или из него (Калесник, 1963; Зверкова и др., 1982). Возможно, это связано с зависимостью ее положения от направления линий тока, которое контролируется крайне медленно меняющейся формой ложа. Кинематическая граница питания может быть определена по аэрофотоснимкам: выше нее поверхность ледника фотографически монотонна, так как параллельно поверхности залегают слои наложенного льда, а ниже нее на поверхность выходит глубинный лед с хорошо видимыми на снимках огивами и полосами средних и краевых морен (Шумский и др., 1972). Таким образом, кинематическую границу питания можно определять методом Рейда (Калесник, 1963, с.73) или его упрощенной разновидностью - по верхней границе выхода морен на леднике. Метод может быть применен дистанционно путем анализа аэро- или космических снимков (Десинов и др., 1977).

Рассмотрение формы ледника в результате одновременного воздействия на нее поверхностного таяния и движения (Hess, 1904; Зверкова и др., 1982) показывает возможность определения кинематической границы питания и методом Гесса - по месту выпрямления горизонталей на плане ледника, вогнутых в кинематической области аккумуляции и выпуклых в кинематической области абляции.

По методу Куровского высота границы питания ледника определяется на его вертикальном профиле как средняя высота ледника, взвешенная по площади высотных зон (Kutrowsky, 1891; Hess, 1904). Метод основан на идее баланса вещества на поверхности ледника и использует два допущения: стационарность ледника при годовом балансе, равном нулю, и линейность изменения с высотой аккумуляции и абляции. При наступании ледника ошибки из-за обоих допущений имеют одинаковый знак, т.е. складываются, а в периоды сокращения ледника - противоположный знак, т.е. компенсируют друг друга.

Действительно, специальные обсчеты (Кренке, Шантыкова, 1978; Чернова, 1984) в сопоставлении с экспедиционными данными показали совпадение высоты кинематической границы питания по методу Куровского (и его упрощенному варианту, когда за высоту границы питания принимается просто средняя высота ледника) на современных отступающих ледниках и ее более низкое по отношению к середине высоты положение на наступающих. Значительная нелинейность изменения абляции с высотой на теплых ледниках

может "опускать" границу питания (Чернова, 1984) ниже середины вертикального профиля на 100-150 м и в фазу отступления. Это значит, что на теплых ледниках метод Куровского всегда завышает результаты.

Одной из разновидностей метода Куровского можно считать метод Гефера (Калесник, 1963, с.71), по которому высота границы питания определяется как среднее арифметическое высот горного обрамления фирнового поля и конца ледника. Когда скальное обрамление слишком возвышается над фирновым полем, он также дает завышенные результаты.

Применение методов Куровского и Гефера позволяет определить границу питания в балансовом смысле, а также ее среднее многолетнее положение, так как только за ряд лет форма и распределение масс ледника по высоте отразят климатические условия. Для горных ледников время оборота массы в них примерно 100 лет. Можно ожидать, что и осредненная реакция положения и формы ледника на климат отражает условия такого же периода.

Кинематическая граница питания более устойчива, имеет меньшую амплитуду изменений по высоте, но период ее приспособления к морфологии ледника, по-видимому, тот же, что и у балансовой границы питания, так как в обоих случаях приспособление формы ледника к балансу осуществляется за счет движения льда.

Таким образом, изменения высотного положения фирновой линии в сглаженном виде повторяют изменения высотного положения балансовой и кинематической границ питания. При отступании ледника фирновая граница располагается выше кинематической границы питания, которая в это время находится на середине вертикального профиля ледника, совпадая с границей Куровского. При наступании граница Куровского оказывается самой высокой, примерно на 200 м ниже (Hess, 1904) располагается кинематическая граница и еще ниже - фирновая. Самой низкой оказывается граница питания данного года, или поверхностная, которая в отдельные годы может оказаться у конца языка (ситуация, когда поверхность ледника все лето покрыта снегом). Совпадение положения фирновой линии и кинематической границы питания должно свидетельствовать о стационаровании ледника.

Точность определения границы питания упомянутыми методами примерно одинакова (Зверкова и др., 1982). Ошибки их допущений имеют случайную составляющую порядка 100 м, заметно уменьшающуюся при осреднении в пространстве - для группы в 5-10 ледников, что требуется при построении поля высоты границы питания целой ледниковой системы.

Методика построения полей разных характеристик ледниковых систем - отделение локальной изменчивости от фоновых значений - подробно охарактеризована в гл.2. Здесь мы приведем лишь пример выявления устойчивости полученного таким образом фона - для карты высот границы питания Берегового хребта и Скалистых гор Северной Америки масштаба 1:3 000 000 (см.с.293 I-го тома Атласа).

В данном случае высота границы питания была определена по топографическим картам масштаба 1:250 000 способами Куровского или Гесса. После опробования разных способов осреднения значений высот границы питания были использованы средние арифметические величины (Зверкова, Чернова, 1982). Локальная изменчивость внутри группы ледников была рассчитана по 10 группам из 15-20 ледников каждая. Среднее квадратическое отклонение зависело главным образом от отметок нижних концов ледников и составило ± 200 м.

Пространственная изменчивость высоты границы питания в этом районе, где огромные сложно-долинные ледники, спускающиеся в море, соседствуют с расположенными вблизи самих вершин висячими и каровыми ледниками, оказалась так велика, что и после вычисления средних значений по группам ледников не было получено достаточной плавности поля: множество замкнутых кривых мешали восприятию характеристики ледниковой системы в целом. Поэтому было выполнено вторичное сглаживание способом скользящего кружка (Зверкова, 1983б) на промежуточном оригинале масштаба 1:1 000 000 двумя путями: с диаметром кружка, равным 4 см, в два этапа с последовательным получением поверхностей II и III и с диаметром 6 см - поверхность IV.

Хорошее совпадение изолиний всех трех поверхностей свидетельствовало об устойчивости фона и, следовательно, локальная изменчивость была исключена уже на первой ступени осреднения (поверхность II). Результирующие всех трех видов изолиний и были приняты в качестве изображения на составляемой карте.

Среднее квадратическое отклонение, характеризующее разность фоновых поверхностей II и III ($\Delta\phi$), равное ± 21 м, показывает малую изменчивость фона, позволяющую проводить изолинии с сечением, превышающим $2(\Delta\phi) = 42$ м, т.е. от 50 м, что невозможно на несглаженных картах. На картах Атласа принято сечение изолиний границы питания в 100 м.

7.3.2. Глобальные закономерности поля высоты границы питания ледников

Впервые карта изолиний высоты границы питания ледников была построена еще Е.Рихтером в 1888 г. (Hess, 1904). Впоследствии в работах геологов-четвертичников и гляциологов (Шумский, Кренке, 1964) неоднократно публиковались такие карты для всей суши, позднее (Кренке, 1982) был проанализирован их физический смысл. Изолинии лишь в отдельных точках пересекают действительные линии границы питания. В остальных местах их высота оказывается либо под поверхностью Земли при пересечении хребтов, либо в воздухе и, например, над морями.

Попытки представить эти последствия изолинии как высоты ее потенциального положения в случае изменения рельефа несостоятельны, так как изменение форм рельефа изменило бы и климатические характеристики. Поле высот границ питания выражает лишь, что ему соответствуют границы питания там, где они есть. Вся поверхность Земли ниже границы питания остается ниже значений высоты, указанных для поля, а та же поверхность в областях питания - выше. Значения поля определяют интерполяцией с учетом упомянутых условий.

Поля, построенные в Атласе для отдельных ледниковых систем, с принятым на них сечением не могут быть объединены в единое поле. Однако выбор сечения в 500 м и более позволил обобщить эти поля на всю Землю. При этом сохранились основные тренды внутри ледниковых систем, а все дополнительные к основным трендам характеристики региональных полей оказались шумом по отношению к глобальной фоновой карте.

При построении глобального поля впервые был охвачен и океан, тем самым построена глобальная поверхность "хионосферы" в указанном выше понимании. Для тех частей планеты, где интерполяция между ледниковыми системами невозможна, был использован "метод вершин" - хионосферу помещали выше свободных ото льда вершин, например Мауна-Лоа на Гавайях, и учитывали длительность залегания снега на таких вершинах, например Фудзияма, и хребтах, а также характерные значения горизонтальных градиентов высоты границы питания для соответствующих широт и типов рельефа, определенные там, где интерполяция была возможна; учитывались также поля годовых осадков и летней температуры воздуха на земной поверхности. Полученная в результате карта представлена на рис. 7.5.

Рассмотрим на ней основные глобальные закономерности. Первая закономерность - это широтные изменения. Самое низкое положение занимает высота границы питания у полюсов. Она опускается ниже поверхности моря в Антарктике на широте около 60° ю.ш. в Индийском и около 65° ю.ш. в Тихом и Атлантическом океанах и остается ниже 500 м абс.высоты на большей части акватории Центрального бассейна Северного Ледовитого океана, севернее 75° с.ш. в Евразийском секторе и на западе американского и севернее 80° с.ш. на востоке американского сектора.

Асимметрия между полушариями эквивалентна 15° широты и примерно 5° средней летней температуры на поверхности суши. Она связана с большей океаничностью Южного полушария и усиливается положительным обратным влиянием Антарктического ледникового покрова. Преимущественно субширотный рисунок изохион сохраняется до 40° с.ш. в Северном и 40° ю.ш. в Южном полушариях, при этом в океанах Северного полушария даже до 30° с.ш., а в Индийском океане и Австралии до 20° ю.ш. Горизонтальный межширотный градиент составляет в этих зонах около 3,5 км на 40° , или около 0,9 м/км на суше, около

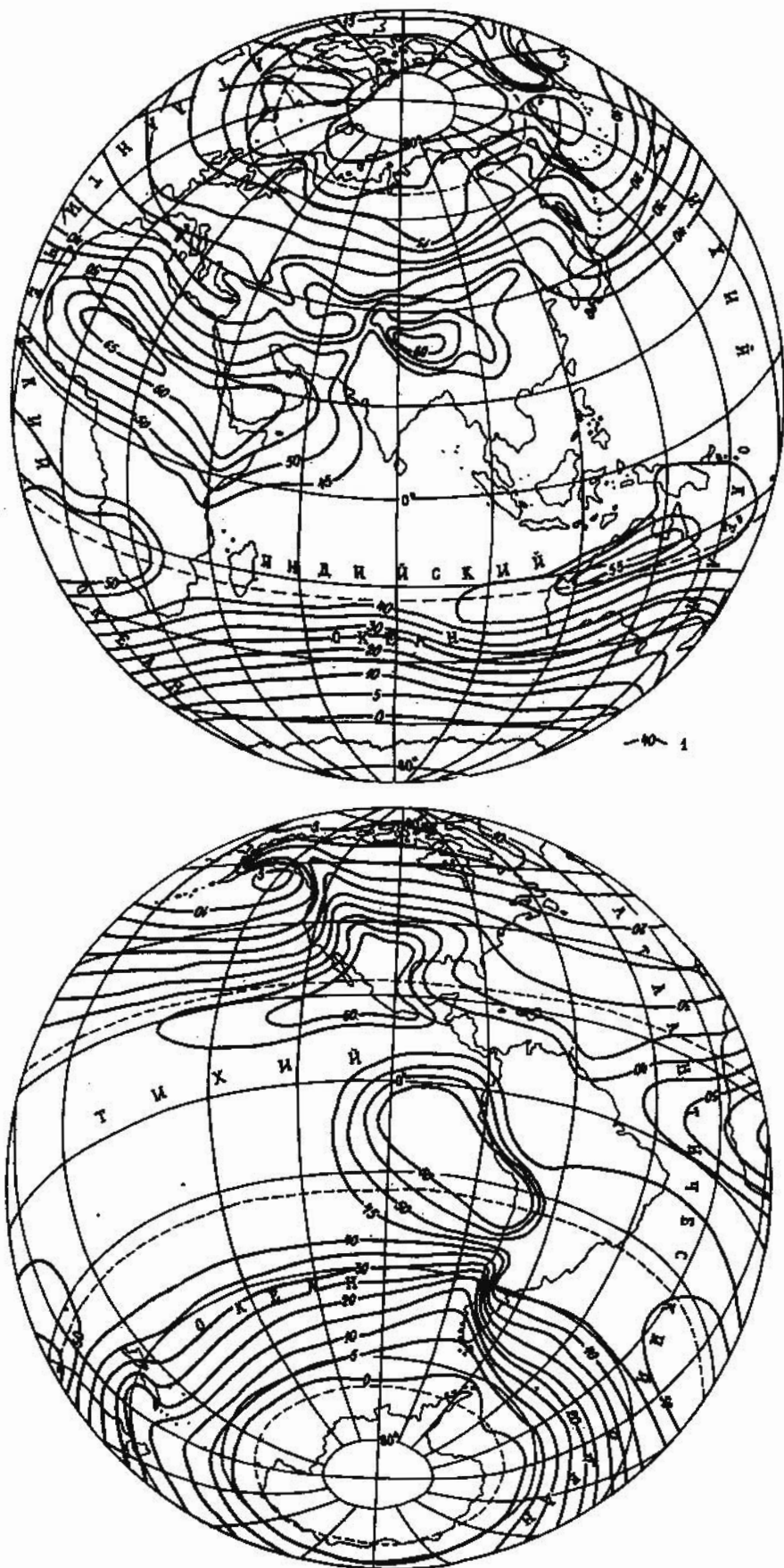


Рис.7.5. Глобальное поле высоты границы питания на современных ледниках. 1 - изолинии равной высоты границы питания; цифры - в сотнях метров над уровнем моря

1,0-1,3 м/км в океане Южного полушария и 0,7 м/км в океане Северного. Осредненный наклон нижней поверхности хionoсферы колеблется от 1/750 до 1/1500.

На большей части поверхности океанов и для хорошо увлажненной суши тропических и экваториальных, а отчасти и субтропических широт, т.е. на значительной части планеты, можно предполагать безградиентное поле с высотой границы питания между 4000 и 4500 м абс.высоты. Таким образом, условия режима ледников подчинены широтной поясности лишь в зоне циркуляции умеренных широт с характерными для нее вихрями синоптического масштаба. Это предположение подтверждается лишь отдельными ледниками на о.Новая Гвинея, в Колумбии и высотой границы питания на южном склоне Гималаев. По-видимому, для формирования "белой Земли" (целиком покрытой льдом) необходимо опускание границы питания ледников на 4000 м, что в настоящее время эквивалентно похолоданию на 24 К.

Укажем для сравнения, что парниковый эффект атмосферы в современных условиях повышает среднюю температуру Земли приблизительно на 33 К (Будыко, 1971). Ослабление парникового эффекта вдвое при сохранении прочих факторов, т.е. без учета обратной связи, привело бы к "белой Земле" со средней температурой -6°C , но в действительности оно вызвало бы сложные процессы в нелинейной климатической системе и условия "белой Земли" были бы достигнуты быстрее, главным образом за счет нового альбеда.

Представление об изохиинах позволяет сделать независимую оценку. Так, снижение изохиина на 4000 м безусловно привело бы к "белой Земле". С другой стороны, во время четвертичного оледенения депрессия снеговой линии составила в среднем около 1000 м (Гляциологический словарь, 1984), что, однако, не вызвало такие последствия. Значит, наиболее вероятная депрессия, приводящая к "белой Земле", с учетом обратных связей лежит посередине между 4000 и 1000 м, т.е. равна 2500 м, что эквивалентно похолоданию на 15 К, т.е. средняя годовая температура Земли должна была понизиться до 0°C .

Вторая глобальная закономерность - увеличение высоты границы питания в области субтропических максимумов и некоторое понижение в районе субарктических минимумов атмосферного давления. Подъем в субтропических пустынях составляет 1500-2200 м (Котляков, 1968, рис.31). Наибольшая высота изохиина - более 6500 м - приходится, по-видимому, на южную Сахару и северо-восток Эфиопии. Следы четвертичного оледенения в Абиссинском нагорье на высотах 4200-4400 м свидетельствуют, следовательно, о депрессии снеговой линии в 2000 м и о повышенных по сравнению с современными осадками. Последнее подтверждается фактическим подъемом изохиина в Андах выше 6000 м в районе пустыни Атакама.

Северные субарктические ложбины раздвоены, как нередко и минимумы, на полях давления. К постоянным, круглогодичным, субарктическим минимумам приурочены континентальные ледниковые покровы, которые поддерживают сохранение минимумов летом, а те, в свою очередь, способствуют питанию покровов снегом (Кренке, 1971). Четвертичная депрессия снеговой линии здесь либо снижалась до 500 м, либо приводила к формированию положительного баланса и покровного оледенения на уровне моря.

Ледники отдельных африканских и центральноамериканских вулканов располагаются на высотах 4800-5200 м на границе областей сухих субтропиков и влажного экваториального пояса. Средний градиент между полюсами и экватором составляет 0,45 м/км (4500 м на 1000 км), а между полюсами и осями субтропических максимумов давления - около 1,0 м/км (более 6000 м на 6500 км).

Третья закономерность - повышение границы питания во внутренних частях горных стран. Оно проявляется, например, в Альпах, но особенно в Центральной Азии на Тибетском и Памирском нагорьях, защищенных от поступления влаги сериями горных хребтов. Здесь этот эффект накладывается на субтропический максимум, повышающий примерно на 1000 м высоту изохиина в пустынях Монголии и Средней Азии. Эффект массивности гор добавляет к ее высоте 1000 м.

Четвертая закономерность состоит в том, что высота изохиина на наветренных к переносу влаги сторонах ледниковых систем понижается с приближением к океану - источ-

нику влаги. Так, в Субарктике в сторону Атлантического океана она снижается от 1700 м в Верхоянском хребте до 1000 м в горах Путорана и южнее расположенного Полярного Урала и 800 м на западе Скандинавии. На западе Тянь-Шаня она составляет 3600 м, а на той же широте на западе Кавказа 2700-2800 м, в Пиренеях даже 2400 м.

В сторону Тихого океана граница питания снижается от 2000 м на восточной периферии хр.Черского до 400-500 м на океанической стороне Корякского нагорья. Гребень в поле изохион на Северо-Востоке России в районе гор Сунтар-Хаята совпадает с границей преобладания твердых осадков атлантического и тихоокеанского происхождения и объясняется положением этой границы. Сопоставление "подветренных" к переносу влаги сторон ледниковых систем менее показательно, так как различия могут быть связаны не только с удалением от источника влаги, но и с разными экранирующими эффектами хребтов.

7.3.3. Региональные закономерности поля высоты границы питания

Поля высоты границы питания в каждой из ледниковых систем отражают фоновую пространственную изменчивость климатических условий ледниковой зоны на территории региона. Сама непрерывность поля есть отражение непрерывности полей определяющих его факторов (Бойчук, Марченко, 1968) - в данном случае осадков, температуры воздуха и др.

Диапазон высот границы питания в пределах ее полей для каждой из ледниковых систем колеблется от 100 м для Земли Франца-Иосифа до 4000 м для Анд южнее 30° ю.ш. Характерное значение - около 1000 м, что соответствует смещению на 12° по широте на фоновом глобальном поле. Таким образом, различия внутри ледниковых систем соответствуют различиям между разными географическими зонами. Следует помнить, что речь идет не о различиях высоты границы питания между отдельными ледниками, а о различиях в значениях поля, сглаживающего высоты на отдельных ледниках, так как оно строилось по средним значениям для групп из 5-15 ледников.

По конфигурации поля высот границы питания для ледниковых систем делятся на три основных типа. Первый тип - ледники горных систем, преграждающих потоки влаги и (или) холода. Изохионы вытягиваются вдоль хребтов, слагающих эти системы, лишь несколько прогибаясь вокруг крупных долин или заливов и, наоборот, образуя гребни или "холмы" за крупнейшими горными массивами, например Мак-Кинли и Джердайн в Аляскинском хребте, Логан в горах Святого Ильи, Эльбрус на Кавказе. Градиент значений поля направлен поперек хребтов, вдоль направления переноса влаги или под небольшим углом к нему на северо-восток на Береговом хребте и в Скалистых горах, в горах Святого Ильи, на восток-северо-восток в Андах южнее 30° ю.ш., на восток-юго-восток на Новой Земле и в Скандинавии, на юго-восток в Кодаре и Куньлуне, на Полярном Урале, на юг - в Восточном (Китайском) Тянь-Шане, на юго-запад в Нань-Шане и Циляншане, на запад в Андах севернее 30° ю.ш. и на Баффиновой Земле, на северо-запад в Корякском нагорье, в Аляскинском хребте и в Гималаях, на север в горах Чугач и в Алайском хребте. В последнем случае направление градиента обратное к направлению градиента температуры воздуха - граница питания поднимается, несмотря на похолодание.

Величины градиентов в ледниковых системах первого типа велики, нередко они больше 10 м/км (табл.7.2). Они растут с ростом высоты и сплошности гор. Градиенты высоты границы питания снижаются, если они направлены навстречу температурному градиенту, и возрастают, если совпадают с ним. В целом градиенты меньше в Арктике и растут к низким широтам. Отклонение от нормали к оси хребта связано с потеплением в сторону низких широт.

Модификацией первого типа служат ледниковые системы Северо-Восточной Земли и о.Эдж архипелага Шпицберген, где градиент, равный 3 и 5 м/км соответственно, обусловлен удалением к северо-западу и западу от массива морских льдов, выхолаживающего прилегающее побережье.

Вторым типом служат ледники горных систем, вытянутых вдоль направления переноса влаги. К ним относятся Кавказ и Алтай, включая Монгольский Алтай. Диапазон высот границы питания на Кавказе 1400 м (от 2700 до 4100 м), градиент направлен вдоль хребта

с отклонением от него к северу в связи с преобладанием юго-западного и западного переноса влаги, средняя величина градиента 8 м/км. На Алтае высота границы питания поднимается от 2150 м на западе до 3850 м на востоке (диапазон 1700 м). Составляющая градиента вдоль хребтов равна 2 м/км, а по нормали к ним 7 м/км.

Таблица 7.2

Характеристики поля высоты границы питания в ледниковых системах, преграждающих путь потокам влаги и холода

Название ледниковой системы	Диапазон высот границы питания, м абс. высоты	Амплитуда высот границы питания, м	Направление градиента	Характерный градиент высот границы питания, м/км
Зона островного покровного оледенения				
Баффина Земля	600-1100	500	З	7
Новая Земля	300-600	300	ВСВ	3
Зона многолетней мерзлоты и горного оледенения				
Аляскинский хребет	800-2200	1400	СВ и С	15-20
Горы Чугач и Св.Ильи	800-2200	1400	С и СВ	15
Береговой хребет (север)	600-2000	1400	СВ	7
Береговой хребет (юг)	1400-2400	1000	СВ	4
Скалистые горы	2100-2700	600	СВ	4
Полярный Урал	750-1250	500	ЮВ	5
Путорана	750-1050	300	ЮВ	4
Орулган	1550-2050	500	ЮВ	5
Корякское нагорье	350-1650	1300	СЗ	5
Камчатка	600-2200	1600	З	10
Кодар	1950-2450	500	ЮВ	3
Зона горного оледенения и устойчивого снежного покрова				
Скандинавия (север)	900-1500	600	ЮВ	5
Скандинавия (юг)	1000-1900	900	ЮВ	8
Алай	3500-4200	700	С	10
Восточный Тянь-Шань	3750-4450	700	Ю	12
Нань-Шань	4350-5050	700	ЮЗ	6
Куньлунь	5150-6250	1100	ЮВ	7
Цилианьшань	4350-4650	300	ЮЗ	10
Гималаи	4200-6000	1800	СЗ	8
Экваториальный и южный тропический пояса				
Анды севернее 30° ю.ш.	4550-6050	1500	З	5
Южный умеренный пояс				
Анды южнее 30° ю.ш.	500-4500	4000	В	10
Новая Зеландия	1900-2600	700	ЮЗ	7

К ледниковым системам третьего типа относятся ледники горных стран, сложенных хребтами разного направления. Поле высоты границы питания здесь имеет сложную конфигурацию: ложбины вдоль долин, открытых потокам влаги, резкие перепады вдоль хребтов, поперечных к этим потокам, высоко поднятые области во внутренних нагорьях. Снижение высоты границы питания к осям долин отмечается лишь в долинах, открытых потокам влаги. В иначе ориентированных долинах такое снижение не наблюдается, что свидетельствует о его климатической, а не геоморфологической природе.

Таковы Памир, Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Каракорум с Гиндукушем. На Памире перепад высот поля достигает 1800 м (3600-5400 м), а градиенты его достигают 50 м/км. Заалайский хребет, где на протяжении 20 км при движении на юг значения поля высоты границы питания возрастают на 1000 м (уклон 1/20), возможно, рекордсмен в мире по значению градиента этой высоты. Причина заключается в отсутствии глубоких перевалов в этом очень высоком, сплошном, быстро вздымающемся хребте, через которые могли бы проникать влажные массы воздуха.

В Тянь-Шане поле высоты границы питания (диапазон 3350-4850 м) на большей части территории малоградиентное, 3-4 м/км, но на хр.Тенгри-Таг значения градиента также достигают 50 м/км. Джунгарский Алатау более прост, но и здесь глубокая ложбина во-

круг долины Коры Каратальской сочетается с резким перепадом, 9 м/км, поперек главного хребта. В Каракоруме поле границы питания колеблется сложным образом в пределах высот 4150-5450 м.

К четвертому типу поля высоты границы питания относятся ледниковые системы, приуроченные к компактным островным группам (Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, север Канадского архипелага), отдельным крупным островам (Исландия, Гренландия), высоким нагорьям (Тибет) и горным системам, получающим осадки с разных, в том числе противоположных направлений (Альпы, хребты Черского и Брукса). Здесь граница питания ледников поднимается внутрь горной страны и понижается по всей ее периферии - ледниковые системы "центрального типа". Поле этих высот образует относительно пологий "холм". Градиенты направлены во все стороны от средней части горной страны или островного ледникового покрова. Величина их меньше, чем в полях предыдущих типов (табл. 7.3), при этом также несколько возрастают во влажных районах с морским типом климата.

Таблица 7.3

Характеристики поля высоты границы питания для ледниковых систем "центрального типа"

Название ледниковой системы	Диапазон высот границы питания, м. абс. высоты	Амплитуда высот границы питания, м	Характерный градиент поля высот границы питания, м/км
Гренландия	400-1800	1400	1-3
Исландия	700-1300	600	4
Земля Франца-Иосифа	200-350	150	<1
Север Канадского Арктического архипелага	200-1200	1000	5-10
Западный Шпицберген	150-800	650	8
Северная Земля	350-600	250	2-3
Горы Брукса	1700-2050	350	3
Горы Черского	1950-2250	300	2
Альпы	2400-3200	600	8

Особый случай представляет о. Западный Шпицберген, где "центральный тип" поля высоты границы питания связан с ее снижением на юг и запад из-за роста увлажнения, а на север и восток из-за похолодания лета - на север в сторону полюса, а на восток из-за массивов плавающего морского льда (Кренке и др., 1986).

7.3.4. Соотношение климатического и орографического факторов оледенения

Поля высоты границы питания отражают климатические факторы существования ледников. В глобальном масштабе там, где граница питания ниже, климатические условия благоприятнее и интенсивность оледенения больше. Так, Антарктический континент полностью покрыт льдом, высока интенсивность оледенения в Арктике, значительно снижаясь в умеренных и еще более в тропических широтах. Но уже на следующем уровне наблюдаются серьезные отклонения. В Средней Азии, например, граница питания выше, чем в горах Северо-Востока России и Алтая, однако площадь и интенсивность оледенения намного больше. Большая площадь поверхности суши на отметках выше границы питания здесь создает лучшие условия существования оледенения, несмотря на менее благоприятный климат. Различия в орографии оказываются важнее, чем особенности климата.

Подобный качественный анализ вклада рельефа и климата в степень и пространственную структуру оледенения можно выполнить, сопоставив тренды в интенсивности оледенения, в поле высоты границы питания и высот рельефа либо - более корректно - сопоставлением полей интенсивности оледенения с полями высот границы питания и высот рельефа.

Для построения поля интенсивности оледенения подсчитывается его доля в площадях по квадратам одинакового размера, например 15 x 15 км. Как показал опыт, в этом случае на поле интенсивности оледенения на Памире смещение квадратов на половину стороны, 7,5 км, не привело к заметному изменению рисунка изолиний (Рототаева, 1979). В качест-

ве показателя поля рельефа выбраны максимальные отметки внутри стандартных квадратов (15 x 15 км на картах масштаба 1:1 500 000, 25 x 25 км на картах 1:3 000 000 или 1:5 000 000). Для гор Черского, например, такое поле мало отличалось от предварительного построенного поля поквартных долей площади выше высоты границы питания, служащей субстратом для оледенения. По значениям интенсивности оледенения и максимальных отметок рельефа, приписанным к центрам квадратов, проводятся изолинии.

Совпадение рисунка изолиний и направления градиентов между двумя полями служит мерой связи между ними. Расхождение говорит об отсутствии связей или их ослаблении. При противоположном направлении градиента возможна обратная связь, или просто прямая связь скрывается более сильной связью с другим фактором. Меру совпадения изолиний можно оценить информационным анализом на основе изменения энтропии, возникающего при сложении сравниваемых полей: чем оно меньше, тем связь полей больше (Кренке, 1982).

В Евразийской Арктике в различиях интенсивности оледенения между регионами доминирует климатический фактор. Именно благоприятными климатическими условиями, отражаемыми ложбинами в поле высоты границы питания, можно объяснить большую интенсивность оледенения Земли Франца-Иосифа, чем Шпицбергена и Новой Земли, а тем более Северной Земли или островов Де-Лонга по сравнению с безледными и относительно высокими горами о.Врангеля и тем более Новосибирскими островами. В Американском секторе Арктики орографический и климатический факторы действуют совместно и относительно интенсивное оледенение Земли Элсмира и Баффиновой Земли объясняется не только питанием по западной ветви арктического климатического фронта, но и приподнятым рельефом.

Аналогичная ситуация складывается в Субарктике. Так, на юге Аляски горы намного выше, чем на севере (3-6 км над ур. моря в хребте Чугач, Аляскинском хребте, горах Святого Ильи против 1,5-2 км в хребте Брукса), и граница питания ниже - до 0,8-1,2 км против 1,8-2,0 км на севере. Лишь на подветренной стороне хребтов южной Аляски граница питания поднимается до тех же высот, что и в хребте Брукса. На Камчатке сочетаются благоприятные для оледенения климатические условия в одних районах (Кроноцкий п-ов) с благоприятными орографическими условиями в других (Срединный хребет). Оледенение Корякского нагорья вследствие благоприятного климата более развито, чем оледенение гор Черского, несмотря на меньшие высоты (гора Ледяная в Корякском нагорье 2560 м и вершина Победы в горах Черского 3150 м). Наоборот, оледенение Орулгана благодаря меньшим высотам (не более 2390 м) менее компактно, чем оледенение гор Черского.

Рельеф служит основным фактором внутри ледниковых систем Юго-Восточной Аляски и гор Черского, для которых были специально составлены карты полей интенсивности оледенения и максимальных и минимальных высот рельефа. На Юго-Восточной Аляске наибольшая интенсивность оледенения (свыше 70%) приходится на территории с высотами более 4 км, хотя области с повышенными значениями смещены в сторону моря, где климатические условия более благоприятны. Максимум высот границы питания смещен от наиболее высоких массивов в другую сторону, но все же области высокой интенсивности оледенения приходятся на эти районы с неблагоприятным климатом. Здесь существенны не только вершины, но и базис оледенения - высота долин: чем она больше, тем больше субстрат оледенения.

В горах Черского изолинии интенсивности оледенения также положительно коррелируют с высотами рельефа (Кренке, 1982, рис.12). Климатические условия с высотой рельефа, как правило, ухудшаются, т.е. граница питания повышается, из-за выпадения максимума осадков на передовых более низких хребтах. Поэтому здесь так же, как и на Юго-Восточной Аляске, обнаруживается парадоксальное обратное соотношение между климатическими условиями.

В умеренном поясе соотношение интенсивности оледенения между ледниковыми системами Берегового хребта и Скалистых гор определяется климатическими условиями. Скалистые горы выше, а интенсивность оледенения там меньше в связи с повышением высоты границы питания. Внутри же каждой из этих систем максимум интенсивности оледенения, так

же как и в северной части Кордильер, приурочен к наиболее высоким массивам, лишь слегка смещаясь в сторону моря. То же положение в Скандинавии. Здесь, правда, наиболее мощное оледенение приходится на промежуточные климатические условия между морскими и континентальными. Важнейший фактор развития здесь оледенения - наличие высоких плоских фьельдов - идеального субстрата для ледников.

Оледенение Альп более развито, чем кавказское, вследствие меньшей высоты границы питания, особенно на периферии гор. Более того, ряд центров оледенения (Монблан, Ингфрау, Высокий Тауэрн) находится в благоприятных климатических условиях, с чем связаны упомянутые выше рекордные значения интенсивности массообмена.

Для гор южного обрамления бывшего СССР решающим служит орографический фактор. Именно благодаря высоким абсолютным отметкам гор оледенение Центрального Памира и Центрального Тянь-Шаня более интенсивно, чем Северного и Западного Тянь-Шаня или Гиссаро-Алая, несмотря на менее высокое положение там границы питания. Лишь слабое оледенение Восточного Памира можно объяснить климатическим фактором - высокой границей питания вследствие массивности гор, обуславливающей разогрев их солнцем и малую доступность для осадков внутренних областей. Оледенение Кавказа в целом находится в благоприятных климатических и орографических условиях, но все же из-за менее высокого рельефа и меньшего развития поверхностей выравнивания степень оледенения для всей горной системы составляет лишь 1% при 4% в горах Средней Азии и 10% на Памире.

Внутри ледниковой системы Большого Кавказа наиболее благоприятны климатические условия (ниже граница питания) в западной части и на всем южном макросклоне вплоть до Рачинского хребта. Однако оледенение здесь меньше, чем на менее благоприятном с климатической точки зрения, но более пологом и обладающем большими площадями северном склоне. На востоке Кавказа, наоборот, несмотря на большие, чем на западе, высоты, оледенение слабее из-за климатических условий.

Сходно соотношение орографического и климатического факторов на Памире. О преобладающем влиянии рельефа на изменчивость интенсивности оледенения можно судить уже по тому, что высота гребней в пределах Памирской ледниковой системы меняется от 4000 до 7000 м, т.е. на 3000 м, а высота границы питания - только на 1800 м, что эквивалентно по воздействию на оледенение такому же изменению высоты гор. В табл. 7.4 представлены разные сочетания влияний орографического и климатического факторов.

Таблица 7.4

Орографическая и климатическая базы оледенения Памира

Район	Тип оледенения	Положительная разность оледенения, м	Высота границы питания, м	Высота гребней, м	Знак влияния	
					рельефа	климата
1. Хребет Академии наук	Дендритовые ледники, переходные к сетчатому	1510	4660	6170	+	+
2. Южный склон Заалайского хребта	Мощные сложнодолинные ледники, слитые в верховьях	1270	5410	6680	+	-
3. Запад бассейна р.Обихингоу	Цепь каровых ледников	200	3820	4020	-	+
4. Бассейн оз.Каракуль	Рассеянные склоновые ледники	270	5060	5330	-	-

Мерой интенсивности оледенения могут служить его положительная разность и тип. В первом районе, хр. Академии Наук, разность наибольшая и оледенение наиболее развито. На него совместно влияют орографический (максимальная высота хребтов) и климатический (невысокая граница питания) факторы. В четвертом районе, оз. Каракуль, напротив, оба фактора неблагоприятны для оледенения, что и приводит к его слабому развитию и отсутствию компактной ледниковой зоны.

Во втором районе рельеф способствует оледенению, климат же неблагоприятен: граница питания - наивысшая в бывшем СССР. Однако достаточно обширные пространства, прилегающие к водоразделу, при большой положительной разности позволяют на этих высотах накапливаться большой массе снега, поэтому на южном склоне хребта существуют мощные ледники.

В третьем районе, запад бассейна Обихингоу, при благоприятном климате мала орографическая база, и оледенение представлено лишь узкой полосой малых ледников. В обоих случаях противоположного воздействия климата и рельефа орографический фактор более значим.

В Гималаях и Каракоруме сочетаются благоприятные орографические и климатические факторы, но именно последним прежде всего обязано резкое уменьшение интенсивности оледенения в Тибете и очень ограниченный ее рост в Куньлуне и Восточном Тянь-Шане. Распределение же узлов оледенения, как правило, имеет орографическую природу. Правда, крупные каракорумские ледники Сиачен и Батура, так же как и ледник Федченко в бывшем СССР, обязаны своими размерами дополнительному климатическому фактору - подводу по широким долинам влажных масс - в Каракоруме с запада, а на Памире с юго-запада.

Высказанные на основе анализа полей суждения о факторах оледенения могут быть использованы для реконструкции или прогноза его изменений при изменениях климата или за счет неотектонических движений.

7.4. Массообмен в ледниковых системах

Основная площадь и объем оледенения приходятся на Антарктический и Гренландский ледниковые покровы. На островные и горные ледниковые системы падает лишь 510000 км^2 поверхности и около 125000 км^3 объема льда (3% площади и 0,4% объема оледенения). Интенсивность массообмена полярных покровов, как уже говорилось, меньше, чем на ледниках низких широт, но большая часть массообмена современного оледенения Земли приходится именно на них.

Слой аккумуляции на Антарктическом ледниковом покрове равен в среднем $16,5 \text{ г/см}^2$ (Котляков и др., 1974), что в пересчете на его площадь дает приход 2300 км^3 . Для Гренландского покрова суммарный приход оценивается в 600 км^3 . В предположении стационарности покровов их суммарный массообмен равен приблизительно 2900 км^3 , а для островных и горных ледниковых систем - 530 км^3 (в среднем 102 г/см^2). Значит, на континентальные ледниковые покровы приходится 85% глобального массообмена современного оледенения, равного 3430 км^3 в год.

7.4.1. Массообмен континентальных ледниковых покровов

Антарктический и Гренландский ледниковые покровы относятся к типу материково-островных устойчивых ледяных образований, которые, однажды образовавшись и увеличившись до близких к максимальным размерам, существуют с небольшими изменениями внешних границ неопределенно долго. Их устойчивость во времени объясняется островным положением. Край ледника ограничивает глубокое море, и расходная составляющая баланса массы льда определяется в наибольшей мере или почти исключительно откалыванием айсбергов. Окружающее относительно теплое море дает достаточно влаги, обеспечивающей питание осадками. Взаимодействие с атмосферой выражается в том, что с увеличением или уменьшением осадков растет или сокращается расход льда на айсберги.

Взаимодействие с морем осуществляется непосредственно в ходе колебаний его уровня. С его повышением усиливается обламывание края ледника, увеличивается расход льда в море и уменьшается площадь покрова, а с понижением - осушается часть материковой отмели, на которую и продвигается край ледника и увеличивается его площадь. В обоих случаях устанавливается новое состояние равновесия, соответствующее новому уровню моря (Hollin, 1962).

Современный баланс массы льда Антарктического ледникового покрова определяется с большими ошибками и обычно принимается стационарным. Откалывание айсбергов от края

шельфовых ледников происходит крайне неравномерно. Неправильные колебания размеров и общего расхода айсбергов свойственны как периодам роста, так и сокращения или стационарного состояния покрова. Знак современного баланса массы льда зависит в основном от двух составляющих: снегонакопления на поверхности ледникового покрова и расхода на айсберги, точное определение которых в настоящее время возможно благодаря космическим методам.

Оценки баланса массы отдельных больших участков ледникового покрова Антарктиды говорят о положительном знаке (Budd a.o., 1967; Giovinetto, 1970; Giovinetto a.o., 1966; Котляков и др., 1983). Скорость притока льда к шельфовым ледникам, рассчитанная из условия нулевого баланса, нередко больше фактически измеренной, что также свидетельствует о положительном балансе соответствующей части покрова (Budd a.o., 1970). Повторные измерения сторон и диагоналей пятиугольников на профиле Мирный - Комсомольская - Восток показали повышение поверхности в центральных частях Антарктиды и ее понижение ниже по склону (Виноградов, 1972).

Изучение движения и подсчеты баланса массы льда у края шельфового ледника Фильхера-Ронне подтверждают вывод о пренебрежимо малом значении в балансе массы льда Антарктического покрова всех других составляющих, кроме снегонакопления и расхода на айсберги. Непосредственно измеренные скорости движения льда этого ледника и продвижения в море его края в среднем за ряд лет мало отличаются, что свидетельствует о почти полном отсутствии откола айсбергов в течение этого времени (Конен, Ланге, 1986). Упомянутая выше нерегулярность откола льда от края шельфовых ледников подтверждается, таким образом, наблюдениями и точными съемками.

Таким образом, средний многолетний баланс массы льда Антарктиды близок к нулевому, а его межгодовые колебания из-за резких изменений годового расхода льда на айсберги очень велики. Отклонения от среднего могут превышать величину годового снегонакопления, так как отдельные айсберги имеют объем, соизмеримый с годовым массообменом.

Сводки многочисленных подсчетов баланса массы Гренландского ледникового покрова были не раз опубликованы (Fristrup, Borge, 1966, Чижов, 1976). Из всех составляющих баланса массы наиболее надежно оценено, как и для Антарктиды, снегонакопление. Доля поверхностной абляции для Гренландии в отличие от Антарктиды сопоставима с расходом на откалывание айсбергов, но ее величина оценивается лишь весьма приближенно. Подсчет расхода на айсберги также недостаточно надежен, хотя для Гренландии его сделать проще, чем для Антарктиды, поскольку из-за отсутствия шельфовых ледников межгодовые колебания откола айсбергов не столь велики. Выводимые ледники продуцируют айсберги регулярно, и наибольшую их долю дают самые большие из них. Подсчет айсбергового стока был наиболее тщательно выполнен А.Бауэром (Baueg, 1955, 1968). Его оценку принимают и другие авторы. Выполненные расчеты дают величину баланса массы от -110 до +270 км³ воды в год.

При допущении стационарного состояния Гренландского ледникового покрова расход на айсберги превышает его оценки, сделанные большинством авторов, и если последние близки к истинным, то современный баланс покрова должен быть положительным. Об этом свидетельствуют и имеющиеся данные (Seckel, Stober, 1968; Løken, 1972; Чижов, 1976). Наблюдающееся в текущем столетии отступление края и концов выводных ледников должно смениться наступанием, которое, в свою очередь, приведет к усилению откалывания айсбергов.

Составленные для Атласа карты аккумуляции и абляции (с.265 I-го тома Атласа) позволили заново подсчитать составляющие баланса массы Гренландского ледникового покрова. Карта аккумуляции составлена по С.Моку (Mock, 1967) с учетом для п-ва Туле данных и других авторов (Langway, Chester, 1961; Benson, 1962; Mock, Steven, 1968). Поверхностная абляция рассчитана по ее величине на границе питания, где она равна аккумуляции. Граница питания, в среднем 1300 м над ур. моря, принята совпадающей с фир-

новой линией, положение которой определено по К.Бенсону (Benson, 1962) с некоторыми изменениями для южной части западного склона (Weidick, Olesen, 1980). Выше фирновой линии до верхней границы промачивания (по Бенсону) талый сток принят убывающим до нуля.

У края ледникового покрова поверхностная абляция рассчитана с учетом высотного температурного градиента между температурой у границы питания и на побережье по наблюдениям береговых метеорологических станций. Связь между величиной поверхностной абляции A в мм слоя воды и средней летней температурой с июня по август t_{Δ} в $^{\circ}\text{C}$ определялась по выражению (Дополнения к Программе..., 1980):

$$A = 1,33 (t_{\Delta} + 9,66)^{2,85}.$$

Для расчета были использованы данные наблюдений 12 береговых метеорологических станций - 7 на западном и 5 на восточном побережье. По поперечному профилю от станции в глубь покрова можно получить по три точки с известными значениями поверхностной абляции - у края покрова, на фирновой линии и на верхней границе фации промачивания, где поверхностная абляция равна нулю. По этим 36 точкам и были проведены изолинии поверхностной абляции.

Площадь покрова принята равной $1,726 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ по измерениям Бауэра. Снегонакопление на поверхности покрова (общая аккумуляция) по карте годовых осадков Атласа водного баланса оценено в 603 км^3 воды (Мировой водный баланс, 1974, с.445), что близко к оценке Г.Бадера (630 км^3 воды). Эта величина с округлением до 600 км^3 воды/год и была принята. Величины поверхностной абляции, 255 км^3 воды/год, и годового расхода на айсберги, 253 км^3 воды/год, приняты равными по 300 км^3 воды/год каждая.

Распределение айсбергового стока вдоль края покрова принято соответствующим измерениям А.Бауэра с уточнениями для южной части западного склона по А.Вайдику и У.Улсену (Weidick, Olesen, 1980) и оказалось близким к полученному на модели стационарного Гренландского ледникового покрова при отсутствии поверхностной абляции (Radok а.о., 1982, карта с.148). По этой модели с западного склона откалывается айсбергами 344 , а с восточного 251 км^3 воды/год, т.е. соответственно 58% и 42%. По балансовому расчету для Атласа с западного склона талыми водами и айсбергами стекает 370 , а с восточного - 230 км^3 воды/год, т.е. 62 и 38%.

7.4.2. Глобальные и региональные закономерности поля аккумуляции в ледниковых системах

В качестве характеристики, исследуемой для выявления закономерностей аккумуляции в пределах ледниковых систем, выбрана ее величина на высоте границы питания, осредненной для групп ледников. По определению, ей равна абляция на той же высоте. Как показывают модельные расчеты (Kutowsky, 1891) и фактические данные, например (Меншутин, 1977), величины аккумуляции и абляции на высоте границы питания близки к средним по всей поверхности для каждого из ледников.

По средним для групп величинам аккумуляции на высоте границы питания построены поля в пределах каждой из ледниковых систем так же, как и поля высот границы питания. Сами величины аккумуляции рассчитывались по высоте границы питания и экстраполированной для этой высоты летней температуре воздуха, от которой зависит абляция, равная аккумуляции. Возможность построения полей служила важным критерием для выделения ледниковых систем.

Физический смысл полей следует из методов их построения. Они определяют среднюю для групп ледников аккумуляцию на высоте границы питания в разных частях ледниковой системы. Группировки могут быть разными, но желательно объединить разнородные ледники в условиях однородного климата.

В отличие от высоты границы питания, обязанной в равной степени плавно меняться по планете температурному полю и пестрому полю осадков, аккумуляция на высоте границы питания, отражающая в основном осадки, не образует единого глобального поля. На-

пример, на наветренных западных хребтах Полярного Урала она превышает 200 г/см^2 , снижаясь до меньших величин на восточных хребтах. Однако на западных отрогах расположенного восточнее массива Путорана расчетная аккумуляция вновь превышает 200 г/см^2 , вновь снижаясь еще восточнее. Интерполяция между двумя подобными ледниковыми системами невозможна.

Однако при достаточно грубой шкале величин аккумуляции оказалось возможным объединить ледниковые системы, прилегающие к каждому из океанов, в единые поля (рис.7.6). Объединение этих полей в единое "полушарное" поле может быть сделано только гипотетически. При этом только для сухих областей Центральной Азии и Гоби ясен переход к влажным хребтам, обращенным к потокам влаги с Атлантического и Индийского океанов.

Переход к территориям, увлажненным со стороны Тихого океана, остается неясным из-за отсутствия ледников на тихоокеанской стороне континента в низких широтах. Неясен также переход от увлажненных южных склонов Альп, Кавказа и Гималаев к сухим нагорьям тропических пустынь Африки, Аравии, Персии и Белуджистана и от влажной части Кордильер северо-запада США к сухому поясу юго-запада США и Мексики. Таким образом, даже очень обобщенное поле восстанавливается лишь для Северного полушария севернее 45° в Америке, 40° в Европе и западной Азии и 30° с.ш. в Центральной и Восточной Азии.

Для Южного полушария единое поле удастся построить лишь для Южной Америки южнее 17° ю.ш. В Антарктиде граница питания опускается ниже уровня моря и аккумуляция на ней неизвестна, в Австралии граница питания остается выше поверхности суши, а в Африке и Океании оледенение выражается разреженными пятнами, не позволяющими выделить поле аккумуляции.

Поле аккумуляции Северного полушария характеризуется несколькими закономерностями. Первая заключается в том, что величины аккумуляции на ледниках велики для своих регионов и, как правило, превышают ранее дававшиеся оценки величин не только твердых, но и суммарных осадков для этих районов. Это превышение сохраняется даже с учетом поправок на концентрацию снега на ледниках, колеблющуюся от единицы до двух (в среднем 1,4). Ледники располагаются в областях максимальных осадков, часто не выявляющихся сетью метеостанций.

Наиболее строго это положение выполняется в умеренном и субарктическом поясах, о чем можно судить, например, из сопоставления карты на рис.7.6 с картой осадков для территории бывшего СССР, построенной Ц.А.Швер (1976). В районах высочайших хребтов, например Заалайский на Памире, и в высоких широтах, где ледники развиваются за счет низких температур при малых осадках, закономерность может нарушаться.

Вторая закономерность заключается в увеличении аккумуляции от высоких широт к низким вместе с увеличением влагосодержания воздуха: от 25 г/см^2 в приполюсном регионе до 100 г/см^2 на севере Евразийского и Американского континентов, приблизительно 200 г/см^2 на широте 40° на северной периферии горных систем и до 250 г/см^2 на широте 30° на южных склонах Гималаев. Широтный градиент аккумуляции равен приблизительно 5 г/см^2 на 1° широты или $0,05 \text{ г/см}^2$ ($0,5 \text{ мм}$) на км.

Третья закономерность - это расчленение поля аккумуляции на структурные части, связанные с распределением океанов и континентов. Северный Ледовитый океан не оказывает возмущающего воздействия на поле аккумуляции, так как весь год покрыт льдом. Аккумуляция повышена лишь вдоль ложбин низкого давления, совпадающих с ветвями летних климатических фронтов, от Норвежского через Баренцево море к Северной Земле и от Лабрадорского моря в море Баффина (Хромов, Мамонтова, 1963; Кренке, 1963) и понижена над Гренландским ледниковым покровом и в "тени" Шпицбергена, Новой Земли, Земли Элсмира и Баффиновой Земли.

На западной периферии Евразийского континента аккумуляция возрастает вдвое от 150 до 300 г/см^2 при приближении к берегу навстречу потоку влаги. На наветренной периферии Американского континента благодаря влиянию Кордильер при приближении к океану достигается трехкратный ее рост. В субарктическом поясе Северной Америки и Евразии

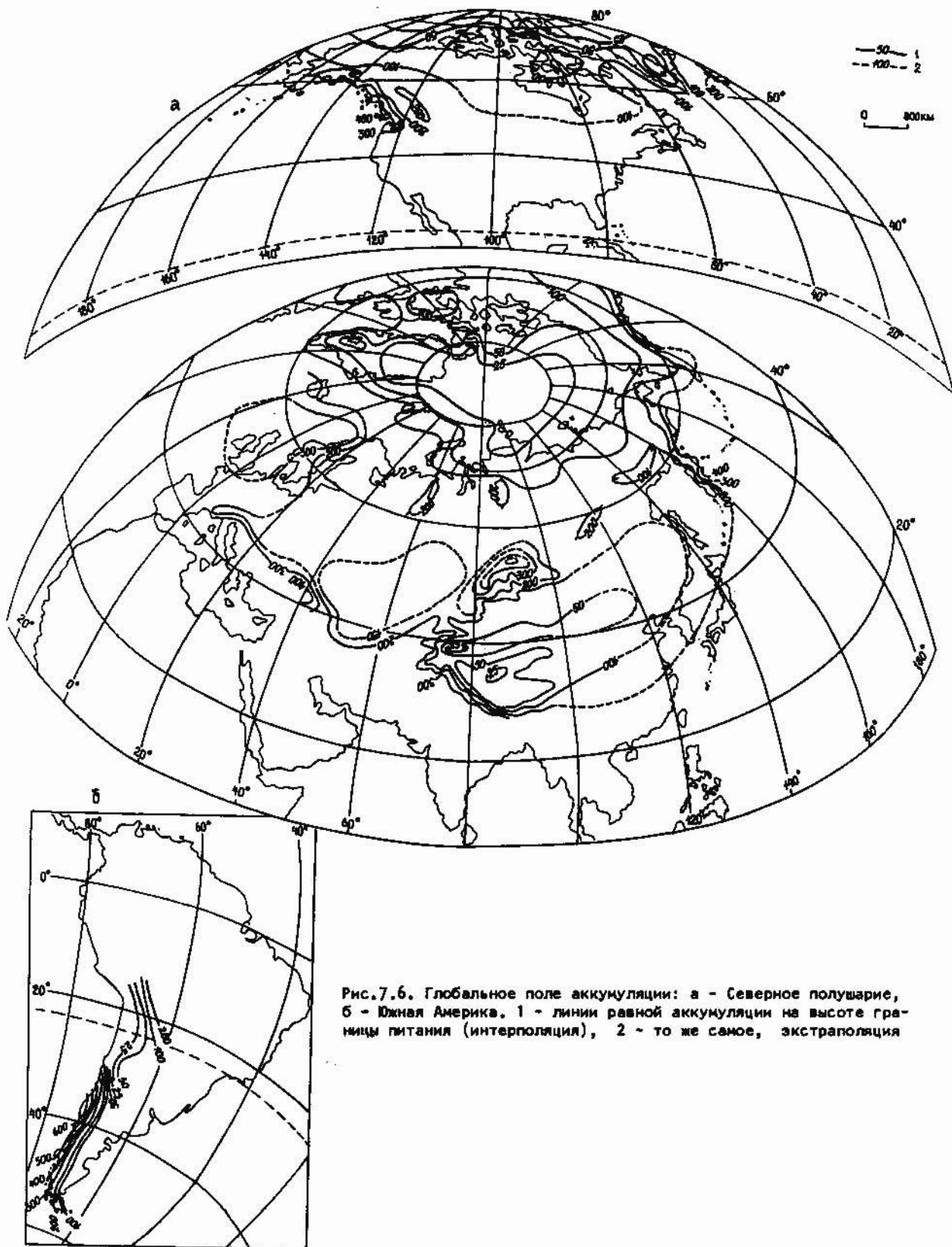


Рис.7.6. Глобальное поле аккумуляции: а - Северное полушарие, б - Южная Америка. 1 - линии равной аккумуляции на высоте границы питания (интерполяция), 2 - то же самое, экстраполяция

каждый хребет на пути западного переноса влаги зимнего положения арктического климатического фронта вызывает рост аккумуляции в западных наветренных частях горных систем - Скалистых гор, Скандинавии, Полярного Урала, Путорана, Верхоянского хребта. Это не относится лишь к самой восточной части континента.

Атлантическая влага вдоль средиземноморского фронта проникает далеко на восток, достигает южных склонов Альп, Кавказа и делится на два потока горным массивом Центральной Азии. Здесь на юге она смыкается с муссонной влагой Индийского океана, а на севере проникает до Байкала, увеличивая осадки и аккумуляцию на наветренной периферии гор. Особенно велика аккумуляция на ледниках невысоких гор (Кузнецкий Алатау, Западный Алтай), где сохраняются лишь ледники с высокой степенью концентрации снега.

Хотя по аэрологическим данным на подветренной стороне Евразийского континента преобладает западный перенос, судя по полю аккумуляции, здесь доминируют осадки тихоокеанского происхождения, выпадающие в дни с восточным переносом. При нем насыщенность влагой больше, воздушные массы еще не выделили осадков, а шероховатость подстилающей поверхности велика. Побережье по обе стороны северных частей Тихого океана - зона максимальной аккумуляции на крупных ледниках: в ряде районов более 400 г/см^2 . Эта область совпадает с областью алеутского зимнего климатического минимума давления.

Особенность поля аккумуляции Северного полушария - его центральноазиатский минимум. Аккумуляция в центре Тибета и с подветренной стороны Памира снижается до 25 г/см^2 - величины, характерной для приполюсных районов, увеличиваясь к периферии Центральноазиатского поднятия во все стороны - на север, на запад, на юг в 10-12 раз до $250-300 \text{ г/см}^2$. После первых двух-трех хребтов от края аккумуляция снижается до 100 г/см^2 и меньших величин, оставаясь менее 50 г/см^2 на пустынных нагорьях и около 75 г/см^2 на хребтах Монгольского Алтая, Восточного Тянь-Шаня, Западного Кунь-Луня и Нань-Шаня.

Вдоль по потокам влаги уменьшаются величины аккумуляции в сравнимых частях ледниковых систем. В атлантических потоках на наветренных сторонах ледниковых систем она убывает в арктической зоне от Шпицбергена к Северной Земле от 125 до 25 г/см^2 (градиент $0,5 \text{ мм/км}$), в субарктической зоне от Скандинавии к Орулгану от 350 до 150 г/см^2 (градиент $0,5 \text{ мм/км}$), в умеренной зоне от Алтая к Кодару от 400 до 200 г/см^2 (градиент $0,9 \text{ мм/км}$).

В зоне южного горного обрамления бывшего СССР от Западного Кавказа до западных районов Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау аккумуляция снижается от 400 до 250 г/см^2 , градиент около $0,6 \text{ мм/км}$. В тихоокеанском влаготок на наветренной стороне ледниковых систем она убывает от Корякского нагорья к хребту Черского от 350 до 150 г/см^2 . Вдвое больший по сравнению с атлантическим потоком градиент между системами - $1,5 \text{ мм/км}$, во-видимому, связан с большей шероховатостью поверхности суши, способствующей выпадению осадков и обезвоживанию воздушных масс.

На общем рисунке поля аккумуляции Северного полушария ясно проступает связь повышенной аккумуляции, а значит и повышенной интенсивности оледенения, с климатическими фронтами, положение которых по Хромову и Мамонтовой (1963) приведено для сравнения на рис. 7.7. Приуроченность максимумов аккумуляции к климатическим фронтам (Бут, 1963; Кренке, 1963) можно считать четвертой закономерностью поля аккумуляции Северного полушария, которая коррелирует с предыдущими двумя, так как само положение этих фронтов зависит от широты и распределения океанов и континентов.

В Южной Америке широтная зависимость аккумуляции проявляется слабо. Она подавлена влиянием переноса влаги с океана. Поле распадается на две структурные части. В первой - южнее 30° ю.ш. - перенос направлен с запада на восток. Здесь с наветренной стороны Патагонии отмечается рекордное значение фонового поля аккумуляции - более 600 г/см^2 . Во второй - севернее 30° ю.ш. - перенос направлен с востока на запад (пасаты) и за горным хребтом вокруг пустыни Атакама отмечен минимум аккумуляции - около 25 г/см^2 , соизмеримый с Тибетом и приполюсными районами.

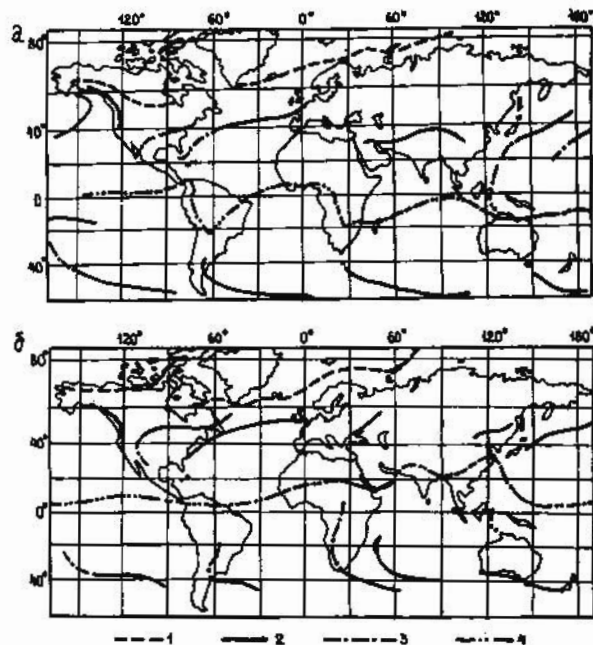


Рис.7.7. Основные климатологические фронты (по Хромову и Мамонтовой, 1963): а - январь, б - июль; 1 - арктический, 2 - полярный, 3 - пассатный, 4 - тропический

Таким образом, поле аккумуляции позволяет выявить области преобладания осадков, происходящих из разных океанов. Такая граница, кроме 30° ю.ш. в Южной Америке, проведена нами на северо-востоке Азии между областями с осадками Тихоокеанского и Атлантического происхождения, а в Центрально-Азиатском массиве - Тихоокеанского, Атлантического и Индоокеанского, критерием служило направление градиента в поле аккумуляции.

Указанные осадкоразделы использованы при гляциологическом районировании Земли наряду с информацией о снежном покрове, вла-

гопереносе в атмосфере и др. На рис.7.8 приведены границы между территориями с осадками, выпадающими из разных океанов, причем специально отмечена та часть этих границ, которая установлена по полю аккумуляции на границе питания ледников.

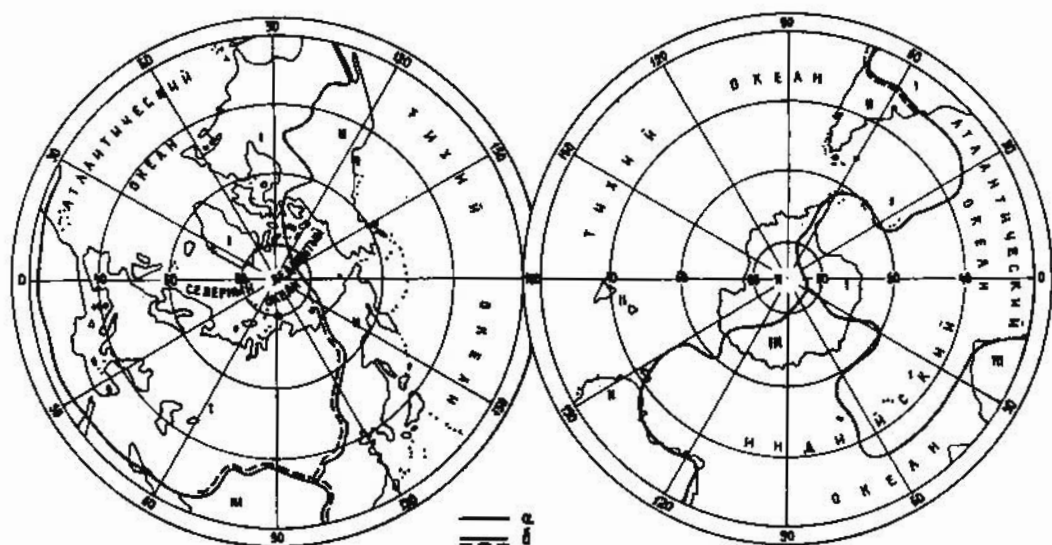


Рис.7.8. Распределение поверхности Земли по океаническим источникам питания осадками. I - области преимущественного атлантического питания, II - тихоокеанского, III - индоокеанского; а - границы, определенные по характеристикам циркуляции атмосферы и оценкам скорости влагооборота, б - границы, определенные по направлению градиентов глобального поля аккумуляции

7.4.3. Особенности полей аккумуляции на высоте границы питания ледников в пределах горных и островных ледниковых систем

Важнейшей закономерностью полей аккумуляции практически во всех ледниковых системах служит ее превышение на их наветренной стороне по сравнению с подветренной. Орографические воздействия на аккумуляцию так велики, что различия внутри ледниковых систем превышают различия между соответствующими (наветренными или подветренными) макросклонами разных систем.

Горизонтальный "плювиографический" градиент достигает десятков миллиметров на 1 км и лишь на один-два порядка уступает вертикальному. В то же время горизонтальная про-

таженность горных систем также на два порядка больше вертикальной. Следовательно, горизонтальный градиент осадков и аккумуляции имеет не меньшее значение, чем вертикальный, даже если последний считать независимым от горизонтальных различий.

Различия между наветренными и подветренными перифериями ледниковых систем растут вместе с высотой горных массивов (рис.7.9), которая может, кроме случаев отдельных конусов, считаться также показателем компактности этих массивов. Приближенная зависимость имеет вид:

$$\Delta C = 43,5 H_{max},$$

где ΔC - разность аккумуляции между наветренными и подветренными сторонами ледниковой системы в г/(см²·год); H_{max} - наибольшая отметка гор в пределах ледниковой системы в км.

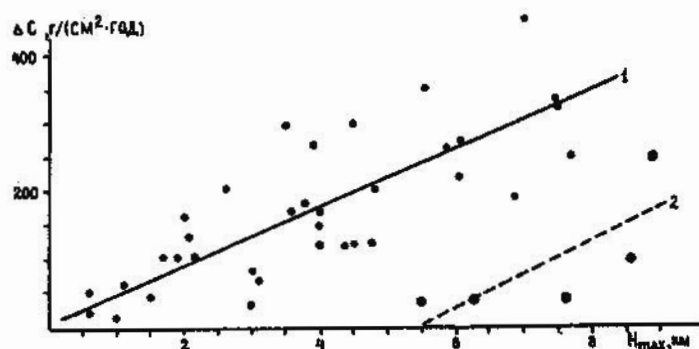


Рис.7.9. Зависимость различий в интенсивности питания ΔC наветренных и подветренных краев ледниковых систем от высоты горных массивов H_{max} : 1 - ледниковые системы на архипелагах островов и в горных массивах на побережьях и над равнинами; 2 - ледниковые системы в горных массивах над Центрально-Азиатским нагорьем

Исключение составляют горные системы над плоскогорьями, прежде всего хребты Центрально-Азиатского нагорья, относительная высота которых с наветренной стороны невелика. Поэтому градиент аккумуляции здесь невелик, несмотря на большую относительную высоту, и его зависимость от максимальной высоты гор имеет вид:

$$\Delta C = 50 (H_{max} - 5,5).$$

Здесь 5,5 км - средняя высота Тибетского нагорья, значение имеет превышение над ним.

К тому же эти хребты находятся в "дождевой тени" хребтов на краях нагорий, которые выбирают из воздуха часть влаги. Однако последний эффект менее значим. Так, в Скалистых горах, также находящихся в "дождевой тени" Берегового хребта, градиент аккумуляции достаточно велик, что объясняется большой относительной высотой обращенного к влагоноток макросклона. Следовательно, основной причиной различий в осадках и аккумуляции между горными системами и их частями служат различия не во влагосодержании воздуха, а в динамических условиях его движения - там, где подъем больше и круче, там осадков больше.

Горизонтальные градиенты возрастают с увеличением отношения продольного размера горных систем к поперечному, о чем можно судить по превышениям их значений на Среднем хребте, Большом Кавказе и Гиссаро-Алае над Памиром и в Боливийских Андах над Андами Аргентины и Чили. Горизонтальные градиенты растут также с усложнением горной системы. Все эти дополнительные факторы приводят к разбросу точек на зависимости от одного фактора - высоты (см.рис.7.9).

Мезомасштабные контрасты аккумуляции вызываются поперечными к потокам влаги хребтами, создающими внутренние границы в пределах ледниковых систем. Так, горизонтальный градиент при пересечении Главного Кавказского хребта - сначала Водораздельного, а к востоку от истоков Ардона Бокового - составляет 50 мм/км. Подобную же роль играет восточная часть Катунского хребта на Алтае, хребты Ферганский и Тенгри-Таг на Тянь-Шане, Гиссарский на Памиро-Алае, Кызкуранский и в особенности Заалайский хребты на Памире. К последнему хребту, образующему сплошную стену высотой около 6 км, относится рекордный, по-видимому, градиент 60 мм/км. Подобные же градиенты отмечаются на Аляске в горах Святого Ильи.

Следующей важной особенностью полей аккумуляции служит их "струйный" характер, отражающий гидродинамику влажных потоков над сложным горным рельефом. В горных системах струи (гребни повышенной аккумуляции) приурочены к открытым для влажных потоков горным долинам. Особенно хорошо струйная система выражена на Памире и в Каракоруме, т.е. в горных странах со сложным строением.

На Памире сильные струи направлены с юго-запада на северо-восток вдоль долин Ванча, Язгулема, Бартанга, Гунта. Именно наличием подводящих влагу каналов с юго-запада объясняется существование за хребтом Академии Наук крупнейшего ледника Федченко. Аналогичные струи вдоль долины Инда и Хунгу питают ледники Батура и Хиспар, а вдоль Инда и Бральду - ледники Биафо, Балторо и Сначен в Каракоруме.

В долинах Кавказа, Памира, Каракорума, открытых к северу, гребни в поле аккумуляции отсутствуют, что доказывает их связь с повышенным увлажнением в юго-западных потоках влаги, а не просто со снижением осредненной границы питания вместе со снижением гор. Интенсивность влажных струй в обращенных к влаготочкам долинах определяется, во-первых, открытостью входов в них, во-вторых, прямизной самих долин. Подход вдоль Пянджа и прямизна долины объясняют особую интенсивность Ванчской струи. Слабость же западной струи по Обихингоу и меньшие размеры лежащего в его верховьях ледника Гармо по сравнению с ледником Федченко связаны с множественностью поворотов этой долины.

На Кавказе струи влаги отсутствуют в верховьях долин Бзыби и Чхалты, не имеющих открытого выхода, а струя из низовьев Ингури не сворачивает на восток вместе с долиной этой реки в среднем и верхнем течении, а продолжается по прямой вдоль ее притока Ненскры, оставляя относительно сухой Верхнюю Сванетию. В верховьях долин, в особенности за многими поворотами, возникают защищенные горами особо сухие участки.

Влажные струи проникают не только вдоль долин, но и через широкие перевалы, за которыми расположены максимумы аккумуляции - более $450 \text{ г/см}^2 \cdot \text{год}$, например на Кавказе - истоки р.Уруштен за перевалом Псеашхо, р.Малая Лаба за перевалом Ашиха, р.Большая Лаба за перевалом Санчаро. На гористых морских побережьях роль направляющих потоков влаги могут играть морские проливы и заливы. На Аляске это залив Кука, залив Айс-Бей, залив Якутат, пролив Кросс-Саунд, залив Глейшер-Бей, на Новой Земле - Крестовая губа и Маточный Шар, в Корьякском нагорье - Бухта Анастасии и т.д.

На продолжении казалось бы иссякших влажных струй можно наблюдать их "регенерацию" на склонах горных хребтов или в сужениях долин, подобную регенерации осадков на наветренных сторонах расположенных вдоль потока океанической влаги горных систем (Кавказ, Тянь-Шань) с пустынями между ними. Таковы пятна повышенной аккумуляции на хр.Музкол на Памире, в Северо-Чуйском хребте на Алтае и др.

Распределение аккумуляции на ледниках свидетельствует, что уже при подходе к крупным горным системам воздушные влагонесущие потоки разделяются на струи увалами предгорий. Такова, по-видимому, роль хр.Каратау и Чу-Илийских гор, примыкающих под косым углом к северной передовой стене Тянь-Шаня. Максимумы степени оледенения и аккумуляции на высоте границы питания располагаются по сторонам этих отрогов. В местах же их примыкания аккумуляция и степень оледенения снижаются, несмотря на благоприятную топографию в узлах гор. По-видимому, сходное явление наблюдается на Камчатке при подходе влаги с Тихого океана. Роль разделителя потоков воздуха, возможно через воздействие на морские течения, играют Командорские острова. Воздушной струей севернее их можно объяснить сильное оледенение и повышенную аккумуляцию в Срединном хребте напротив Карагинского залива.

Все это позволяет сделать вывод о чрезвычайно большом значении горизонтальных изменений и лишает смысла построение зависимостей осадков от высоты одного склона. Количество осадков, кроме того, не столько зависит от условий (в том числе и высоты) в данном месте, сколько сложным образом отражает все поле рельефа горной страны, в том числе и вдали от места выпадения осадков.

Наконец, выделяется повышенная аккумуляция в ледниковых системах с самыми малыми ледниками, переходными к снежникам, - о.Врангеля, Кузнецкий Алатау, Пиренеи, определяющаяся повышенной концентрацией снега, за счет которой и сохраняются ледники-снежники. Эта высокая аккумуляция может не соответствовать максимумам в поле осадков.

7.4.4. Соотношение условий аккумуляции и абляции в существовании ледников

Климатические условия существования ледников интегрально отражает высота их границы питания. Они складываются из условий поступления снега на ледники и расхода с них снега и льда. Поступление снега продолжается круглый год, так что может характеризоваться полями осадков или аккумуляции.

Расход снега и льда продолжается от одного до пяти месяцев в теплое полугодие года. Хорошим показателем условий и продолжительности сезона абляции служит средняя летняя температура воздуха (Кренке, Ходаков, 1966). Простейшей мерой вклада условий абляции и аккумуляции в пространственную изменчивость климатических условий существования ледников служит соотношение углов между изолиниями аккумуляции, высоты границы питания и приведенной к одной высоте летней температуры воздуха.

Там, где все три системы изолиний и направления градиентов между ними приблизительно совпадают, оба фактора действуют совместно, причем больше вклад того фактора, где модуль градиента больше. Градусы летней температуры $t_{\text{л}}$ следует пересчитать в миллиметры абляции A по формуле $A = (9,5 + t_{\text{л}})^3$. Например, в Камчатско-Корякской ледниковой системе с удалением от Тихого океана аккумуляция убывает, а температура воздуха повышается. Вклад обоих факторов приблизительно одинаков. Разница в аккумуляции (350 и 150 г/см²) соответствует изменению летней температуры ($5,6$ и 2°C) на $3,6^{\circ}$. Примерно на столько же возрастает температура воздуха от моря к внутренним частям Камчатки и Корякского нагорья.

Такое же совпадение изолиний и градиентов наблюдается на американском берегу Тихого океана - в горах Святого Ильи и Береговом хребте, при этом в южной части последнего изменение обоих факторов также одинаково - эквивалентно $2,5^{\circ}$. В горах Святого Ильи разница в аккумуляции более существенна - 100 и 350 г/см², что соответствует росту температуры на 5° , а действительный рост температуры в противоположном направлении составляет здесь $3,5^{\circ}$. Градиенты одного знака складываются также на северном склоне Альп. Вклад их в снижение высоты границы питания примерно одинаков и эквивалентен 1° средней летней температуры.

Правило алгебраического сложения градиентов и большего вклада большего модуля действительно и при строго противоположных направлениях градиентов. Так, на побережье Северного Ледовитого океана, в частности на северном макросклоне гор Черского, ведущими оказываются условия абляции. Наоборот, в горах Сунтар-Хаята, на южном макросклоне гор Черского и на Новой Земле преобладают условия аккумуляции, так же как и в Гиссаро-Алае, на южных склонах Кавказа и Альп, где характерно питание за счет южных и юго-западных вторжений. Так, в Гиссаро-Алае аккумуляция возрастает от Туркестанского к Гиссарскому хребту от 150 до 350 г/см², что эквивалентно росту температуры на $3,5^{\circ}$. В том же направлении температура на фиксированной высоте растет лишь на 2° - от $+7$ до $+9^{\circ}\text{C}$ на 3500 м. В результате высота границы питания снижается от 3800 до 3500 м над ур. моря. На южном макросклоне Альп рост аккумуляции эквивалентен росту средней летней температуры на 2° , а на приведенном уровне эта температура растет лишь на 1° , что также приводит к снижению высоты границы питания.

В субарктических системах Полярного Урала, Орулгана, Путорана, а также на Кодаре и в Восточном Саяне изолинии аккумуляции направлены под 90° к изолиниям летней температуры воздуха. Повсюду, кроме Урала, различия в температуре так малы, что изохионы совпадают по направлению с изолиниями аккумуляции и, значит, полностью ею определяются. На Урале, оледенение которого сильно растянуто с севера на юг, изолинии аккумуляции отклоняются от изохион на 30° , изолинии приведенной летней температуры - на 60° .

Соответственно вклад аккумуляции в пространственную изменчивость поля изохион и вообще высотного положения ледников вдвое выше вклада абляции. В Кузнецком Алатау, наоборот, изохионы развернуты ближе к изолиниям абляции, которые и определяют в первую очередь положение малых ледников. Различия в аккумуляции в условиях избыточной концентрации снега там менее существенны.

Близко к нормальному, под 90° , сопряжение изолиний полей аккумуляции и летних температур воздуха на Алтае, в Сауре, Джунгарском Алатау, Западном Тянь-Шане, на Памире, в Аляскинском хребте, в Скалистых горах. Направление изохион в целом близко к биссектрисам между упомянутыми изолиниями, а, следовательно, вклад абляции и аккумуляции в пространственную изменчивость здесь одинаков.

В обеих американских ледниковых системах изохионы проходят под меньшим углом к изолиниям аккумуляции, чем средней температуры воздуха, что свидетельствует о большем вкладе первой в пространственную изменчивость высоты ледников. Действительно, в обоих случаях различия в аккумуляции поперек хребта эквивалентны изменению температуры на постоянной высоте вдоль него на втрое-впятеро большем расстоянии. В Скалистых горах разница в аккумуляции - 250 и 130 г/см^2 - эквивалентна изменению летней температуры воздуха на $2,5^\circ$ поперек хребта на поперечнике в 100 км . Аналогичный рост средней летней температуры воздуха на высоте 2500 м от $+12,5$ до $+15,0^\circ\text{C}$ отмечен на продольном участке хребта в 350 км .

На Северном и Внутреннем Тянь-Шане факторы абляции и аккумуляции действуют совместно, так как и северные и северо-западные вторжения, приносящие сюда осадки, холодные. Естественно, что поле изохион в макрозакономерностях напоминает любое из указанных полей.

Таким образом, любое из трех полей характеристик ледниковых систем (абляции, аккумуляции и изохион) может быть вычислено по двум другим. Необходимо лишь знать направление и густоту изолиний в двух известных системах в сопоставимых системах единиц. Расчетные уравнения опубликованы (Кренке, 1982).

7.4.5. Зоны льдообразования и их наборы (спектры) на ледниках и в ледниковых системах

В Атласе суммирована имевшаяся в распоряжении авторов карт информация не только о величинах прихода и расхода снега и льда на ледниках, но и о процессах превращения снега в лед - льдообразования.

Основными факторами, определяющими характер процессов льдообразования на ледниках, служат количество отложившихся на них твердых осадков, приход и расход энергии с поверхности.

Главные процессы льдообразования - механическое сжатие (оседание), сопровождающееся рекристаллизацией, и заполнение пор нестаявшего остатка снега за счет замерзания в них талой и дождевой воды (инфильтрационное льдообразование). В зависимости от их количественного соотношения, обусловленного объемом пор в остатке снега, количеством талых и дождевых вод, запасом холода в толще и условиями стока, в частности крутизны поверхности, на ледниках формируются шесть зон льдообразования с присущими каждой особым строением и температурным режимом толщи, скоростью льдообразования и соответствующим водно-ледовым балансом.

Представления о зонах льдообразования введены в науку П.А.Шумским (1955). За рубежом приняты другие классификации, сопоставимые с зонами Шумского (Котляков, 1968, табл.32). В таблицах 7.5 и 7.6 приведены отраженные в Атласе предельные возможные соотношения перечисленных факторов и величины составляющих водно-ледового баланса в разных зонах льдообразования.

Рекристаллизационная (снежная) зона. В этой зоне таяние отсутствует и льдообразование происходит целиком путем рекристаллизации и сжатия-оседания, средняя годовая величина которых, в зависимости от скорости аккумуляции и температуры толщи составляет $0,05-1,5\%$ от плотности снега, поэтому оно растягивается на многие годы - от 100 до 2500 лет. Толщина фирна достигает $40-100 \text{ м}$.

Соотношение факторов льдообразования в разных зонах *

Зоны льдообразования	Снежная	Снежно-фирновая	Холодная фирновая	Теплая фирновая	Фирново-ледяная	Ледяного питания
Соотношение объема талых и дождевых вод M , объема пор $P_0 \cdot s$, запаса холода F и внутреннего питания N	$M = 0$ $N = 0$ $M = 0$	$M \ll P_0 \cdot s < F$ $M = M \ll P_0 \cdot s$ $N = N_s$	$M < P_0 \cdot s < F$ $M = M < P_0 \cdot s$ $N = N_s + N_f$	$M \geq P_0 \cdot s > F$ $M > N < P_0 \cdot s$ $N = N_s + N_f$	$M \geq P_0 \cdot s < F$ $M > N < P_0 \cdot s$ $N = N_s + N_f$	$M > P_0 \cdot s < F$ $M > N \geq P_0 \cdot s$ $N = N_s$
Составляющие внутреннего питания в снеге N_s и в фирне N_f	$R = 0$ $h_i = 0$	$R = 0$ $h_i \ll h_t$	$R = 0$ $h_i < h_t$	$R > 0$ $h_i > h_t$	$R > 0$ $h_i < h_t$	$R \gg 0$ $h_i \ll h_t$
Соотношение глубины инфильтрации h_i и толщины активного слоя h_t	$\frac{D}{P_0 \cdot s} = 1$	$0,8 < \frac{D}{P_0 \cdot s} < 1$	$0,3 < \frac{D}{P_0 \cdot s} < 0,8$	$0,2 < \frac{D}{P_0 \cdot s} < 0,7$	$0,1 < \frac{D}{P_0 \cdot s} < 0,3$	$0 < \frac{D}{P_0 \cdot s} < 0,1$
Уплотнение (льдообразование) за счет оседания и рекристаллизации D	$\frac{N}{P_0 \cdot s} = 0$	$0 < \frac{N}{P_0 \cdot s} < 0,2$	$0,2 < \frac{N}{P_0 \cdot s} < 0,7$	$0,3 < \frac{N}{P_0 \cdot s} < 0,8$	$0,7 < \frac{N}{P_0 \cdot s} < 0,9$	$0,9 < \frac{N}{P_0 \cdot s} < 1$
Время льдообразования, годы	до 2500	50-100	5-100	2-20	2-10	< 1

$P \cdot s$ - объем пор в остатке снега, s - масса остатка снега, P_0 - коэффициент пористости, в зависимости от начальной плотности снега изменяется от 0,6 до 2,0; h_i - "активный слой" - глубина, до которой распространяются сезонные колебания температуры

Таблица 7.6

Предельные величины составляющих водно-ледового баланса в разных зонах *

Зоны льдообразования	Талые и дождевые воды, M	Неставший остаток снега, s	Внутреннее инфильтрационное питание, N	Сток, R	Годовой приход (баланс массы), J
Снежная	$M = 0$	$s = C$	$N = 0$	$R = 0$	$J = C$
Снежно-фирновая	$0 < M < 0,2 C$	$0,8 C < s < C$	$0 < N < 0,2 C$	$R = 0$	$J = C$
Холодная фирновая	$0,2 C < M \leq 0,65 C$	$0,35 C \leq s \leq 0,8 C$	$0,2 C < N \leq 0,65 C$	$R = 0$	$J = C$
Теплая фирновая	$0,2 C < M \leq 0,9 C$	$0,1 C \leq s < 0,8 C$	$0,1 C \leq N \leq 0,6 C$	$0 < R \leq 0,8 C$	$0,2 C \leq J < C$
Фирново-ледяная	$0,3 C \leq M \leq 0,95 C$	$0,05 C \leq s \leq 0,7 C$	$0,1 C \leq N \leq 0,65 C$	$0 < R \leq 0,9 C$	$0,15 C \leq J < C$
Ледяного питания	$0,65 C \leq M < C$	$0 < s \leq 0,35 C$	$0 < N \leq 0,35 C$	$0,4 C \leq R < C$	$0 < J \leq 0,5 C$
Фирновая линия	$0,65 C \leq M \leq 0,95 C$	$0,05 C \leq s \leq 0,35 C$	$0,1 C \leq N \leq 0,35 C$	$0,4 C \leq R \leq 0,85 C$	$J = 0$
Граница питания	$M = C$	$s = 0$	$N = 0$	$R = M = C$	$J = 0$

* C - аккумуляция твердых осадков

Так, в районе станции Восток в Антарктиде, где аккумуляция снега составляет $2,4 \text{ г/см}^2 \cdot \text{год}$, льдообразование завершается на глубине около 100 м, на что затрачивается более 2500 лет, а в Гренландии, в районе станции Централь, где отлагается около $13 \text{ г/см}^2 \cdot \text{год}$, на льдообразование уходит около 280 лет и оно завершается на глубине 60 м. В то же время на станции Сайт-2 в Гренландии при аккумуляции, равной $40 \text{ г/см}^2 \cdot \text{год}$, снег превращается в лед на глубине 65 м через 100 лет. Годовой приход вещества в этой зоне равен аккумуляции снега за вычетом величины испарения и колеблется в очень широких пределах: от $2,5\text{--}20 \text{ г/см}^2$ в Антарктиде и $15\text{--}50 \text{ г/см}^2$ в Гренландии до $600\text{--}800 \text{ г/см}^2$ в Гималаях.

Эта зона распространена во всей внутренней Антарктиде выше 900–1400 м над ур. моря, а также в северной части Гренландского ледникового покрова выше 2000–3000 м, на высочайших горных вершинах Гималаев и Памира выше 6200–6500 м.

Рекристаллизационно-инфильтрационная (снежно-фирновая) зона. Переход от снежной к снежно-фирновой зоне льдообразования происходит вследствие таяния части твердых осадков, что связано с превышением температуры воздуха в некоторые периоды точки плавления. Однако объем талой воды настолько незначителен (не более 15–20% отложенного за год снега), что ее хватает лишь на промачивание снежного остатка и она целиком замерзает внутри годового слоя.

Льдообразование идет в основном путем оседания и рекристаллизации. Толщина фирна составляет 20–100 м. Зона распространена на периферии Антарктического ледникового покрова (между 500 и 1100 м над ур. моря), в южной части и на периферии Гренландского ледникового покрова (на высотах 2000–3000 м на юге и 1000–2000 м на севере), на отдельных островных ледниковых покровах и отдельных горных вершинах в Гималаях и на Памире выше 5800–6500 м. Годовой приход вещества в зоне равен аккумуляции осадков за вычетом лишь испарения.

Холодная инфильтрационно-рекристаллизационная (холодная фирновая) зона. В этой зоне таяние значительно больше, талой воды достаточно для водоотдачи из снежного остатка. Она просачивается и в нижние годовые слои. При определенных сочетаниях таяния, снежного остатка и запаса холода инфильтрация талых вод охватывает до 5–10 годовых слоев. Однако поскольку запас холода перед началом таяния наибольший в приповерхностных слоях, основная масса воды замерзает в двух-трех верхних годовых слоях, и инфильтрационное льдообразование постепенно иссякает с глубиной, не достигая основания фирновой толщи.

В целом таяние в этой зоне захватывает от 0,2 до 0,6 годовой аккумуляции снега. Но объем талой и дождевой воды недостаточен для заполнения всего объема пор в нестаявшем остатке снега – стока из зоны нет. Льдообразование происходит как за счет инфильтрационного уплотнения – 10–70%, так и оседания и рекристаллизации – 30–90%. В зависимости от степени участия инфильтрационного льдообразования на превращение снега в лед затрачивается от 5–10 до 100 лет.

Толщина фирна с ледяными линзами и прослойками инфильтрационного льда, как правило, не превышает 20–40 м. Глубже уровня просачивания талых вод, а он здесь всегда меньше уровня годовых колебаний температур, толща постоянно имеет отрицательную температуру, и лишь верхняя ее часть прогревается летом тальми водами до нуля, промерзая зимой вновь. Годовой приход вещества в зоне, состоящий из массы нестаявшего остатка снега и внутреннего инфильтрационного питания, равен годовой аккумуляции снега и жидких осадков за вычетом испарения.

Эта зона широко распространена в верхних частях областей питания ледников в горах умеренных широт с континентальным ледниковым климатом (Центральный Кавказ, Центральный и Восточный Памиро-Алай, Джунгарский Алатау, Алтай и др.) и на островных ледниковых покровах (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля в Арктике, о. Дригаль-

ского и др. в Антарктике), а также занимает узкую окраинную полосу на материковых покровах Антарктиды и Гренландии.

Теплая инфильтрационно-рекристаллизационная (теплая фирновая) зона. Эта зона характерна для районов с морским климатом, большим количеством атмосферных осадков, малыми амплитудами колебаний температуры воздуха, относительно теплой зимой и слабым промерзанием ледниковой толщи. Одно из основных условий льдообразования в ней - значительное превышение объема талых и дождевых вод над запасом холода зимнего промерзания и объемом пор в нестывшем остатке снега. Объем талых вод может достигать 80-95% годовой аккумуляции твердых осадков.

Происходит интенсивный сток, достигающий у самой границы питания 75-90% годовой аккумуляции. Несмотря на относительно интенсивное таяние остается большой остаток снега, поэтому для этой зоны характерна 20-40-метровая толща фирна, которая вся до основания промачивается талой водой в летний период. Значительная часть пор, до 50-60%, замыкается за счет оседания (в среднем до 2% массы фирновой толщи) и рекристаллизации в условиях нулевых температур.

Вся толща ледника имеет нулевую температуру за исключением ее самой верхней части, которая незначительно промерзает зимой. Поэтому инфильтрационное льдообразование за счет весенних запасов холода здесь ничтожно. Однако относительно велики объемы инфильтрационного льда, образующегося за счет замерзания в осенне-зимний период влаги, накапливающейся в мощных толщах фирна. В среднем в этой зоне льдообразование идет в равной степени за счет инфильтрационного замерзания и оседания с рекристаллизацией.

Теплая фирновая зона широко распространена в горах и на островных ледниковых покровах с морским ледниковым климатом (Камчатка, Альпы, Западный Кавказ, Западный Памиро-Алай, Исландия и др.).

Инфильтрационная (фирново-ледяная) зона встречается почти во всех областях питания ледников. Она отсутствует лишь на лежащих целиком в областях питания Антарктическом ледниковом покрове, ледниках плоских вершин и арктических ледниковых куполах, где льдообразование протекает исключительно по инфильтрационно-конгеляционному типу. Эта зона всегда окаймляет снизу теплую и холодную инфильтрационные зоны.

Здесь велико таяние: в среднем 50-80% аккумуляции твердых осадков. Количество талых и дождевых вод превышает объем пор в остатке снега. И хотя запас холода в толще в состоянии заморозить объем воды, эквивалентный объему пор, часть воды стекает из зоны до заполнения всех пор инфильтрационным льдом. Это обусловлено наличием уклонов, из-за которых сток начинается выше, чем уровень, на котором количество талой и дождевой воды соответствует объему пор. Поэтому льдообразование в зоне не может завершиться в течение одного сезона, а растягивается на ряд лет. Чем благоприятнее условия для стока, тем дольше длится льдообразование. Сток воды происходит по водупорным прослойкам и линзам льда в фирне и по контакту последнего с подстилающим монолитным льдом. Благодаря большому стоку талых вод, а вместе с ним и тепловому стоку, лед, подстилающий фирн, имеет круглый год отрицательную температуру. Толщина фирна летом ежегодно промачивается до основания и прогревается талыми водами до нуля, а зимой вновь промерзает.

Из-за очень высокой интенсивности инфильтрационного льдообразования (внутреннее питание при благоприятных условиях - большом запасе холода и затрудненном стоке - может достигать 50-60% аккумуляции), время льдообразования, как правило, не превышает 5-6 лет. Льдообразование идет в основном за счет инфильтрации - 70-80%, - хотя в нем участвует также уплотнение за счет оседания и рекристаллизации - 20-30% объема пор. Толщина фирна в этой зоне, как правило, редко превышает 5-6 м. Несмотря на большое таяние в этой зоне, из-за интенсивного инфильтрационного льдообразования годовой приход вещества может достигать 50-60% годовой аккумуляции.

Инфильтрационно-конжеляционная (ледяная) зона располагается между фирновой линией и поверхностной границей питания. Она существует в условиях относительно малой аккумуляции. Значительная часть накапливающегося снега, не менее 60-65%, тает. Объем талых и дождевых вод значительно превышает объем пор в остатке снега. Ледообразование происходит целиком инфильтрационным путем в течение одного сезона.

По мере относительного увеличения таяния и уменьшения толщины снежного остатка в нижней части этой зоны толщина годовых слоев постепенно уменьшается, пока фирнизованный снег не остается в виде отдельных пятен. При этом часть воды в конце лета вновь замерзает поверх сравнительно тонкого слоя инфильтрационного льда в виде натечного конжеляционного льда. Толщина годового слоя в этой зоне редко достигает 30-40 см. Тем не менее годовой приход вещества при благоприятных условиях (малых уклонах поверхности, больших запасах холода) достигает 40-50% аккумуляции твердых осадков.

Постоянные колебания климатических условий вызывают изменения процессов ледообразования на ледниках. При длительных направленных изменениях климата могут произойти перестройка типа ледообразования и замена одной зоны ледообразования другой. Однако чаще колебания климатических условий лишь нарушают условия ледообразования, типичные для данной зоны, и область питания или часть ее находятся в переходной стадии, когда тип ледообразования еще не соответствует изменившимся условиям. Подобные состояния наблюдали на ледниковом покрове Новой Земли, в области питания ледника Медвежьего на Памире, где ледообразование имело переходный характер.

В пределах отдельных ледниковых систем, речных бассейнов и областей питания конкретных ледников в распределении зон и их наборов на картах Атласа прослеживается большое влияние орографического фактора, в первую очередь высоты и ориентировки хребтов, их затененности, крутизны поверхности ледников, особенностей ветрового и лавинного перераспределения снега и пр. Их сочетания нередко нарушают последовательную смену одной зоны другой, могут вызвать выклинивание отдельных зон, инверсию в их высотном расположении. Ярким примером подобных "нарушений" в пространственном расположении зон ледообразования может служить оледенение Эльбруса.

Тем не менее в распределении как отдельных зон ледообразования, так и их наборов на картах Атласа обнаруживаются закономерности и глобального и регионального масштабов, отражающие широтную зональность и высотную поясность, преобладание континентальности или океаничности ледникового климата, расположение ледниковых систем на путях влагонесущих потоков.

7.4.6. Роль аккумуляции и абляции в ледниковых системах в глобальном и частном влагооборотах

Публикуемые в Атласе карты полей абляции (аккумуляции) на высоте границы питания дают возможность оценить роль ледников во влагообороте нашей планеты. Ледники образуют замедленную ветвь такого влагооборота, однако степень замедления различна для ежегодно становящегося сезонного снега, "отложенный сток" которого задерживается не более чем на год, и снежного остатка вместе с внутренним питанием, затрачиваемым на ледообразование. В виде льда влага сохраняется на поверхности суши десятки, сотни и даже тысячи лет и лишь затем после таяния многолетнего льда попадает в русла рек.

Подсчет суммарной величины стока основан на равенстве абляции (аккумуляции) на высоте границы питания и средней по леднику, что верно для средних многолетних стационарных условий. Тогда суммарная абляция в горной или островной ледниковой системе окажется равной сумме площадей льда между изолиниями поля абляции, помноженной на слой абляции, средний между его значениями для соседних изолиний. Такой подсчет невозможен для систем, где расход льда происходит путем откола айсбергов. Для них в предположении той же стационарности использованы литературные данные, отраженные в Атласе картограммами (Котляков и др., 1974; Чижов, 1976).

Естественно, весь айсберговый сток относится к медленной ветви влагооборота. Для разделения таяния на коротко и длительно отложенный сток, т.е. на таяние сезонного

снега и многолетнего льда, были использованы расчеты для территории бывшего СССР (Кренке, 1982). Внутреннее питание в снежной, снежно-фирновой и холодной фирновой зонах принималось равным таянию, а вся аккумуляция относилась к длительной ветви для островных ледниковых покровов. Для горных ледников к внутреннему питанию относилось 50% таяния в фирново-ледяной и ледяной зонах и 25% в теплой фирновой зоне. Площади зон льдообразования оценивались специально для каждой из ледниковых систем бывшего СССР.

Нетающий остаток снега s определялся по ледниковому коэффициенту K , подсчитанному для каждой из ледниковых систем, и эмпирической оценке аккумуляции в области питания:

$$s = \frac{C^I(1 + K)}{K + 0,67},$$

где C^I - аккумуляция на высоте границы питания. Таяние рассчитывалось по приведенной выше зависимости от летней температуры воздуха.

В целом для территории бывшего СССР доля чистой аккумуляции (длительно отложенного стока) в суммарной аккумуляции (всего отложенного в ледниках стока) составила около половины. Меньше всего эта доля на Урале - 20%, больше всего на Северной Земле - 72%. Для остальных арктических архипелагов она равна 55%, для ледниковых систем Сибири от 30 до 40%, для Кавказа 42%, Тянь-Шаня и Памиро-Алая 48%. Для ледниковых систем зарубежных территорий доля чистой аккумуляции оценивалась ориентировочно по аналогии с ледниковыми системами бывшего СССР. Обобщенные результаты расчетов приведены в табл. 7.7.

Суммарный ледниковый сток, равный 3450 км^3 воды, составляет около 8% суммарного стока поверхностных вод в океан (44700 км^3), около 3% осадков на суше (119000 км^3) и превышает сток в океан подземных вод (2200 км^3) (Мировой водный баланс..., 1974). Из этой величины 3010 км^3 приходится на Антарктиду и арктические острова, 440 км^3 составляет сток горных ледников, что равно 1% поверхностного стока суши. Длительно отложенный сток, 3080 км^3 , составляет 7% поверхностного стока суши. Его следует учитывать в моделях влагооборота на Земле. Еще почти процент, 370 км^3 , составляет сток сезонного снега с ледников, приходящийся на лето, когда талый сток с неледниковых территорий отсутствует. Это намного повышает ценность ледникового стока как водного ресурса, поскольку его величины сопоставимы с хозяйственным водопотреблением такой страны, как бывший СССР.

На территории бывшего СССР через ледники проходит более 57 км^3 воды, в том числе 25 км^3 в виде потока монолитного льда - длительно отложенный сток. Это составляет 1,2 и 0,5% годового стока рек. На ледниках Российской Арктики аккумуляция равна 1% суммарного переноса влаги и общей суммы осадков и 5% осадков за счет местного испарения. Доля ледников в заборе воды из атмосферы осадками составляет 3%, из которых 2% приходится на Новую Землю. Над материковой территорией бывшего СССР вклад оледенения в водный баланс еще меньше. Лишь в Средней Азии сток с ледников равен 15% стока рек у выхода из гор и 8% осадков в горах. Ледники получают там осадков больше, чем их выпадает за счет местного испарения.

В Северный Ледовитый океан с территории бывшего СССР попадает 32 км^3 , в Тихий океан $2,5 \text{ км}^3$, в Азовское и Черное моря $2,0 \text{ км}^3$, в Каспийское море $1,3 \text{ км}^3$, что составляет 0,5-1,5% речного стока в соответствующих бассейнах. Единственный крупный регион бывшего СССР, где важна роль ледникового стока в структуре водного баланса - бессточные районы Средней Азии - 19 км^3 .

В Европе ледниковый сток равен 60 км^3 , в том числе 33 км^3 за счет таяния и сброса в море многолетнего льда. Это составляет соответственно почти 2% и более 1% суммарного речного стока - 3210 км^3 . На островах ледниковый сток равен 46 км^3 , или 9,5% суммарного стока, в том числе в Северном Ледовитом океане 29 км^3 , 42% стока, и в Атлантическом океане 17 км^3 , 4% стока. В целом в Северный Ледовитый океан в Европе по-

ступает приблизительно 34 км^3 ледникового стока, $4,6\%$ стока, в Атлантический 25 км^3 , $1,2\%$ стока, в Каспийское море более 1 км^3 , главным образом со стоком Терека, где ледниковые воды составляют около 11% стока. Из других крупных рек Европы ледниковый сток равен 6% стока Кубани, более 1% стока Рейна, около 3% стока Роны, 1% стока По и $0,5\%$ стока Дуная.

Таблица 7.7

Длительно и коротко отложенный ледниковый сток, км^3 воды

Ледниковые системы и гляциологические провинции	Сток за счет таяния	В том числе за счет таяния многолетнего льда	Сток айсбергами	Длительно отложенный сток	Суммарный ледниковый сток
Гренландия	300	220	300	520	600
Канадский арктический архипелаг	45	35	?	35	> 45
Аляска	120	60	?	70	> 120
Береговой хребет и Скалистые горы	78	30	-	30	78
Анды атлантического питания	5	3	-	3	5
Анды тихоокеанского питания	7	3	-	3	7
Патагонские покровы	75	30	-	30	75
Евразийская Арктика	50	35	8	43	58
Исландия и Скандинавия	26	13	-	13	26
Алтай и Саяны	4	2	-	2	4
Северо-Восток Азии	3	1	-	1	3
Альпы	4	2	-	2	4
Кавказ	3	1	-	1	3
Тянь-Шань и Джунгарский Алатау	16	8	-	8	16
Куьнлунь и Нань-Шань	15	8	-	8	15
Памиро-Алай	12	6	-	6	12
Гиндукуш	7	3	-	3	7
Каракорум	13	7	-	7	13
Тибет	5	3	-	3	5
Гималаи	34	15	-	15	34
Новая Зеландия	2	1	-	1	2
Антарктические острова	8	6	?	6	8
Антарктический ледниковый покров	15	10	2290	2300	2300
Современные ледники Земли в целом	846	480	~2600	~3080	~3450

В Азии ледниковый сток равен 131 км^3 , в том числе 69 км^3 за счет расхода многолетнего льда, соответственно, около 1 и $0,5\%$ суммарного стока - 14410 км^3 , в том числе 10790 км^3 с континента. В бассейн Северного Ледовитого океана попадает 26 км^3 , около $0,5\%$ суммарного стока, в том числе 21 км^3 с островов, или 66% суммарного стока с них, в бассейн Тихого океана около 6 км^3 , ничтожная - менее $0,05\%$ - доля стока в 15250 км^3 , в бассейн Индийского океана 52 км^3 , $1,3\%$ суммарного стока в 3960 км^3 , в бассейн Атлантического океана 1 км^3 , около $0,5\%$ от 191 км^3 суммарного стока.

В бессточные области Центральной и Средней Азии попадает 42 км^3 , что составляет 9% суммарного стока на этих территориях, занимающих $12,3 \text{ млн км}^2$. Из крупных рек Азии ледниковый сток равен $0,7\%$ стока Оби, ничтожную долю - менее $0,1\%$ - стока рек Енисея, Лены, Колымы, около 1% стока рек Камчатки, ничтожную долю стока Янцзы, около $2,5\%$ стока системы Ганга - 35 из 1400 км^3 суммарного стока - и около 8% стока Инда - 17 из 220 км^3 , около 1% стока Риони, $6,5\%$ стока Сыр-Дарьи, 15% стока Аму-Дарьи, более 30% , 9 из 29 км^3 , стока Тарима.

Ледниковый сток в Северной Америке вместе с Гренландией равен 841 км^3 , в том числе 650 км^3 - за счет таяния и сброса в море многолетнего льда, что составляет соответственно более 10% и почти 8% суммарного стока с материка, равного 8200 км^3 . Северная Америка - материк, где до сих пор исчезли не все ледниковые покровы, и роль ледникового стока здесь наиболее значительна, если не считать Антарктиды. Даже без Грен-

ландии он составляет 241 км^3 , в том числе 130 км^3 - длительно отложенный сток, 3,2 и 1,7% суммарного стока с материка.

По океанам ледниковый сток распределяется следующим образом. В Северный Ледовитый океан попадает около 360 км^3 - 18% суммарного стока в 2040 км^3 , в том числе 342 км^3 на островах - 58% суммарного стока в 590 км^3 - и 18 км^3 на материке - более 1,2% суммарного стока в 1450 км^3 . Ледниковый сток в Тихий океан составляет 178 км^3 , т.е. 6,5% суммарного стока, а в Атлантический 303 км^3 - 9% суммарного стока. Он почти целиком приходится на острова - южные части Гренландии и Баффиновой Земли. В островном стоке ледниковый составляет более 46%.

Из крупных рек тихоокеанского побережья ледники обеспечивают 23% стока Юкона, 19% стока р.Кускоквин, 38% стока р.Суситна, 19% стока р.Коппер, 27% стока р.Насс, 13% стока р.Скин, 13% стока р.Фрезер и около 8% стока р.Колумбия. Таким образом, на Тихоокеанском побережье Северной Америки роль ледниковой составляющей стока больше, чем, например, в Средней Азии.

В Южной Америке ледниковый сток составляет 87 км^3 , в том числе 40 км^3 за счет многолетнего льда, т.е. чуть больше 0,7 и 0,3% суммарного стока с материка - $11760 \text{ км}^3/\text{год}$, так что в Южной Америке роль отложенного ледникового стока чрезвычайно мала и относительно коротко время влагооборота. В пределах бассейна Тихого океана роль ледникового стока несколько больше - 53 км^3 , около 4% суммарного стока в 1330 км^3 . В бессточных областях высоких нагорий ледниковый сток равен приблизительно 3 км^3 , или около 5% суммарного. Остальной 31 км^3 приходится на атлантический склон, где ледниковый сток составляет только 0,3% суммарного.

Ледниковый сток составляет около 0,7% суммарного стока в Новой Зеландии, 2 из 314 км^3 , и лишь 0,1% на островах Океании. В Австралии он отсутствует вовсе, а в Африке ничтожно мал. Зато в Антарктиде он практически составляет весь сток - 2300 км^3 : около 980 км^3 в Тихий океан, 570 км^3 в Атлантический и 750 км^3 в Индийский.

Таким образом, суммарный ледниковый сток в Северный Ледовитый океан составляет около 430 км^3 , более 8% всего стока с его бассейна, в Атлантический океан 940 км^3 , 5%, в Тихий океан 1220 км^3 , 9%, в Индийский 800 км^3 , 14%.

Приведенные здесь цифры относятся к стационарному состоянию оледенения. Расчеты Мирового водного баланса (1974) сделаны на основе материалов, характеризующих сокращение оледенения, так что опубликованные данные о ледниковом стоке на 10-15% превышали приведенные в данном разделе цифры. Величины стока с покровного оледенения весьма приблизительны, для рассматриваемой эпохи неизвестен даже знак аномалий.

7.4.7. Роль абляции в ледниковых системах в обороте тепла

Ледниковые покровы охлаждают поверхность Земли. Степень охлаждения зависит от облачности, определяющей долю радиации, приходящей с ясного неба, состояние поверхности ледников (сухой, влажный снег, поверхность льда, морены), альbedo и толщины облаков, суммы приходящей радиации, ее распределения по сезонам. Недавняя оценка (Кренке, 1987) показывает, что ледники Земли дополнительно отражают в космическое пространство около $5 \cdot 10^{16}$ МДж солнечного тепла, а всего около $7,5 \cdot 10^{16}$ МДж.

Суммарное поступление тепла на Землю составляет за год $5,2 \cdot 10^{18}$ МДж, из которых при альbedo 0,30 отражается в космос $1,6 \cdot 10^{18}$ МДж. На долю ледников приходится 5% последней величины при площади лишь 3% планеты. Дополнительное, за счет снега на ледниках, отражение в космос составляет 3,5% отражаемой Землей радиации. В связи с этим альbedo нашей планеты возрастает в летнее полугодие на 2%, а за год на 1%: от 0,29 до 0,30, что, согласно модели М.И.Будыко (1969), приводит к охлаждению приземного слоя воздуха приблизительно на 1° .

Альбедный механизм охлаждения атмосферы дополняется стоком тепла из атмосферы в ледники на компенсацию отрицательного радиационного баланса их поверхности и таяние льда. Он осуществляется в виде турбулентного потока явного тепла или потоком открытого тепла за счет конденсации на поверхности ледников.

Радиационный баланс поверхности Антарктического ледникового покрова равен $-4,2 \cdot 10^{15}$ МДж/год (Аверьянов, 1979). Эта величина в Антарктиде полностью компенсируется явным потоком тепла из атмосферы, так как испарение - около 20 мм/год - там преобладает над конденсацией. На испарение затрачивается еще около $0,8 \cdot 10^{15}$ МДж/год явного тепла. В Гренландии годовой радиационный баланс равен $-0,5 \cdot 10^{15}$ МДж/год (Кренке, 1982). На островных и субарктических ледниковых покровах площадью около 300 тыс. км² круглогодичные наблюдения за радиационным балансом имеются только для вершин ледникового купола Чорлениса на Земле Франца-Иосифа, -92 МДж/м² в год (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973). В пересчете на всю площадь это дает около $-3 \cdot 10^{13}$ МДж/год. Для горных ледников площадью 200 тыс. км² в качестве опорной может быть принята величина -63 МДж/м², измеренная на леднике Федченко (Ледник Федченко, 1962). В пересчете на всю площадь это составляет несколько больше $-1 \cdot 10^{13}$ МДж/год. Общий радиационный баланс малых покровных и горных ледников, таким образом, $-0,4 \cdot 10^{14}$ МДж/год и в сумме с континентальным покровным оледенением равен $-4,8 \cdot 10^{15}$ МДж/год. Эти потери составляют около 0,2% солнечного тепла, поглощаемого поверхностью нашей планеты.

Затраты тепла на таяние могут быть определены по данным табл. 7.7 с учетом того, что на таяние одной тонны льда затрачивается около 335 МДж. Результаты даны в 10^{12} МДж.

Гренландия	100	Тянь-Шань и Джунгарский Алатау	5
Канадский арктический архипелаг	15	Куньлунь и Нань-Шань	5
Аляска	40	Памиро-Алай	4
Береговой хребет и Скалистые горы	26	Гиндукуш	2
Анды, включая Патагонские покровы	29	Каракорум	4
Евразийская Арктика	17	Тибет	2
Исландия и Скандинавия	9	Гималаи	11
Алтай и Саяны	1	Новая Зеландия	1
Северо-Восток Азии	1	Антарктические острова	3
Альпы	2	Антарктический ледниковый покров	5
Кавказ	1	Современное оледенение Земли	
		в целом	283

В сумме затраты тепла на таяние составляют около $3 \cdot 10^{14}$ МДж, т.е. намного меньше теплоотдачи на компенсацию радиационного баланса. В целом отток турбулентного тепла из атмосферы в ледники оценивается в $51 \cdot 10^{14}$ МДж. Он достаточен для охлаждения на 1° $5 \cdot 10^{18}$ м³ воздуха при давлении приблизительно 750 гПа, что примерно соответствует объему всей тропосферы Земли. Следовательно, современная тропосфера охлаждается оледенением на 1° за счет повышенного альбедо ледников и еще на 1° за счет отдачи тепла в них с турбулентным потоком, из которого только 6% тратится на таяние ледников, а остальные 94% - на их радиационное излучение, главным образом в Антарктиде. Суммарное охлаждение современным оледенением равно 2° .

На территории бывшего СССР суммарное охлаждение атмосферы ледниками оценивается в $2 \cdot 10^{13}$ МДж, в том числе $8 \cdot 10^{12}$ МДж горными. Это приблизительно соответствует запасу энергии в 2-5 циклонах средней интенсивности. Однако рассредоточение горных ледников по территории и по времени не позволяет им оказывать существенное воздействие на циркуляцию атмосферы.

Эти величины на три порядка меньше прихода радиационного тепла на территорию бывшего СССР и на два порядка меньше меридионального адвективного переноса тепла. Однако в горной части Средней Азии таяние и испарение ледников поглощают уже заметную долю адвективного тепла - примерно 5-10%. Выхолаживание ледниками атмосферы на территории бывшего СССР соответствует половине антропогенного нагрева. "Запас холода" талых ледниковых вод оценивается по теплу, нужному для их нагрева до 20°C . Он равен для территории бывшего СССР $2 \cdot 10^{12}$ МДж. Это примерно половина антропогенной тепловой нагрузки на реки.

Сопоставление с тепловым стоком крупных рек на территории бывшего СССР показывает, что ледниковый сток снижает его на 5%. В целом на планете затраты на таяние айсбергов - "сток холода" в океан - превышают $8 \cdot 10^{14}$ МДж, что соизмеримо с переносом тепла океаническими течениями. Ледниковый "сток холода" оказывает влияние на циркуляцию не только атмосферы, но и океана.

7.5. Изменения режима и вынужденные колебания ледников

Изложенные выше закономерности пространственных изменений характеристик массообмена ледников и ледниковых систем относятся главным образом к среднему его состоянию, а во многих случаях даже к соответствующему стационарности ледников. Причиной этого служит относительная простота извлечения такой информации из массовых данных по морфологии ледников. Тем не менее для многих научных и прикладных задач необходима информация об изменчивости, в том числе трендах характеристик режима ледников. В Атласе предпринята попытка суммировать имеющуюся на этот счет информацию.

7.5.1. Изменения режима континентальных ледниковых покровов на примере Гренландии

Положение края Гренландского ледникового покрова достоверно устанавливается лишь за голоцен, когда началось продолжающееся до настоящего времени общее отступление края, иногда прерываемое задержками и отдельными периодами продвижения. За последние 10-11 тыс. лет край покрова отступил приблизительно на 175 км на западе и севере и на 130 км на восточном побережье. Сокращение оледенения сопровождалось изостатическим поднятием берегов, сначала быстрым, а затем замедлившимся. В средней части западного побережья, 66-68° с.ш., подъем достиг 120 м, а к северу и югу - всего 40 м и менее (Weidick, 1968).

Судя по историческим данным, последнее наступление края и продвижение концов выводных ледников происходило в XVII-XIX вв. В то время ледники погребли остатки поселений норманнов, живших в южной части Западной Гренландии с конца X до XV в. Последний этап отступления края начался на западном побережье с начала XX в., а на севере Гренландии с 20-х годов. Толщина льда у края за прошедшие 100 лет уменьшалась на юго-западе на 100 м, а на севере и востоке незначительно.

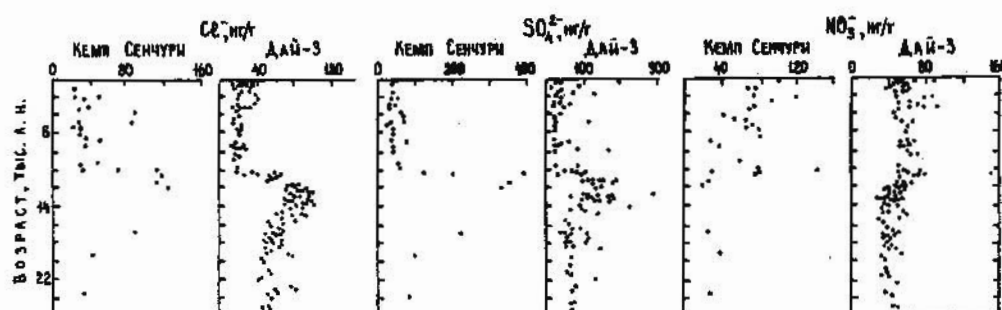
Неоднократные изменения размеров Гренландского ледникового покрова вызывались колебаниями баланса его массы. В табл. 7.8 приведены расчеты баланса для трех характерных состояний. Расчет для кульминации последней ледниковой эпохи, около 18 тыс. лет назад, основывается на представлениях об увеличении площади покрова при одновременном уменьшении площади области абляции, повышении границы питания и уменьшении скорости аккумуляции из-за сухости климата к концу ледниковой эпохи. А. Вайдик, выполнивший такой расчет (Weidick, 1976, с. 442), предполагает уменьшение скорости аккумуляции и интенсивности таяния почти вдвое и сокращение области абляции до 50 тыс. км².

Другой вариант расчета, основанный на результатах исследований ледяного керна из скважины Дай-3, исходит из того, что 18 тыс. л. н. скорость аккумуляции составляла всего 22% современной величины, а область абляции могла и вовсе отсутствовать, так что расход льда сводился только к откалыванию айсбергов, как в современной Антарктиде (Heiron, Langway, 1985). Стационарное состояние покрова характеризовалось при этом, как показывает расчет, втрое меньшими по сравнению с современными величинами прихода и расхода массы льда.

В 60-х годах глубокая скважина, пройденная через всю толщу льда, была пробурена на станции Кемп Сенчури северной Гренландии, а в 80-х годах - на станции Дай-3 в южной Гренландии. Химические анализы керна показали резкие различия в составе льда, отложенного в позднем плейстоцене и голоцене. Особенно резок этот переход 10-11 тыс. л. н. на профилях концентрации Cl^- и SO_4^{2-} (рис. 7.10). Общий фон концентрации Cl^- и SO_4^{2-} в плейстоцене выше, чем в голоцене. Основным источником Cl^- служит морская соль, заносимая ветрами в атмосферу с капельками воды. Повышенная концентрация в плейстоцено-

Баланс массы Гренландского ледникового покрова

Показатели	Общая площадь	Средняя толщина	Объем	Площадь аккумуляции	Площадь абляции	Удельная аккумуляция с площади аккумуляции	Удельный сток с площади абляции	Общая аккумуляция	Талый сток	Расход айсбергами
Единицы измерения,	10^6 км^2	км	10^6 км^3	10^6 км^2	10^6 км^2	г/(см ² ·год)		км^3 воды в год		
Покров в кульминацию последней ледниковой эпохи по расчету А.Вайдика	2,30	1,55	3,57	2,25	0,05	12-15	50-70	305	30	275
При отсутствии талого стока и скорости питания, равной 22% современной	2,30	1,6	3,7	2,30	0	8	0	184	0	184
Современный покров	1,726	1,5	2,6	1,726	0,464	34,7	65	600	300	300

Рис. 7.10. Профили концентрации Cl^- , SO_4^{2-} и NO_3^- в ледяных ядрах из скважин на станциях Кемп Сентури и Дай-3 в Гренландии (по Herron, Langway, 1985)

вых слоях объясняется более интенсивной в то время циркуляцией атмосферы. Основной фон концентрации SO_4^{2-} биогенный. Отдельные пики дают вулканические извержения. Их интенсивность к концу плейстоцена, судя по профилям SO_4^{2-} , была, по-видимому, большей, чем, в голоцене. В верхних слоях фирна и снега в Гренландии заметно антропогенное увеличение концентрации SO_4^{2-} . Концентрация SO_4^{2-} обратно пропорциональна годовой аккумуляции и позволяет, поэтому, оценить ее величину (табл. 7.9).

Поразительно быстрый переход от плейстоцена к голоцену, так же как и сильная запыленность атмосферы в плейстоцене вместе с щелочным составом пыли, характерны для Северного полушария (Наштер а.о., 1985). Складывается представление о быстрой перестройке климатической системы ледники - океан - суша - атмосфера от одного, ледникового, квазистойчивого состояния к другому, межледниковому, вызванному изменениями морских течений и всей природной обстановки (Langway а.о., 1985).

7.5.2. Изменчивость аккумуляции и абляции ледников и их соотношение

Баланс массы ледников умеренных широт довольно строго подчиняется годовой цикличности: за год его величина b_a испытывает один максимум накопления массы (зимний баланс, b_w) и один минимум (летний баланс, b_s). При этом величины b_a за смежные годы можно считать независимыми.

Возьмем ледники разных районов Земли, где проводились измерения всех составляющих баланса за достаточно продолжительный период, по которым приведены данные в Ат-

Таблица 7.9

Величина аккумуляции по измерениям концентрации SO_4^{2-} в ядре из скважины со станции Дай-3 в Гренландии

Возраст, 10^3 лет назад	Фоновая концентрация, мкг/кг (или мг/г)	Скорость аккумуляции, $\text{г}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$
0-10	20	49
10,4 а *	25	39
10,4 б *	52	19
11-13	90	11
15-20	42	23
20-55	38	26
60-90	32	31

*а - после перехода к голоцену, б - до перехода к голоцену

Изменчивость аккумуляции, абляции и баланса массы, г/см^2 , ледников, выраженная критериями σ и f . Пояснения в тексте

Ледник, район	Диапазон высот, км	Массообмен $(b_w + b_s)/2$, $\text{г/см}^2 \cdot \text{год}$	Критерий σ			Критерий f		
			σ_{b_w}	σ_{b_s}	σ_{b_a}	f_{b_w}	f_{b_s}	f_{b_a}
1. Энгабреэн, Сев. Норвегия	0,1-1,5	300	61	125	147	0,331	0,296	0,235
2. Олфутбреэн, Южн. Норвегия	0,85-1,4	400	88	66	128	1,321	0,309	0,371
3. Нигардсбреэн, Южн. Норвегия	0,3-2,0	350	46	90	115	0,310	0,193	0,165
4. Хельстугбреэн, Южн. Норвегия	1,25-2,26	150	28	45	59	0,414	0,239	0,193
5. Гросубреэн, Южн. Норвегия	1,85-2,26	100	28	50	60	0,794	0,590	0,797
6. Абрамова, Памиро-Алай	3,62-4,96	175	36	58	68	0,301	0,234	0,207
7. Джанкуат, Центральный Кавказ	2,7-4,0	250	27	58	67	0,291	0,216	0,183
8. Центральный Туяксу, Заилийский Алатау	3,4-4,22	125	19	42	53	0,844	0,234	0,268
9. Карезер, Альпы	2,86-3,35	125	31	48	61	0,995	0,436	0,404
10. Сентинел, Канада, Береговой хребет	1,53-2,1	350	71	61	96	0,462	0,333	0,263
11. Плейс, Канада, Пасифик	1,85-2,61	225	47	42	64	0,473	0,288	0,234
12. Лейто, Канада, Скалистые горы	2,12-3,18	175	37	49	62	0,336	0,192	0,162
13. Южный Каскадный, США, Скалистые горы	1,62-2,1	300	84	79	127	0,633	0,425	0,343

ласе (табл. 7.10). Рассмотрим два вида изменчивости b_w , b_s и b_a : по отношению к изменению климатических условий (региональная и глобальная изменчивость) и по отношению к случайным процессам и ошибкам измерений (локальная изменчивость). В качестве формы анализа используются одномерные поля b_w , b_s , b_a как функции абсолютной высоты H , называемые балансовыми кривыми.

Изменчивость по отношению к климатическим условиям (1). Чем дальше отстоят в системе прямоугольных координат друг от друга кривые $b_w(H)$, $b_s(H)$, $b_a(H)$, тем сильнее изменчивость этого вида. Ее мерой может быть величина среднего квадратического отклонения σ :

$$\sigma = \left(\frac{\sigma_1^2 + \dots + \sigma_k^2}{k} \right)^{1/2},$$

где k - количество высотных зон, по которым ведется осреднение точечных измерений величин b_w и b_s . Величина σ_{b_w} изменяется по высоте, возрастая в направлении роста b_w , что особенно заметно у крупных ледников с преимущественно морским типом питания, а также расположенных на внешних к влаговоздушным потокам склонах гор (см. табл. 7.10). У малых или занимающих небольшой диапазон высот ледников - Олфутбреэн, Гросубреэн, Карезер, Центральный Туяксу, Сентинел σ_{b_w} изменяется мало. Закономерности в величинах коэффициентов вариации не обнаружено.

По отношению к расходной составляющей баланса массы b_s ситуация противоположная. Максимальная величина σ_{b_s} отмечается в нижних частях ледников, кроме ледника Лейто, а с ростом абсолютной высоты у субполярных ледников она уменьшается: крайний случай - области питания покровных оледенений Гренландии и Антарктиды, где b_s определяется целиком величиной испарения, т.е. несколькими миллиметрами в год. Средний многолетний коэффициент вариации абляции составляет 0,20-0,30 у ледников преимущественно морского типа питания и 0,40-0,55 у континентальных.

Абсолютная изменчивость баланса массы S_{b_a} ледников преимущественно морского типа питания значительно превышает континентальные, но относительная изменчивость у последних больше.

Изменчивость высотного градиента b_w , b_s , b_a (2). Его отклонение от средней многолетней величины, представленной в виде средней кривой $b_w(H)$ или $b_s(H)$, может быть оце-

нено по критерию $f = e/\sigma$, где $i = 1, \dots, k$ - зоны, $j = 1, \dots, n$ - годы:

$$e = D(\epsilon_{ij}) \quad \sigma = \frac{1}{k-1} \sum_{k=1}^k (\alpha_k - \bar{\alpha})^2.$$

Характеризуя изменчивость формы кривых, критерий f дает представление о влиянии случайных колебаний в отдельных точках или зонах α , или в отдельные годы β , а также за счет ошибок измерений ϵ_{ij} . Для всех анализируемых ледников критерий e/σ показывает меньшее значение для кривых абляции и баланса массы по сравнению с кривыми аккумуляции. Следовательно, высотный градиент db_s/dH и db_a/dH менее устойчив по сравнению с db_w/dH .

Механизм изменчивости высотных градиентов b_s и b_a связан, в частности, с наличием отрицательной корреляции между b_w и b_s . Для наглядности величины коэффициентов корреляции между ними представлены в виде корреляционных треугольников (рис. 7.11). Здесь r численно равен косинусу угла между катетами. Все углы тупые и, значит, у всех ледников существует отрицательная корреляция между b_w и b_s , которую принято называть обратной связью. Относительный вклад b_w и b_s выражается длиной отрезка на оси b_a (ось x безразмерная), получаемого при опускании перпендикуляра из точек пересечения катетов.

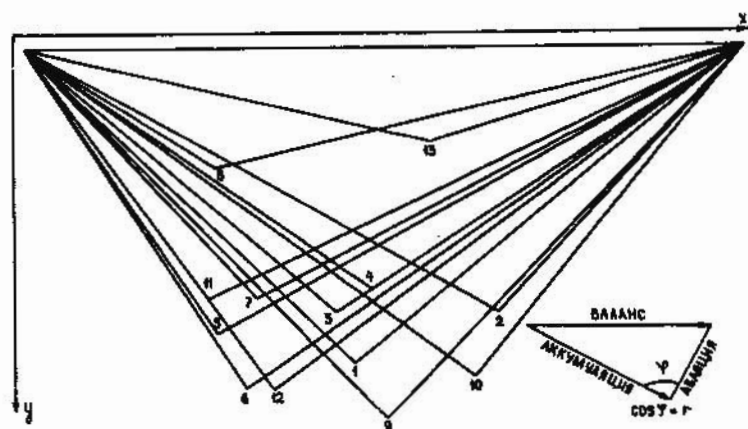


Рис. 7.11. Представление обратных связей между средними многолетними значениями аккумуляции и абляции в виде корреляционных треугольников. Номера соответствуют порядковому номеру ледников в табл. 7.10

Величина отрицательной корреляции имеет тенденцию к повышению сверху вниз для ледников с преимущественно морским типом питания - Южный Каскадный, Энгабреэн, Олфутбреэн, Нигардсбреэн, Хельстугубреэн, а также для расположенных на внешней периферии орографических барьеров - Центральный Туюксу, Джанкуат. Наибольшие величины характерны для Южного Каскадного ледника, $r = -0,89$, и ледника Центральный Туюксу, $r = -0,76$.

Для целого ряда ледников не обнаружено отрицательной корреляции между b_w и b_s . Это, возможно, связано с использованием в анализе недостаточно продолжительных рядов измерений. К тому же за рассматриваемый период времени поверхность ледника могла претерпеть сильные изменения в связи с его быстрым наступанием или отступанием. Это нарушает устойчивость поля b_w , его высотный градиент изменяется. В силу обратной связи нарушается стационарность высотного градиента и b_s . По всей очевидности такое изменение произошло с ледником Абрамова, который в 1971-1972 гг. испытал подвижку - его язык продвинулся вниз по долине на 400 м.

Существование обратной связи между b_w и b_s представляет собой важный механизм выравнивания высотного градиента b_s , а вслед за ним и высотного градиента b_a . Механизм обратной связи способствует приспособлению внешнего массообмена ледников к изменяющимся условиям, региональным климатическим и локальным, носящим внешне случайный характер. Их разделение весьма условно. В общем случае обратная связь усиливает действие второго механизма изменчивости, что отражается в увеличении высотного градиента b_s и b_a , и повышается устойчивость внешнего массообмена ледников к внешним, прежде всего климатическим воздействиям.

7.5.3. Современные изменения баланса массы ледников - амплитуда и преобладающее направление

Сокращение языков ледников и уменьшение их толщины свидетельствуют о преобладании в последние десятилетия отрицательного баланса массы ледников.

К сожалению, среди постоянных наблюдений за колебаниями ледников измерений баланса массы несравнимо меньше, чем данных об изменении фронта ледников, и ряды их значительно короче. Подобные наблюдения в разных типах климата были начаты в 1950-х годах. Наиболее длинный ряд наблюдений с 1949 г. имеет ледник Стурбреэн в Норвегии. В таких важнейших ледниковых системах, как Памиро-Алай, Кавказ, Алтай, постоянные наблюдения проводятся лишь на одном-двух ледниках, да и в остальных горных районах эти ледники единичны. В этих условиях очень важен вопрос о репрезентативности ледников.

Общее число ледников с изменениями баланса колебалось в разные годы от 30 до 50, на 24 из них одновременно велись наблюдения за положением фронта (табл. 7.11). Многолетние ряды колебаний баланса горных ледников нередко показывают их синхронность. Так, колебания баланса четырех европейских ледников в Альпах, Скандинавии, на Кавказе и Полярном Урале за 80-летний период оказались сходными по амплитуде и направлению (Валлон и др., 1986), причем долговременные колебания выявляют большее сходство, чем за короткий период. Внутри отдельных горных систем изменения баланса массы ледников, как правило, также происходят синхронно, что отмечается нередко и для ледников с разной величиной баланса и даже разным его знаком (Рейнварт, 1986).

Таблица 7.11

Общие сведения об изменении баланса массы ледников

Регион	Период наблюдений	Число ледников с ежегодной оценкой баланса		Число случаев*			Предельные измеренные значения удельного баланса, г/см ²	
		всего	в том числе с наблюдениями за фронтом ледника	общее количество оценок	с отрицательным балансом	с положительным балансом	отрицательные	положительные
Скандинавия	1950-1981	4-9	5	218	129/59	89/41	235	241
Альпы	1950-1983	9-11	7	331	170/51	158/47	200	181
Полярный Урал	1950-1980	1-2	1-2	52	31/60	21/40	220	249
Кавказ	1950-1980	1-3	1	93	55/59	38/41	356	41
Памиро-Алай	1968-1980	1	1	13	11/85	2/15	146	84
Северный Тянь-Шань	1950-1982	5-12	4	226	136/60	88/39	369	279
Алтай	1969-1980	1	1	10	4/40	6/60	174	167
Камчатка	1965-1980	1-3	1	24	13/54	10/42	163	378
Аляска	1959-1974	3-4	3	34	23/68	11/32	200	194
Береговой хребет	1966-1980	3	1	37	19/52	18/48	190	211
Скалистые горы	1966-1979	2		24	16/67	8/33	170	64
Каскадные горы	1956-1982	1-3	1	65	32/49	29/44	310	240
Северная Америка	1956-1982	6-12	4-5	160	90/56	66/41	230	240

* В числителе - число случаев, а знаменателе - процент от общего количества измерений.

За последнее время условия существования ледников в целом улучшились: судя по данным табл. 7.11, из общего числа оценок на долю отрицательного баланса массы приходится 56%, положительного - 43% случаев. Кумулятивные кривые изменения баланса массы ледников разных районов (Letreguilly, 1984), приведенные на рис. 7.12, показывают, что, начиная с 60-х годов, прослеживаются две тенденции: продолжение потери массы ледниками и стабилизация баланса и переход к постепенному наращиванию массы. Первая устойчиво сохраняется, например, на ледниках Заилийского Алатау и Алтая, вторая характерна для Альп, Скандинавии, Аляски. Определенно прослеживаются эти различия в усло-

виях морского и континентального климата, что связано, в частности, с разным вкладом факторов аккумуляции и абляции в колебания годового баланса.

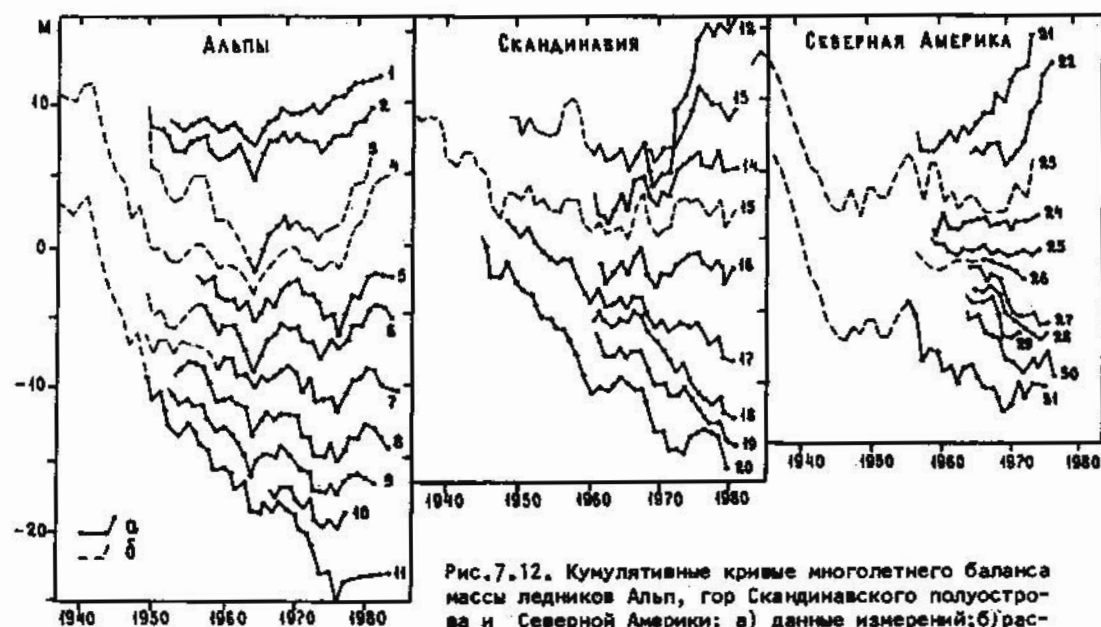


Рис. 7.12. Кумулятивные кривые многолетнего баланса массы ледников Альп, гор Скандинавского полуострова и Северной Америки: а) данные измерений; б) расчетные данные. Альпы: 1 - Кессельвандфернер, 2 - Штубахер-Зонбликкес, 3 - Шнеефернер, 4 - Большой Апенский, 5 - Сен-Сорлен, 6 - Сильвереттагглер, 7 - Грисглер, 8 - Лиммерфирн, 9 - Хинтерайсфернер, 10 - Карезер, 11 - Сарренн; Скандинавия: 12 - Энгабрезн, 13 - Олфутбрезн, 14 - Нигардсбрезн, 15 - Фолгефонни, 16 - Хардангерйекуллен, 17 - Стурбрезн, 18 - Гросубрезн, 19 - Хелльстугубрезн, 20 - Стургласиерен; Северная Америка: 21 - Блу, 22 - Сентинел, 23 - Сандеркрик, 24 - Беби, 25 - Уайт, 26 - Маккол, 27 - Рам Ривер, 28 - Пейто, 29 - Вулси, 30 - Плейс, 31 - Южный Каскадный

Штубахер-Зонбликкес, 3 - Шнеефернер, 4 - Большой Апенский, 5 - Сен-Сорлен, 6 - Сильвереттагглер, 7 - Грисглер, 8 - Лиммерфирн, 9 - Хинтерайсфернер, 10 - Карезер, 11 - Сарренн; Скандинавия: 12 - Энгабрезн, 13 - Олфутбрезн, 14 - Нигардсбрезн, 15 - Фолгефонни, 16 - Хардангерйекуллен, 17 - Стурбрезн, 18 - Гросубрезн, 19 - Хелльстугубрезн, 20 - Стургласиерен; Северная Америка: 21 - Блу, 22 - Сентинел, 23 - Сандеркрик, 24 - Беби, 25 - Уайт, 26 - Маккол, 27 - Рам Ривер, 28 - Пейто, 29 - Вулси, 30 - Плейс, 31 - Южный Каскадный

Кроме того, за три последних десятилетия в некоторых районах Земли - на Аляске, в Береговых хребтах Северной Америки, в Новой Зеландии, т.е. преимущественно в условиях морского климата, заметно значительное увеличение межгодовой изменчивости баланса массы ледников - как амплитуды, так и частоты колебаний.

Анализ связей годового баланса массы ледника с его зимней и летней составляющими за полувековой период, выполненный для 15 ледников Северного полушария (Чижов, 1982), показал, что после многоснежных зим в 76% случаев наблюдается слабое летнее таяние, и годовой баланс ледника оказывается положительным. Эта зависимость достигает 100% в особенно снежных районах, например, на некоторых ледниках Аляски, Каскадных гор и Альп, при этом изменчивость снегонакопления от года к году оказалась выше изменчивости таяния. Отступление ледников здесь сменилось наступанием.

Очевидно, что такие соотношения, так же как и обилие многоснежных зим, можно ожидать прежде всего в условиях типично морского климата, поэтому при глобальной тенденции увеличения количества осадков наступание ледников скорее проявится в прибрежных районах, тогда как во внутриконтинентальных областях ледники могут продолжать отступать. Это как раз и подтверждается наблюдениями в настоящее время.

Даже в пределах сравнительно небольшой территории южной Норвегии наблюдения на ряде ледников, расположенных на профиле с запада на восток, показали, что на склонах, обращенных к берегу, ледники за последние 200 лет несколько увеличили массу, тогда как во внутриконтинентальном районе продолжали заметно сокращаться. Оказалось, что колебания аккумуляции объясняют до 76% колебаний годового баланса на "морских" ледниках, тогда как изменения абляции определяют 78% колебаний баланса в "континентальном" районе (Роланд и др., 1985).

В среднеазиатском районе при общем увеличении количества осадков за последние 25 лет для устойчиво отступающих ледников установлено, что величины их годового баланса

определяются в первую очередь условиями летнего периода. Наблюдения в период МГД на ледниках Абрамова и Туюксу показали определяющую роль абляции в балансе, причем изменчивость ее величин оказалась существенно выше изменчивости аккумуляции. Такие же черты присущи ледникам Джунгарского Алатау.

В многоснежном районе с океаническим климатом вблизи Тихого океана - на Камчатке также увеличение осадков стало причиной положительного баланса и наступания ледника Козельский в течение 10 лет, причем особенно активно после многоснежных зим 1971-1973 гг. (Виноградов, Муравьев, 1982). Подобная закономерность отмечена и в Южной Америке на Северном Патагонском ледяном поле (Охата и др., 1986).

На ледниках Западного Кавказа зимнее снегонакопление - также ведущая составляющая баланса массы. По наблюдениям на Марухском леднике, колебания аккумуляции имеют большую изменчивость, чем колебания таяния. Экстремальные значения баланса следует рассматривать особо. В Эцтальских Альпах минимальные величины годового баланса в большей мере определяются интенсивностью летнего таяния, максимальные связаны в одних случаях с повышенной аккумуляцией, в других со слабым таянием, которое также связано с большим снегонакоплением, поздним освобождением от снега поверхности ледников и увеличением альбедо (Кун, 1986).

В особых условиях находятся ледники Китая. Годовой ход баланса массы здесь определяется влиянием муссонов и внутриконтинентальным положением ледниковых районов, где основные осадки выпадают в летние месяцы. Частые летние снегопады снижают абляцию на ледниках, это уменьшает величину годового баланса массы и сглаживает различия между летним и зимним балансом. Такие ледники в целом отличаются стабильностью (Се Зичу, Чжан Йиньхуа, 1986).

Как же реагирует фронт ледника на колебания баланса массы? Период "запаздывания" для разных ледников неодинаков, он может варьировать от года до 50 лет и, очевидно, зависит от многих факторов. Прежде всего, это продолжительность периода с повторными, накапливающимися значениями баланса одного знака, а также амплитуда отклонений от нормы в экстремальные годы и интенсивность массообмена в ледниках, энергия оледенения. Разница во времени "запаздывания" у расположенных рядом ледников зависит от их размеров, скоростей движения льда, абсолютной высоты и морфологии областей аккумуляции и абляции, особенностей продольного профиля ледника, строения фронтальной части языка.

На двух альпийских ледниках в массиве Высокий Тауэрн, начиная с 1965 г., наблюдался значительный прирост массы, приведший к увеличению толщины и скорости движения льда. При этом язык склонового ледника Зоннблик, северо-восточная экспозиция, площадь $1,8 \text{ км}^2$, начал продвигаться вперед в 1970 г., тогда как конец долинного ледника Оденвинкель, северная экспозиция, площадь $2,2 \text{ км}^2$, непрерывно отступал вплоть до 1980 г., когда волна массы, постепенно продвигавшаяся вниз по леднику, привела к утолщению его конца. Таким образом, разница в реакции ледников составила 10 лет (Слупецкий, 1985).

Небольшие ледники реагируют на изменения внешних условий быстро, нередко в том же балансовом году; например, темп отступления ледника Карабаткак на северо-востоке Тянь-Шаня зависит от условий лета каждого года (Диких, 1982). Такая же быстрая реакция наблюдается на небольших плоских ледниках холодного вулканического о.Херд в Субантарктике (Аллисон, Кидж, 1986).

Активно реагируют на колебания баланса концы небольших ледников в Альпах, на западных хребтах Северной Америки. Эти районы отличаются большой энергией оледенения. В то же время в районах с малой энергией оледенения, например в Восточном Памире, кратковременные климатические колебания не вызывают изменений края ледников.

Крупные ледники с пологими неактивными языками могут реагировать на сильное летнее таяние в текущем году, при этом от языка ледника иногда сразу отчлениются большие участки, превращаясь в "мертвые льды" - это наблюдалось на ледниках Памиро-Алая Зеравшанском, Гармо, Октябрьском. В то же время реакция крупных ледников на измене-

ние условий питания весьма замедлена. Например, по данным наблюдений на леднике Федченко в период МГГ, экстремально многоснежные 1958 и 1959 гг. не отразились на положении его конца (Суслов, 1964).

Непродолжительность прямых измерений баланса массы ледников не позволяет проследить тенденцию его изменений за длительный период. Поэтому возникает необходимость косвенных определений и расчетов баланса по климатическому индексу I_b :

$$I_b = \alpha X - \beta (\bar{T} + \bar{T}_n)^n,$$

где $\bar{T}_n$ - средняя летняя температура воздуха на леднике, X - средняя многолетняя величина атмосферных осадков, α, β, f, n - эмпирические коэффициенты.

Удобной формой анализа тенденции и колебаний может служить интегральная разностная кривая вида $\sum (k - 1)$, где k - модульный коэффициент баланса массы, вычисляемый как отношение величины баланса массы за i -й год к средней за период, $k = b_{ni} / \bar{b}_n$. Таким образом, интегральные разностные кривые показывают общую направленность, тренд в многолетнем ходе баланса массы каждого ледника по отношению к его среднему многолетнему значению, а цикличность проявляется относительно этого среднего.

В разных горных районах Земли амплитуда колебаний, начало и конец циклов несколько отличаются, но в отдельные годы и фазы, а также для ледников, имеющих один источник атмосферного питания, отмечается скоррелированность параметров представленных кривых (рис. 7.13). Сходна также продолжительность крупных периодов или ветвей на всем протяжении реконструированных значений. В то же время баланс массы Южного Каскадного ледника отличается от ледников морского типа питания атлантического сектора.

С конца прошлого века к началу текущего, а для оледенения Евразии к первой трети, отмечается увеличение амплитуды колебаний баланса массы в области его значений, близких к стационарным. Этот период характеризовался и ухудшением климатических условий, в частности большими аномалиями погоды. Большинство ледников Альп, Кавказа и даже гор Средней Азии испытали кратковременное наступание. Об этом свидетельствуют конечно-моренные валы, оставленные ледниками в 1910-1930 гг. До 1928 г. преобладали формы преимущественно западной атмосферной циркуляции W (Гирс, 1971), благоприятные для стабилизации баланса массы ледников. К концу 20-х годов благоприятная для ледников эпоха сменилась на продолжительный, 30-40-летний период, когда стабилизировались меридиональные формы атмосферной циркуляции - E и C в Северном полушарии (M_1 и M_2 для Западного). Он продолжался до середины-конца 60-х годов и был крайне неблагоприятен для режима ледников практически во всех горных районах Земли.

В начале 50-х годов у Большого Алецкого ледника стала заметна тенденция к улучшению состояния баланса массы. На несколько лет позже стабилизировались ледники Скандинавии, судя по балансу массы ледников Фольгфонни и Стурбреэн, а еще через несколько лет и ледники Кавказа, судя по Джанкуату, начали набирать массу относительно низшего за столетие уровня (см. рис. 7.13). К середине 60-х годов увеличилось число наступающих ледников в Швейцарских Альпах и до конца 70-х годов их количество продолжало расти (Мюллер, 1982). Ледники Кавказа также, но с некоторым опозданием, начали наступать, о чем свидетельствует слабое продвижение ледника Большой Азау (Мартьяшев, 1983) и отмеченное в 1984 г. наступание ледника Безенги и некоторых ледников Эльбруса.

Тенденция в развитии баланса массы Южного Каскадного ледника во многом сходна с ледниками Скандинавии и Альп, но смена знака, направление тенденции происходит постоянно раньше, чем у последних; ухудшение состояния Южного Каскадного ледника отмечается с 1901 г., а улучшение с 1945 г.

Колебания баланса массы ледников отражает инерционность макросиноптических процессов. Средняя продолжительность каждого устойчивого состояния баланса массы ледников и, по-видимому, климата составляет около 30 лет. Такая инерционность и скоррелированность продолжительных состояний баланса массы ледников с крупными атмосферно-циркуляционными эпохами имеет первостепенное значение для прогноза.

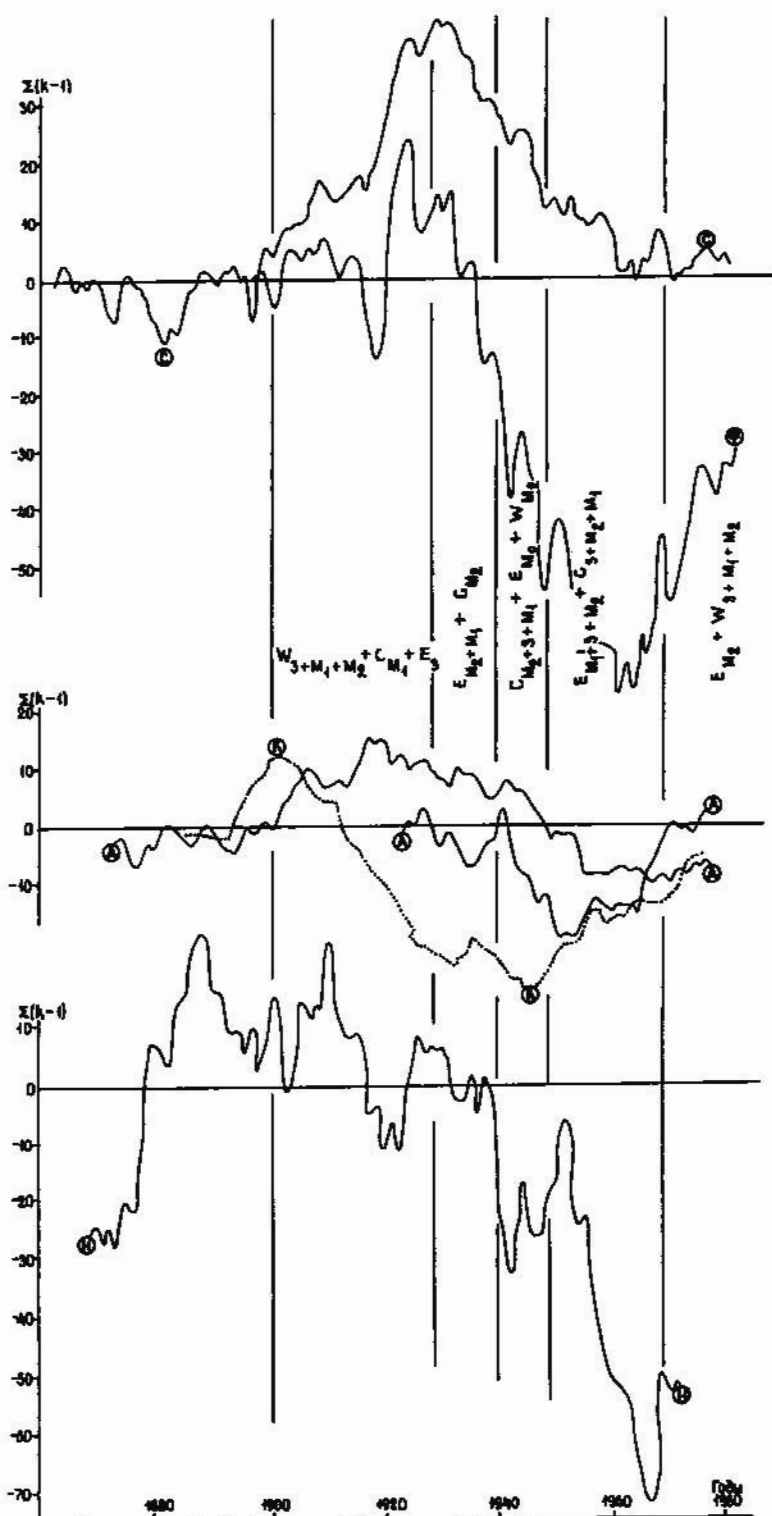


Рис.7.13. Тенденция и колебания баланса массы ледников, представленные в виде интегральных разностных кривых. Буквенные обозначения - названия ледников: С - Стурбреэн, Ф - Фольгефонни, А - Большой Алецкий, Д - Джанкуат, К - Южный Каскадный, И - ИГАН. Индексы атмосферных циркуляционных эпох по А.А.Гирсу (1971)

Очередное устойчивое состояние баланса массы ледников закончилось в начале 60-х годов, и в ближайшие 30 лет, вероятно, следует ожидать роста массы ледников, что уже отмечается для ледников морского типа питания.

Совместный пространственно-временной анализ баланса массы ледников может быть выполнен по данным измерений на репрезентативных ледниках разных горно-ледниковых районов Земли (рис.7.14). По оси абсцисс отложены значения величины обеспеченности p_i^1 (вероятности непревышения заданной величины), рассчитанные по формуле $p = n/(m - 1)$, где n - порядковый номер в убывающем ряду величин баланса массы, m - количество лет наблюдений. По оси абсцисс шкала нелинейная и представляет собой проекцию кривой плотности распределения нормального закона. Поэтому эмпирические точки для всех ледников вполне удовлетворительно аппроксимируются прямыми линиями. Из этого следует, что эмпирические законы временного распределения годовых значений баланса массы всех избранных

ледников подчиняются одному закону, а это свидетельствует о единстве пространственной и временной природы процессов, формирующих внешний массообмен ледников. По крайней мере это справедливо в диапазоне обеспеченностей от 5 до 95%; короткие ряды наблюдений за составляющими баланса массы ледников не позволяют распространять вероятностные кривые в область редких повторяемостей. Шкалы по оси ординат - величины баланса в метрах водного эквивалента - сдвинуты так, чтобы все прямые и точки не слились в одну полосу. Такое слияние данных по всем исследуемым ледникам разных климатических районов Земли говорит о сильной, на уровне соответствия законов пространственного и временного распределения эргодичности баланса массы ледников.

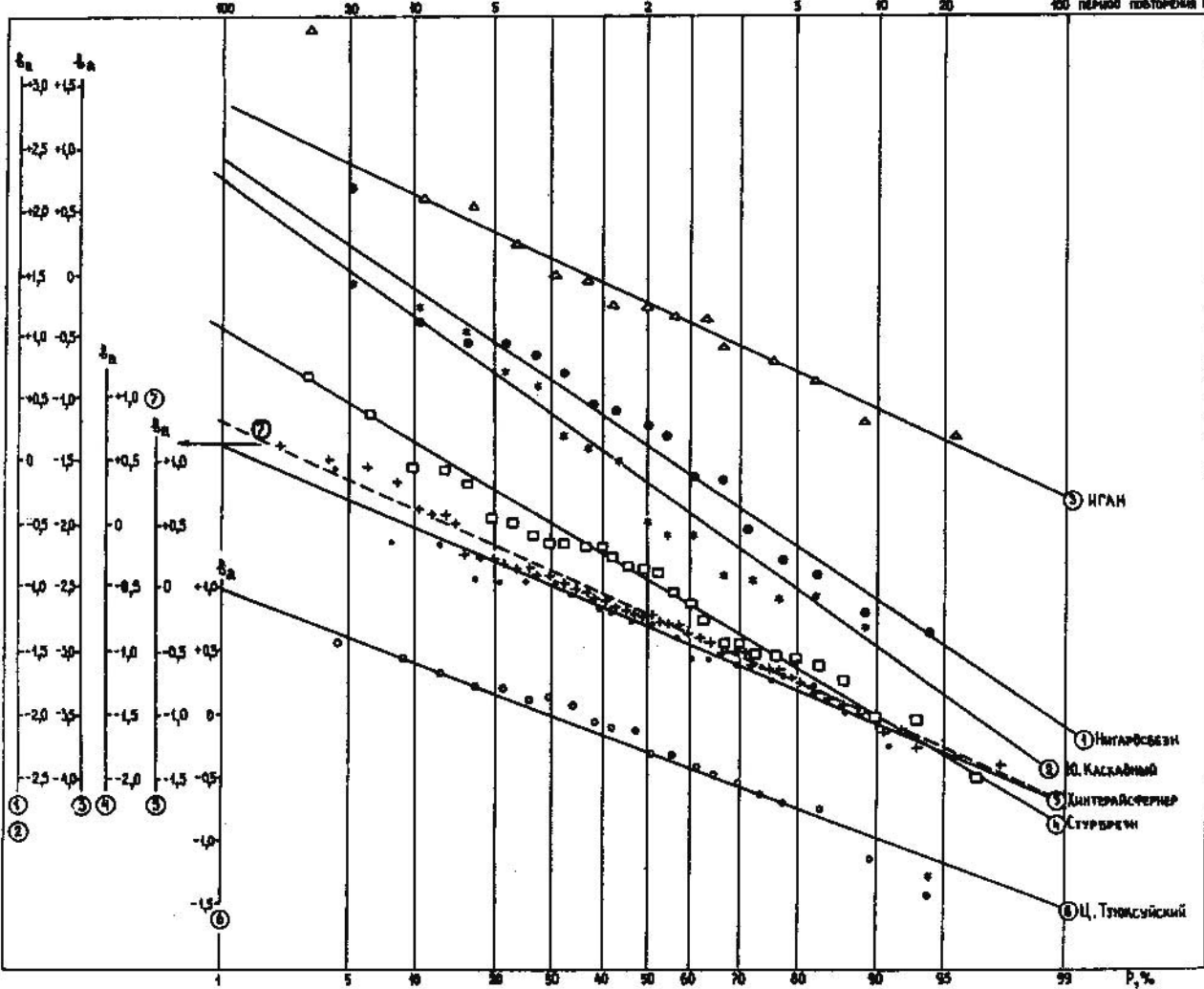


Рис.7.14. Диапазон колебаний годовых величин баланса массы отдельных репрезентативных ледников, представленный в виде интегральных кривых обеспеченности (вероятности превышения). Под номером 7 приведены данные о пространственном распределении баланса массы 49 ледников разных районов Земли за 1970/71 балансовый год

Нанесем в вероятностном поле данные о балансе массы 49 ледников Альп, Кавказа, гор Скандинавии и Северо-Запада США и Канады, Новой Зеландии (Южные Альпы), Памира, Алтая, Тянь-Шаня, Камчатки, горных районов Антарктиды за один, например 1970/71 г. (Fluctuations..., 1977). Через все 49 точек можно также провести прямую линию, что вновь подтверждает единство пространственных и временных законов распределения баланса массы разных ледников Земли.

Очевидно, что баланс массы ледников отражает колебания климатических условий. В целом баланс массы единой ледниковой системы Земли имеет такие характеристики: 50-процентной обеспеченности соответствует отрицательное значение баланса. Видимо, ледниковая система Земли продолжает пока еще отражать ветвь глобального потепления климата. Наблюдения за балансом массы на репрезентативных ледниках дают оценку состояния климата планеты за годовые интервалы времени. Накапливающийся ряд таких наблюдений несет важную информацию о тенденции развития климата Земли.

Помимо оценки текущего состояния возможно прогнозировать вероятное состояние баланса массы ледниковой системы Земли. Так, смещение прямой, построенной по данным о балансе массы всех наблюдаемых ледников, вверх или вниз относительно нуля свидетельствует об изменении климата планеты. Изменение угла наклона на рис.7.14 интерпретируется как возрастание амплитуды колебаний баланса массы, что может быть связано с сильными климатическими аномалиями.

7.5.4. Глобальные и региональные корреляции изменений высоты границы питания и массообмена ледников

В гляциологии давно используется замечательное свойство фирновой линии и границы питания фиксировать определенное состояние баланса массы ледника. Граница питания H_0 разделяет области с положительным и отрицательным балансом массы и фиксирует в конце балансового года его минимальную массу b_a . Каждому положению H_0 соответствует определенное значение b_a , и связь между ними устойчива до тех пор, пока ледник существенно не изменит размер и форму (Кренке, Шантыкова, 1979). Поэтому измерения H_0 составляют неотъемлемую часть всякой гляциологической программы. Так, по данным измерений на 31 леднике разных районов Земли, связи между H_0 и b_a линейные и коэффициенты корреляции меняются от -0,85 до -0,95 (Braitwaite, 1984).

Диапазон изменчивости связей между H_0 и b_a по данным их прямых измерений на ледниках разных районов за 10-30 лет представлен в табл.7.12. За такой достаточно однородный период связи оказываются тесными и линейными. Однако для ледников с большой долей метелевого и лавинного питания, например на Полярном Урале, их практически нет. В таких случаях целесообразно использовать связь между величиной ледникового коэффициента и балансом массы (Меншутин, 1977).

Таблица 7.12

Корреляции и уравнения регрессии между величинами годовых значений баланса массы b_a и высотой границы питания H_0 ледников разных районов Земли

Название ледника	Число лет	Уравнение регрессии	Коэффициент корреляции
Джанкуат	17	$b_a = 19,18 - 6,07 H_0$	0,90
Тбилиси	13	$b_a = 16,98 - 5,02 H_0$	0,91
Центральный Туюксу	28	$b_a = 14,30 - 3,85 H_0$	0,90
Хинтерайсфернер	17	$b_a = 13,24 - 4,55 H_0$	0,97
Грис	10	$b_a = 9,44 - 3,60 H_0$	0,92
Лимьерн	30	$b_a = 9,49 - 3,53 H_0$	0,92
Сильваретта	16	$b_a = 11,41 - 4,13 H_0$	0,97
Стургласиерен	10	$b_a = 13,96 - 9,56 H_0$	0,98
Стурбрезн	12	$b_a = 8,41 - 4,90 H_0$	0,99
Нигардсбрезн	13	$b_a = 9,76 - 6,21 H_0$	0,95
Энгабрезн	9	$b_a = 8,90 - 7,59 H_0$	0,97
Южный Каскадный	16	$b_a = 9,08 - 4,79 H_0$	0,84
Плейс	16	$b_a = 9,99 - 4,81 H_0$	0,95
Пейто	15	$b_a = 17,38 - 6,65 H_0$	0,93
Вулси	9	$b_a = 11,57 - 5,16 H_0$	0,96

Отмечено соответствие между типом ледника, его размерами и формой, с одной стороны, и связью H_0 и b_a , с другой. По данным табл.7.12 видно, что наиболее тесная связь между H_0 и b_a характерна для долинных ледников простой формы, имеющих малую долю лавинного и метелевого перераспределения снега. Таковы достаточно крупные ледники гор Скандинавии, Альп, Северной Америки.

Скорее всего теснота связи зависит от устойчивости высотного градиента аккумуляции снега (см.раздел 7.5.2) и устойчивости из года в год конфигурации изолиний границы питания.

Измерения баланса массы на ледниках проводятся не так давно и не позволяют проследить эволюцию связи $b_a = f(H_0)$ за длительное время. Косвенным свидетельством на-

личия такой эволюции могут служить сведения о балансе массы и высоте границы питания двух небольших альпийских ледников Лиммерн и Платталья, общей площадью $3,2 \text{ км}^2$ (рис.7.15а). В 1852 г. эти ледники соединились в один, а затем в процессе деградации распались на два (Les Variations..., 1983). Предположим, что в тот период, когда они составляли единый ледник, связь между b_a и H_0 была такая, как она представлена в табл.7.12 для ледника Лиммерн. В последующем, после 1852 г. связь стала изменяться в результате постепенного изменения формы, размеров и, наконец, распада единого ледника на два. Тогда конечная эволюция связи $b_a = f(H_0)$ может быть представлена следующим образом. По данным прямых измерений b_a и H_0 в 1947-1979 гг. построим связь сразу для двух рассматриваемых ледников (рис.7.15б). Приведенное сравнение может служить моделью эволюции связи $b_a = f(H_0)$, которая, как это видно из рисунка, стала существенно нелинейной.

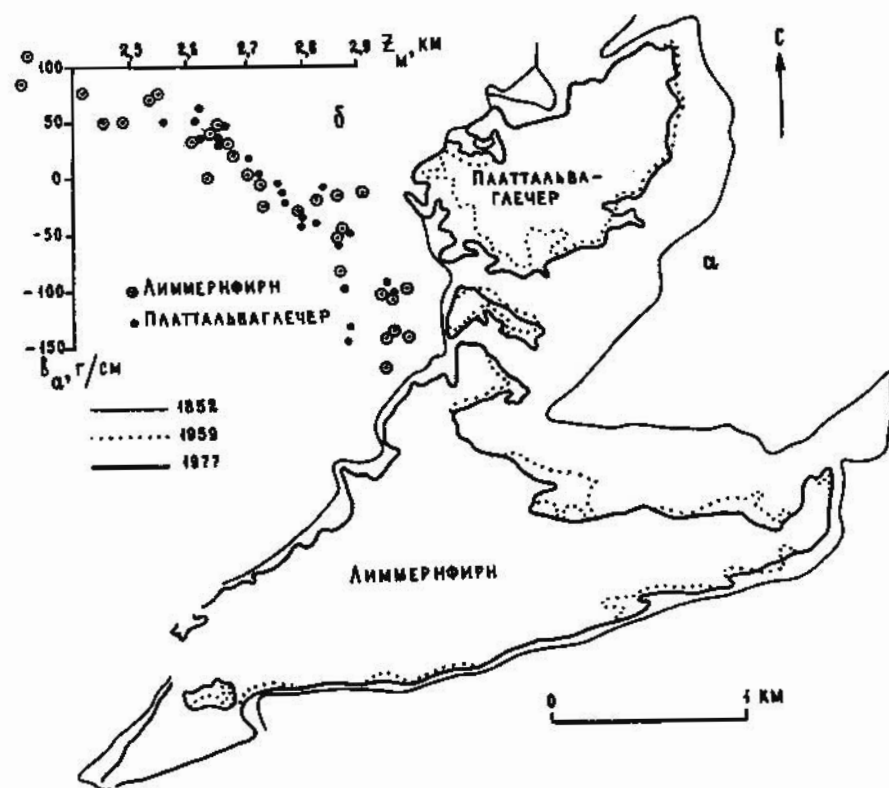


Рис.7.15. Изменение контуров (а) и характер зависимости баланса массы от высоты границы питания (б) на ледниках Лиммернфирн и Платтальягледчер в Альпах (Les Variations..., 1983)

В преобладающем числе случаев искажения связи несравненно существеннее, чем в приведенном примере, поскольку ледники Лиммерн и Платталья даже после распада некогда единого ледника по-прежнему занимают один диапазон высот и имеют малые экспозиционные различия - в пределах 10-15 градусов. В связи с

этим баланс их массы за время измерений изменялся синхронно (Les Variations..., 1983).

Ледники Эцталских Альп Хинтерайсфернер и Кессельвандфернер в 1884 г. представляли также единый ледник, а к настоящему времени различия в их форме, размерах, высотном положении достигли такой степени, что баланс массы и колебания фронта изменяются часто в противофазе (Kuhn a.o., 1985).

Таким образом, существует тесная корреляционная связь между годовым балансом массы и высотой границы питания ледников, которая наиболее отчетливо проявляется у длинных ледников простой формы. Эта связь устойчива за период в несколько десятков лет, при условии малого изменения формы поверхности ледников. В связи с этим исследование региональных корреляций колебаний баланса массы можно заменить корреляциями колебаний высоты границы питания.

Анализ колебаний баланса массы на ледниках, охваченных наблюдениями периода Международного гидрологического десятилетия, показывает, что между ледниковыми системами, расположенными в одном широтном поясе, например ледник Марухский на Кавказе и ледник Абрамова в Гиссаро-Алае, эта корреляция возрастает в годы с преобладанием зональной циркуляции, а при меридиональной циркуляции, наоборот, аномалии баланса массы противоположны. С другой стороны, между системами, расположенными в одном мериди-

ональном секторе - Скандинавия, Альпы, пространственная корреляция выше в годы с преобладанием меридиональной циркуляции атмосферы (Кренке, Шютт, 1976).

Степень согласованности изменений высоты границы питания исследовалась специально. Были вычислены отношения

$$J_{ij} = \sqrt{\sigma_i \cdot \sigma_j} / \sigma_d, \text{ где } \sigma_i \text{ и } \sigma_j - \text{средние квадратичные отклонения рядов высоты границы питания на сравниваемых ледниках, а } \sigma_d - \text{средние квадратичные отклонения в рядах разностей между этими высотами. По величинам этого показателя, например, ледники Скандинавии разбили на несколько групп, внутри которых теснота связей и, значит, величина } J_{ij} \text{ велика, либо, наоборот, слаба (Шантыкова, 1976) (рис. 7.16). Выделенные группы свидетельствуют о больших колебаниях между ледниками с морским и континентальным климатами, чем между разными широтами. Матрица связей между колебаниями высоты границы питания, а, значит, и баланса массы в разных ледниковых системах указывает на слабость связи, почти во всех парах изменчивость разностей превышает изменчивость самих рядов (табл. 7.13). Исключение составляют связи между колебаниями ледников на Алтае и в Сунтар-Хаята, на Западном Кавказе и в Средней Азии, на Алтае и на Западном Кавказе. В целом, чем больше расстояние между системами, тем меньше величина связи. По-видимому, уже в масштабах континента Евразии, а не только земного шара, может идти речь о случайности поля колебаний и об эргодичности. Для отдельной же ледниковой системы колебания отдельных ледников подобны.}$$

Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

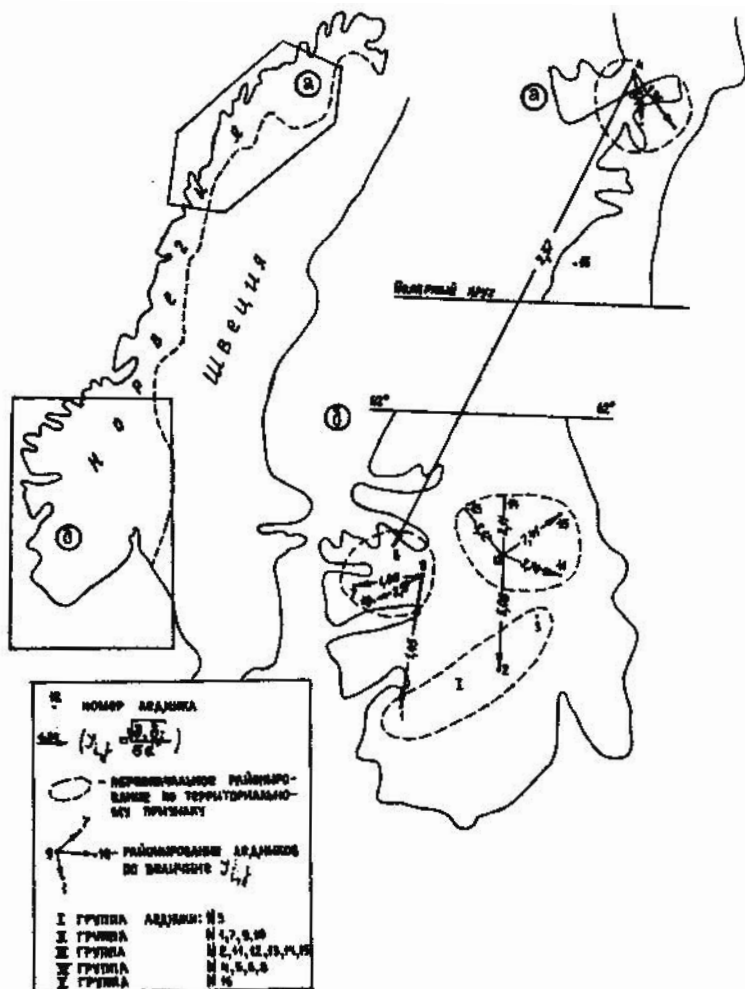


Рис. 7.16. Связь между колебаниями высоты границы питания ледников Скандинавии. Объяснения в тексте

Таблица 7.13

Связь между высотами границ питания опорных ледников разных районов Евразии

№	Центральный Тунгус, Тянь-Шань	Абрамова, Гиссаро-Алай	Малый Актру, Алтай	Ледник № 31, Сунтар-Хаята	Обручева, Урал	Ибергос-сене-Альп, Альпы	Стурбрезн, Скандинавия	Цей, Центральный Кавказ	Марух, Западный Кавказ
1	1,00	0,60	0,58	0,48	0,43	0,82	0,53	0,80	1,62
2		1,00	0,60	-	0,82	0,82	0,50	0,44	0,60
3			1,00	1,22	0,87	0,94	0,63	0,87	1,06
4				1,00	-	-	0,85	-	-
5					1,00	0,58	0,56	0,92	1,04
6						1,00	0,84	0,82	0,66
7							1,00	0,80	0,51
8								1,00	0,83
9									1,00

7.5.5. Современные изменения положения концов ледников - амплитуда и преобладающее направление

Колебания баланса массы ледников отражаются в изменениях их формы и прежде всего положения концов. Современными колебаниями мы считаем изменения ледников за последние 30-35 лет, т.е. начиная с 1950-1955 гг., поскольку именно такова продолжительность климатических эпох.

Из всех наблюдаемых параметров ледников лучше всего обеспечены данными линейные изменения фронта ледников - несколько тысяч непосредственных наблюдений (табл. 7.14) и сотни оценок другими способами (Fluctuations..., 1967). Сравнение аэрофотосъемочных и картографических материалов, хотя и дает только итоговый результат в целом за период между съемками, но может охватить значительно большее число ледников, в том числе в тех районах, где на ледниках не ведутся регулярные инструментальные измерения (табл. 7.15).

Таблица 7.14

Изменение в положении фронта ледников по данным ежегодных измерений*

Регион	Период измерений	Число ежегодно наблюдаемых ледников	Общее количество измерений за период	Отступление	Наступание	Стационарное состояние
Скандинавия	1959-1975	13-27	322	270/84	34/10	18/6
Альпы	1950-1975	229-319	7084	4894/69	1077/15	1113/16
	1958-1975	247-336	5322	3418/64	995/19	909/17
Кавказ	1959-1979	6-24	218	149/68	69/32	-
Памиро-Алай	1959-1980	6-24	313	149/48	128/41	36/11
Северный Тянь-Шань	1959-1980	5-15	261	131/50	103/40	27/10
Джунгарский Алатау	1965-1978	4-12	75	75/100	-	-
Алтай	1954-1980	2-8	56	56/100	-	-
Полярный Урал	1958-1977	1-4	30	27/90	-	3/10
Каскадные горы	1964-1974	4-6	66	16/24	43/65	7/11

* В числителе - число случаев, в знаменателе - процент от общего количества измерений.

Таблица 7.15

Изменения в положении фронта горных ледников в целом за период по данным повторных аэрофотосъемок*

Регион	Период наблюдений	Общее число	Отступающих	Наступающих	Стационарных
Кавказ	1960-1980	63	52/82	5/8	6/10
Памиро-Алай	1955-1980	28	8/29	11/39	9/32
Северный Тянь-Шань	1943-1977	210	179/85	3/1	28/14
Алтай	1960-1980	135	129/94	2/2	4/4
Аляска:					
горы Кенай	1957-1974	18	12/70	1/5	5/25
горы Чугач	1964-1974	31	13/42	13/42	5/16
горы Св.Ильи	1964-1974	36	18/50	11/30	7/20
Береговой хребет	1964-1974	19	12/63	3/16	4/21
Северная Америка (всего)	1957-1974	104	55/53	28/27	21/20

* В числителе - число ледников, в знаменателе - процент от общего числа.

Данные таблиц, так же как и анализ карт Атласа, показывают, что в целом за последние 25 лет горные ледники во всех районах мира преимущественно отступали - в 50-100% случаев. Особенно устойчиво отступают ледники Алтая, Джунгарского Алатау, Полярного Урала и др. Однако на этом фоне с начала 60-х годов вслед за улучшением баланса отмечена тенденция замедления темпа отступления и перехода к активизации ледников в разных районах мира (Макаревич, Рототеева, 1986).

На Тянь-Шане и Гиссаро-Алае замедлились темпы сокращения ледников; многие из отступавших непрерывно с 30-40-х годов за 60-70-е годы перешли к стационарному состоя-

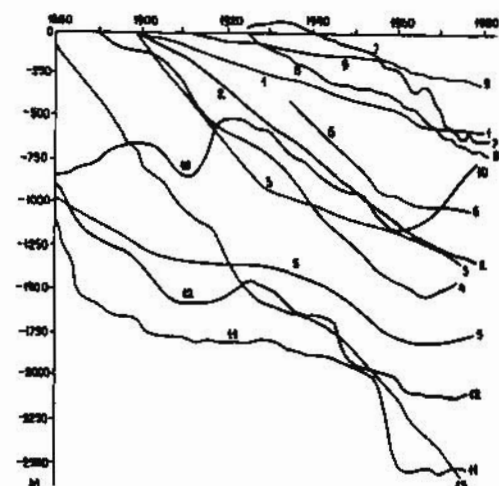
нию или активизировались (Канаев и др., 1974). По данным повторных аэрофотосъемок, за последние 30 лет подавляющее большинство ледников бассейнов рек Сурхоб и Кафир-ниган почти не изменило своих границ. Стабильны на протяжении нескольких десятков лет ледники Восточного Памира.

Исследования на Центральном Памире с использованием космической съемки 1972-1984 гг. (Десинов, 1985) показали, что из примерно тысячи обследованных ледников за последние 20-30 лет 70% не испытали заметных изменений, а из остального числа 2/3 ледников сокращались, а треть наступала. Для 50 ледников отмечены наступания на сотни метров, для 17 ледников - 1 км и более. Среди сократившихся ледников большинство отступило на десятки метров, а шесть более чем на 1 км. В целом для ледников Средней Азии характерна неоднозначность колебаний, что объясняется, во-первых, чрезвычайным разнообразием в ее пределах климатических и орографических условий их существования и, во-вторых, значительным числом пульсирующих ледников, часть которых оказалась включенной и в число объектов постоянной службы наблюдений.

Замедление темпов отступления ледников за последние 25 лет отмечено и на Кавказе. Многие ледники Эльбруса перешли к стационарному состоянию, а местами испытывают активизацию (Володичева и др., 1983). Явная тенденция к наступанию заметна, начиная с 60-х годов, в Альпах (Muller, 1980). Здесь отступление отмечено в 60-70% случаев, причем эта цифра к настоящему времени уменьшается. Отступление ледников Скандинавии в 70-х годах замедлилось. В горах Северной Америки лишь половина ледников, охваченных съемками 1964-1974 гг., отступила, а 20% не изменило положения фронта. Среди последних значительное число ледников находится на Аляске, где широко распространены пульсирующие ледники.

Тенденция стационарирования и активизации более ярко выражена на ледниках морского климата, с большим количеством осадков и активным массообменом. В экстраконтинентальных условиях Центральной Азии в основном сохраняется отступление ледников. В Алтае-Саянской горной области продолжается потепление климата, повышение фирновой линии на ледниках, подъем верхней границы леса (Ревякин, Мухаметов, 1986). Однако в 1952-1979 гг. на Алтае также наблюдались отдельные остановки и даже продвижения ледников (Ревякин, Мухаметов, 1981).

Концы ледников в разных районах Китая в 30-60-х годах отступали, но начиная с 70-х годов скорость отступления ледников Цзяньшаня уменьшилась, ледники Тянь-Шаня стабилизировались, а некоторая часть ледников в горах Каракорума и Куньлуня наступала; отдельные годы характеризовались положительными значениями баланса массы (Чанг Ксенсонг, 1986). Общую тенденцию последних десятилетий демонстрируют кривые нарастающих изменений фронта горных ледников, имеющих длинные ряды наблюдений, частично дополненные расчетами, на рис. 7.17.



В полярных областях продолжается отступление ледников. Сравнение картографических материалов разных лет и космических снимков островов и архипелагов Евразийской Арктики показывает, что с конца прошлого века некоторые острова потеряли до 10 и даже 20% массы льда (Кислов, Корякин, 1986). Однако начиная с 60-х годов отмечено общее похолодание и сокращение повторяемости отрицательных значений баланса

Рис. 7.17. Кумулятивные кривые изменения фронта ледников с конца прошлого века. Западный Кавказ: 1 - Большой Кичкинекол, 2 - Даут, 3 - Цаннер, 4 - Кибиса; Восточный Кавказ: 5 - Тихицар, 6 - Юго-восточный; Кунгей Алатау: 7 - Аксу Восточный; Заилийский Алатау: 8 - Центральный Туусуйский; Алтай: 9 - Малый Актру; Альпы: 10 - Верхний Гриндельвальд, 11 - Хифири, 12 - Ронский, 13 - Большой Аалекский

массы ледников. Повторные аэрофотосъемки ледников Херд в антарктической части Индийского океана показали, что с 1947 по 1980 г. в восточной части острова произошло сильное сокращение ледников, которые прежде достигали моря, а в настоящее время кончаются на суше в сотнях метров от берега. За тот же период ледники наветренной западной и северной части острова почти не отступили (Аллисон, Кидж, 1980). Отступление ледников связывается с единым для значительной части Южного океана повышением средних годовых температур воздуха и уменьшением количества осадков, которое, однако, существенно замедлилось с 60-х годов.

Разнообразие колебаний ледников внутри отдельной горной страны даже для близко расположенных ледников объясняется влиянием особенностей их морфологии, размеров и экспозиции. При этом простые долинные ледники оказываются наиболее репрезентативными, отражающими общий ход изменения метеорологических условий (Котляков, 1968). Анализ изменений фронта 550 ледников Альп, Кавказа, Памиро-Алая, Тянь-Шаня и Алтая показал некоторые общие закономерности. Большие величины отступления - 20-40 м/год и более - редки и в основном наблюдаются у сложно-долинных ледников разной экспозиции, кроме северной. Концы самых крупных сложных ледников с пульсирующими притоками в целом за большой период времени близки к стационарному состоянию. Единичные примеры больших величин наступаний также отмечены у сложно-долинных ледников, почти исключительно северной экспозиции. Основная масса ледников во всех районах, в том числе все мелкие - висячие и каровые, любой экспозиции, отступает со скоростью 1-10 м/год.

Особенности колебаний фронта ледников хорошо согласуются с характером изменений толщины льда и объема ледников. В разных горных районах за 50-70-е годы толщина льда в нижних частях ледников уменьшалась на 1-2 м/год, а в районе границы питания - на 0,2-0,5 м/год. Карты изменения высоты поверхности ледников разных районов, составленные для Атласа, показывают, что на большинстве ледников за последние 20-30 лет наблюдалось снижение поверхности на языках и ее подъем в областях питания. Так, в фирновой области Марухского ледника за 1957-1977 гг. поверхность повысилась на 5-10 м, на другом кавказском леднике Кельбаши в 60-е годы подъем составил 2-5 м за 10 лет. Положительный знак имеет изменение поверхности в верхних частях ледников Альп и Тянь-Шаня.

7.6. Подвижки пульсирующих ледников

7.6.1. Пульсирующие ледники, их морфология и типы подвижек

Наряду с вынужденными колебаниями ледников, вызванными изменениями внешних условий, существуют релаксационные колебания, или ледниковые пульсации, возникающие из-за неустойчивого динамического состояния самих ледников и лишь косвенно зависящие от климатических условий. Ледники, которым свойственны ярко выраженные релаксационные автоколебания, называются пульсирующими. Для них характерны периодические резкие ускорения движения - подвижки, механизм которых связан с разрядкой напряжений, накопившихся в леднике за предшествующий период - стадию восстановления. Две эти стадии, следующие одна за другой, составляют полный период пульсации ледника.

В стадию подвижки скорости движения льда и кинематической волны увеличиваются на 1-2 порядка. Начинаясь на одном из участков ледника, подвижка распространяется вверх и вниз по течению, вызывая перемещение масс льда из верхней части ледника - зоны оттока - в его нижнюю часть - зону выноса - без изменения суммарной массы в ледниковой системе. В результате в зоне оттока поверхность ледника понижается, в зоне выноса повышается, и язык ледника быстро продвигается вниз по долине.

По завершении подвижки начинается стадия восстановления, во время которой нижняя часть ледника, лишенная подтока льда сверху, интенсивно разрушается - зона деградации, а в верховьях пульсирующей части - зона активизации - происходит накопление массы льда, которое не компенсируется оттоком, увеличиваются толщина льда и скорость движения. Процесс активизации ледника продолжается до тех пор, пока увеличе-

ние массы льда и рост напряжений в лобовой части зоны активизации в сочетании с деградацией конца не создадут предпосылок для следующей подвижки ледника.

Ледник Медвежий на Памире - единственный, на котором были прослежены все стадии пульсации. Наблюдения были начаты во время подвижки 1963 г., проводились на протяжении всей стадии восстановления, во время следующей подвижки в 1973 г. и продолжаются до настоящего времени. Некоторые результаты наблюдений на этом леднике нашли отражение на картах I-го тома Атласа.

Ледник Медвежий - типичный пульсирующий ледник средних размеров, площадь около 25 км^2 , с коротким периодом пульсации, 10-15 лет, и большой амплитудой колебаний. Единственный приток практически не оказывает воздействия на режим ледника, и полученные на нем данные могут быть использованы для теоретических построений.

Во время подвижек, продолжавшихся несколько месяцев, язык ледника продвигался на 1750 м в 1963 г. и на 1925 м в 1973 г. со средней скоростью около 25 м/сут и максимальной до 100 м/сут. Понижение поверхности в зоне оттока в результате подвижек составляло в среднем 50-60 м, максимальное - около 100 м, в зоне выноса поверхность повышалась в среднем на 80-90 м, максимально до 150 м.

В стадию восстановления между подвижками 1963 и 1973 гг. активизация ледникового языка в верховьях пульсирующей части выражалась в повышении поверхности, увеличении скоростей движения льда и постепенном продвижении фронта активного льда вниз по течению. За 9 лет стадии восстановления средняя скорость продвижения фронта активизации составила 650 м/год. Максимальные скорости движения льда наблюдались в 1972 г. непосредственно перед подвижкой 1973 г. Их увеличение происходило с резкими колебаниями как от года к году, так и в разные сезоны года. За тот же период поверхность льда в зоне активизации повысилась в среднем на 77 м, в то время как ее среднее понижение в зоне деградации составило 115 м.

Сопоставление основных особенностей режима и динамики ледника Медвежьего с другими пульсирующими ледниками в разных ледниковых районах мира показало, что, несмотря на разнообразие конкретных проявлений неустойчивого режима, принципиальной разницы в развитии и ходе процесса пульсации в целом нет. Таким образом, многие результаты и выводы, полученные на леднике Медвежем, могут быть распространены и на другие пульсирующие горные ледники.

Среди пульсирующих встречаются ледники разных морфологических типов. В горных районах чаще всего отмечаются подвижки простых и сложных долинных ледников средних и крупных размеров, реже карово-долинных - ледники Дидаль и Равак на Памире, ледник Колка на Кавказе - и каровых ледников. Для районов покровного и сетчатого оледенения наиболее характерны подвижки выводных ледников. Есть сведения и о подвижках частей ледниковых покровов - часть ледникового купола Бариса на Баффиновой Земле.

Подвижки пульсирующих ледников могут существенно различаться по морфологии ледников и их долин, по масштабам перераспределения массы, дальности действия, скоростным показателям перемещений, последствиям и др. Их можно разделить на три основные группы.

1. Подвижки простых и сложных долинных ледников, языки которых занимают сравнительно пологие долины. В стадию подвижки скорости движения могут увеличиваться до первых сотен метров в сутки, а языки продвигаются на расстояния до 10-15 км. В процессе подвижек поверхность ледников покрывается густой сетью трещин, формируются крупные разрывы и сколы, но ледник движется единой массой, не разламываясь на части. Кроме непосредственного воздействия на встречающиеся хозяйственные объекты - строения, дороги, мосты, линии электропередач и др., главная опасность при подвижках таких ледников состоит в образовании подпрудных озер в перегораживаемых ими долинах. Прорывы этих озер вызывают катастрофические паводки и сели, что неоднократно отмечалось на Аляске, в Каракоруме, на Памире и в других районах. В Каракоруме расположенные в соседних боковых долинах пульсирующие ледники Чон-Камдан, Кичик-Камдан и Акташ поочередно перегораживают реку Шайок, и за плотинами их языков образуются озера, прорывы которых вызывают разрушения в лежащей ниже долине.

Лучше других изучены образование и прорывы Абдукагорского озера, подпруживаемого продвигающимся языком ледника Медвежьего. При подвижке 1963 г. объем этого озера составил 14,5 млн м³, а в 1973 г. - 16,4 млн м³ воды. Прорывы озера происходили поперек языка ледника внутри его толщины, вызывая паводки и сели в долине р. Ванч на расстоянии многих десятков километров.

2. При подвижках ледников, расположенных в висячих долинах, их языки могут вывалиться на крутой устьевой порог, и, сорвавшись с него, обрушиться в виде ледово-каменного обвала или селя на большие расстояния со скоростью до 100 км/час и более, что производит большие разрушения. Примерами подобных подвижек могут служить обвалы концов ледников Равак на Памире, Аллалин в Альпах.

3. Подвижки выводных ледников и частей ледниковых покровов субполярных областей захватывают обычно обширные площади в сотни и тысячи квадратных километров, а объемы вынесенных масс льда достигают десятков и сотен кубических километров. На суше такие подвижки, кроме непосредственного воздействия на прилегающие к их концам территории, существенно влияют на гидрологический режим рек, вызывая сильные паводки. Ледниковые языки, выдвигающиеся в море, перекрывают бухты и фьорды и продуцируют большое количество айсбергов, что затрудняет судоходство. Примерами могут служить подвижки пульсирующих ледников Шпицбергена - ледника Хейса в 1901 г., ледника Негрибреэн в 1932-1935 гг., ледника Бразвельбреэн в 1936-1938 гг.

В свете современных представлений о возможностях формирования условий динамической неустойчивости ледников нельзя исключить вероятности пульсаций хотя бы отдельных ледников в любом из районов оледенения Земли. Однако известные пульсирующие ледники сосредоточены главным образом в субполярных и тех горно-ледниковых районах средних широт, где условия оледенения более благоприятны; ледники характеризуются большой энергией оледенения, большими ледниковыми коэффициентами, значительными контрастами высот между областями питания и абляции, где велика роль лавин в питании ледников, а температурные условия на ложе близки к точке плавления льда под давлением.

В последние десятилетия ледники с признаками прошлых подвижек и многочисленные случаи быстрых подвижек современных ледников были выявлены на Аляске и на западе Канады, в Исландии и на Шпицбергене, на о-вах Канадского Арктического архипелага и в Гренландии, в Каракоруме и Гималаях, на Тянь-Шане и Памире, в Южно-Американских Андах и в Новой Зеландии, на Камчатке, Кавказе и в Альпах. Во многих из перечисленных районов пульсирующие ледники составляют значительную часть общей площади оледенения.

Подвижки пульсирующих ледников происходят как во время общего наступания оледенения, так и во время его деградации. Известно, например, что период с 1931 по 1960 г. в Исландии характеризовался повышенной температурой воздуха по сравнению с предшествовавшим 30-летию, и это привело к утончению ледниковых куполов и отступанию большинства ледников. Однако именно в это время быстро продвинулись концы многих выводных ледников. Так, на ледниковом куполе Дрангайокулль выводной ледник Лейруфьордур за 1939-1942 гг. продвинулся на 1540 м, а ледник Калдало за 1934-1936 гг. на 750 м. Предыдущие подвижки этих ледников были отмечены в 1837-1847 гг., когда условия оледенения были более благоприятны. Подвижка ледника Бруарйокулль в 1889-1890 гг. совпала с периодом наступания исландских ледников, а подвижка 1963-1964 гг. - с периодом отступания.

Вопрос о связи ледниковых пульсаций с долговременными изменениями климата изучен еще недостаточно, но представляется, что вероятность подвижек возрастает в климатические эпохи, относительно благоприятные для существования ледников. Нельзя исключать и возможности изменения периодов и масштабов ледниковых пульсаций под влиянием изменения климатических условий вплоть до перехода пульсирующих ледников в равновесные и наоборот.

7.6.2. Данные о частоте, размахе, характере и условиях подвижек ледников

В настоящее время с помощью космических и аэрофотосъемок и полевых исследований собран большой статистический материал, позволяющий получить представление о частоте, размахе и характере подвижек разных ледников.

Подвижки ледников - явление периодическое. Для одних и тех же ледников они повторяются примерно через равные промежутки времени, если внешние условия существенно не меняются. Однако периоды пульсаций разных ледников колеблются в широких пределах - от нескольких до ста лет и более, причем время полного цикла пульсации или одной из его стадий прямо не зависит от размеров или типов ледников. Так, период пульсации ледника Малый Саукдара на Северном Памире составляет 8-10 лет, ледника Абрамова на Алайском хребте около 10-11 лет, ледника Медвежий на Западном Памире 10-15 лет, ледника Бырс на Центральном Памире примерно 16-20 лет, ледника Вариегейтед на Аляске около 20 лет, ледника Музгазы на северо-западном Памире приблизительно 21-22 года, правой ветви ледника Ленина на северном Памире около 25 лет, ледника Дидаль на северо-западном Памире 35-42 года, ледника Колка на Кавказе 70 лет, ледника Бруарйокюдль в Исландии от 73 до 105 лет.

Несомненно, что изменение внешних условий: осадконакопления, интенсивности летнего таяния снега и льда, лавинного сноса и т.д. - существенным образом влияет на периодичность пульсаций ледников, поскольку главным фактором формирования подвижек служит накопление ледником избыточной массы и критических напряжений, с неизбежностью приводящих к его временной динамической перестройке. Периодичность пульсаций, таким образом, регулируется сроком накопления избытка льда, обеспечивающего подвижку. Этот избыток, критическая масса, индивидуален для каждого пульсирующего ледника.

Так, для ледника Медвежьего масса льда, перемещаемого при подвижке, составляет около 160-180 млн т. Из этого следует, что при накоплении избытка в 16-18 млн т ежегодно критическое состояние ледника, требующее пульсационной разрядки, достигается за 10 лет, а при 11-12 млн т только за 15 лет.

При значительных изменениях интенсивности внешнего массообмена периодичность ледниковых пульсаций может сильно меняться, а в случаях длительного неблагоприятного для поддержания активности ледников климатического тренда они могут вообще терять способность к подвижкам. Примером может служить динамическая эволюция ледника Фернэгтфернер в Альпах и ледника Девдорак на Кавказе.

Масштабы подвижек различны. В них могут принимать участие как огромные массы льда крупных и сложных горно-долинных ледников - Бивачный, Фортамбек, Сагран на Памире, Богатырь, Мушкетова на Тянь-Шане, Чои-Кумдан и Кичик-Кумдан в Каракоруме, Сузитма, Стил, Мулдрюу на Аляске и др. - или громадные по площади участки ледниковых покровов и выводных ледников - Исландия, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, так и небольшие ледники и их притоки.

Самая крупная из известных подвижек произошла на Северо-Восточной Земле, Шпицберген, в 1936-1938 гг., когда часть Южного ледяного поля сползла на 21 км в море в виде лопасти шириной около 30 км, с сильно разбитой трещинами поверхностью. Средняя толщина этой лопасти, названной Бразвельбрези - "Быстро растущий ледник", составила примерно 200 м при площади в 500 км^2 и объеме около 100 км^3 .

Пульсации могут захватывать весь ледник или только его часть. На горных ледниках подвижку иногда испытывает лишь язык, не затрагивая масс фирновой области. Известны подвижки малых ледников и даже ограниченных их частей.

Размах ледниковых подвижек не менее разнообразен. Одни ледники даже при относительно небольших размерах способны к значительным наступаниям и увеличивают при этом свою длину в 1,5-2 раза - ледник Колка на Кавказе. Другие, наоборот, при значительной собственной величине достигают при пульсациях приращений в 10-20% своей исходной длины - ледник Медвежий.

Диапазон продвижений концов ледников при подвижках в зафиксированных случаях колеблется от десятков и сотен метров до десятков километров. Так, ледник Кутья в Каракоруме продвинулся в 1953 г. на 12 км, почти на столько же в 1966-1967 гг. наступил ледник Стил на Аляске, а шпцбергенский ледник Бразельбреэн, как отмечалось, в 1936-1938 гг. продвинулся на 21 км.

Крупные по абсолютным показателям наступания наблюдаются, как правило, реже, а основной фон составляют подвижки ледников с продвижением фронта на первые километры и даже сотни метров.

При постоянстве внешних условий периодичность подвижек каждого пульсирующего ледника достаточно устойчива, а дальность продвижения языка при каждой из них примерно одинакова. Изменения периодичности могут нарушать и величину наступаний ледника как в силу определенного влияния внешних факторов, так и из-за особенностей состояния зоны выноса на момент каждой подвижки: наличие либо отсутствие мертвых льдов, снега, озер и т.п.

Характер каждой подвижки определяется ее масштабом, скоростями перемещений льда, особенностями строения ледника и его долины, некоторыми внешними условиями, включая сезон года. Некоторые из подвижек развиваются и завершаются быстро, в течение 2-3 месяцев, другие затягиваются на годы. Скорости движения льда при пульсациях могут превышать обычные как в несколько, так и в 10-100 раз. Существенны и дальность наступания и размах преобразований ледника.

Сравним некоторые из показателей по десяти произвольно выбранным преимущественно памирским пульсирующим ледникам, испытавшим подвижки в 70-80-е годы (табл. 7.16). Данные показывают существенный разброс в темпах и характере подвижек, хотя приведенный список включает не слишком разные в типологическом отношении ледники.

Таблица 7.16

Характерные черты подвижек некоторых пульсирующих ледников

Ледник	Район	Годы подвижек	Длительность подвижек	Величина наступания, м	Средняя годовая скорость наступания, м/год	Средняя суточная скорость, м/сут	Зафиксированные максимальные скорости, м/сут
Сат	Заалайский хребет	1972-1977	5 лет	1600	320	0,9	до 10-15
Дзержинского		1972-1976	4 года	1200	300	0,8	
Малый Саукдара		1972-1976	3 года	2800	930	2,6	
Бырс	Хребет Петра Первого	1981-1983	2 года	1260	630	1,7	десятки
Музгазы		1983-1984	1 год	3040	3040	8,3	
Западный Вайзирек	Дарвазский хр.	1976-1978	2 года	1960	980	2,7	до 10-15
Ванчдара		1977-1978	1 год	2170	2170	5,9	
Медвежий		1973	3 месяца	2200	(~9000)	25,0	
Абрамова	хр. Академии Наук	1971-1973	2 года	625	~350	0,8	100
Колка		1969-1970	4 месяца	4625	(~14000)	38,5	

Развиваясь в целом похоже (с большими или меньшими масштабами наступаний), ледниковые пульсации могут существенно различаться по характеру заключительной фазы подвижек. Чаще всего это постепенное угасание продвижения и остановка фронта ледника в долине или на приледниковой равнине. В других случаях подвижка завершается обвалом наступающей массы льда с крутого склона или устьевой ступени, либо - в прибрежных зонах - выносом в сопредельную акваторию армады айсбергов.

Особым и, по-видимому, не столь уж редким случаем служит трансформация ледниковой подвижки в ледовый сель-выброс, опасное и разрушительное явление, генетически обусловленное пульсацией ледника и рядом сопутствующих ей обстоятельств. Дальность подобного выброса может превышать 10-15 км, а скорости выброса, как показывают данные по ледникам Дидаль (1974 г.) и Колка (1902 г.), достигать 80-100 км/час и более при массе в сотни тысяч и даже миллионы тонн.

Еще одним примером неоднозначного поведения ледников при подвижках служит проявление пульсаций в единой системе сложного ледника. Пульсирующие ледники-притоки иногда наползают на поверхность главного ледника, иногда же оттесняют его поток к противоположному склону, либо вклиниваются между потоками, составляющими главный ствол системы. Это зависит от конкретной структуры и динамических особенностей такой системы.

В развитии подвижек и их характере определенную роль могут играть и сезонный аспект, и условия погоды. Подвижки, начавшиеся и завершившиеся в холодное время года, по-видимому, несколько медленнее и менее опасны в отношении паводково-селевых последствий, чем развивающиеся в условиях сильного таяния, когда и ледник и грунты сильно насыщены водой. Насколько сильно степень обводненности ледника влияет на характер его подвижки, можно судить из сравнения двух подвижек ледника Колка. Первая, весной 1902 г., совпала с периодом обильных дождей и бурного снеготаяния, и насыщенная водой раздробленная масса льда с огромной скоростью пронеслась вниз по долине на 8-10 км. В 1969 г. подвижка началась осенью, в более сухое время года, и ее течение протекало спокойнее и не вызвало катастрофического селя. Продвижение ледника продолжалось около 4 месяцев, и за это время его язык продвинулся вниз по долине на 4625 м и спустился на 900 м по вертикали.

Подписано в печать 04.03.97. Сложено в набор 11.02.97
Бумага офсетная Формат 60×90/8 Печать офсетная
Усл. печ. л. 33,0 Уч.-изд. л. 28,9 Тир. 500 экз. Заказ 525
Производственно-издательский комбинат ВИННТИ
140010, Люберцы, Октябрьский пр-кт, 403