С. В. КАЛЕСНИК

ОЧЕРКИ ГЛЯЦИОЛОГИИ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1963

551.3
К 17

ОТ АВТОРА

«Очерки гляциологии» — это монографический обзор науки о ледниках в ее нынешнем состоянии, сводка и анализ важнейшего фактического материала, изложение методов исследования и разбор главных теоретических представлений

Вначале даны общие понятия о свойствах льда как физического тела, минерала и горной породы. Основное содержание книги посвящено вопросам возникновения, существования, деятельности, развития и географического распространения современных ледников; завершается обзор характеристикой практического значения ледников для человека.

Книга написана для широкого круга специалистов — преимущественно для физико-географов, гидрологов и гляциологов.

Серьезную научную книгу трудно написать без содействия коллег по работе и доброжелательных рецензентов. Такая помощь была мне щедро оказана. Особенно признателен я за ценные советы Г. А. Авсюку, Г. В. Горбацкому, Л. К. Давыдову. Большую благодарность приношу также Н. Ю. Яковлевой, которая неутомимо разыскивала необходимую мне литературу по всем библиотекам Москвы и Ленинграда.

Ленинград, апрель 1963 г.

Калесник С. В.
Очерки гляциологии.
М., Географгиз, 1963.
551 стр. с карт.

ВВЕДЕНИЕ

1. Что такое гляциология? *Гляциология* (от лат. glacies — лед и греч. logos — слово, учение) — это наука о ледниках, т. е. естественных скоплениях льда, обладающих собственным движением и возникших на суше в результате аккумуляции и преобразования твердых атмосферных осадков. В задачу гляциологии входит изучение условий и особенностей происхождения, существования и развития ледников, их состава, строения и физических свойств, геологической и геоморфологической деятельности, географического распространения и различных аспектов взаимодействия с географической средой. Гляциология исследует особое состояние и особую форму вещества гидросферы — одного из важнейших компонентов географической (ландшафтной) оболочки Земли — и, следовательно, относится к системе географических наук. Вместе с тем гляциология является и частью *криологии* — всеобщей науки о льде.

Незадолго до второй мировой войны в Западной Европе, а впоследствии и у некоторых советских ученых возникло стремление отожествить гляциологию с криологией, отказаться вовсе от термина «криология» и понимать под гляциологией науку о льде во всех его разновидностях. Стремление это, к сожалению, и по сей день не угасло*. Один из мотивов: слово «гляциология» означает в точности «наука о льде», тогда как «криология» в переводе с греческого значит «наука о холоде». Другой мотив: в природе различные ледяные тела обнаруживают много общего по причине единства их вещественного состава и физико-химических свойств, поэтому ледники, снежный покров, подземные льды и ледяная кора водоемов должны изучаться в рамках единой науки — ледоведения, или гляциологии (Шумский, 1955, стр. 5—6).

Соображения о сходстве между разными скоплениями природного льда справедливы. Из этого вытекает необходимость общего учения о льдах, но никак не вытекает необходимость насильственного превращения давно сложившейся науки о ледниках (гляциологии) в универсальное ле-

---

* См. Journ of. Glaciology, № 1, 1947, p. 35; № 29, 1961, p. 802, а также Мат-лы гляц. иссл., серия «Хроника, обсуждения», вып. 6, 1962; Stamp, 1961, p. 216.

доведение. Познание любого природного объекта состоит не только в установлении его сродства с другими предметами, но также в исследовании его своеобразия. Качественное отличие ледников от прочих скоплений естественного льда закономерно обусловило возникновение особой отрасли знания. Во всех классических сводных трудах по общей гляциологии (см. § 5) речь идет фактически только о ледниках. В названии международного гляциологического журнала, выходившего в первой половине XX в., ледниковедение (Zeitschrift für *Gletscherkunde*) официально отождествлено с гляциологией (Annales de *glaciologie*, Annals of glaciology, Annali di glaciologia).

Как показал А. Добровольский (Dobrowolski, 1952), лингвистические изыскания противников термина «криология» не безупречны. Слово kryos по-гречески значит мороз, т. е. не просто холод, а холод, характеризуемый присутствием твердой воды. О таком понимании мороза говорят и русские слова, вроде изморозь, замерзать*, и ряд научных терминов, производных от «криос» и обозначающих не холод, а лед: криогидраты (затвердевшие водные растворы эвтектического состава, в которых одной из фаз является лед), криолит (минерал, похожий на лед), криокинеметр (аппарат, измеряющий движение льда, а не холода), криоконит (ледниковая пыль, а не холодная пыль) и т. д.

Вывод: за общим ледоведением следует закрепить международное название криология, или криография, предложенное в 1923 г. А. Добровольским; гляциологией надо, как это издавна принято, именовать лишь часть криологии — учение о ледниках.

2. О двух этапах в развитии гляциологии. Первое достоверное описание ледников принадлежит Себастьяну Мюнстеру (1544), но начало гляциологии, как науке о ледниках, положено много позже сочинением Ораса (Горация) Соссюра «Путешествие в Альпы» (1779—1796).

Первый этап в развитии гляциологии, охватывающий все XIX столетие, характеризуется изучением преимущественно форм горного оледенения, концентрацией исследований на ледниковых языках, преобладанием описательно-классификационного направления и распространением закономерностей, установленных для горных ледников, на все другие типы ледников. Господство описательного направления объясняется не пренебрежением к физической стороне изучения ледников (в то время среди гляциологов были крупнейшие физики — Тиндаль, Гельмгольц, Томсон и др.), а необходимостью систематического накопления общих материалов о ледниках и низким тогда уровнем физики льда.

Второй этап, особенно ясно обрисовавшийся в XX в., отличается обширными исследованиями полярного оледенения и свойственных ему закономерностей, установлением истинного соотношения между ролью материковых и горных ледников в жизни Земли, переходом от изучения концов ледников к изучению областей их зарождения, проникновением с

---

* См. также у В. Даля: «Мороз — стыть, холод, зябá, стужа, при которой вода мерзнет» (Толк. словарь живого великорусского языка, т. II. М., 1955, стр. 348).

поверхности ледника в его недра, применением ряда новых и точных приборов и методов (фотограмметрия, аэрофотосъемка, сейсмическое зондирование, пыльцевой анализ, термическое бурение и т. п.). На смену маршрутным наблюдениям и описательным работам, значение которых, однако, не следует преуменьшать, все чаще приходят полустационарные и стационарные изыскания.

Развитию гляциологии заметно способствовало объединение ледниковых исследований в международном масштабе, которое осуществлялось при проведении Первого (1882—1883), Второго (1932—1933) и Третьего (1957—1958 и дополнительно 1959) «международных геофизических годов» (первые два назывались «международными полярными годами»). Одна из немаловажных задач Международного геофизического года — изучение процессов накопления, преобразования, движения и расхода льда на земной поверхности. В течение 1957—1959 гг. 26 стран проводили изучение ледников на пространстве от обоих полюсов до экватора — как экспедиционным путем, так и на 103 постоянных станциях. У СССР было 17 гляциологических станций: 6 в Антарктиде и 11 на своей территории (Авсюк, 1960). В пределах СССР исследовались ледники Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Полярного Урала, Хибин, Эльбруса, Алтая, Сунтар-Хаята, Заилийского, Джунгарского и Терскей-Алатау, ледник Федченко.

3. Гляциологические учреждения. Во многих странах есть специальные учреждения для изучения льда и ледников.

В Швейцарии (Лозанна) издавна работает Швейцарская ледниковая комиссия (Commission helvétique des glaciers), состоящая при Швейцарском обществе естественных наук.

В США имеются: Ледниковый комитет (Commitee on glaciers) при Американском геофизическом союзе, печатающий материалы своих исследований в «Трудах» этого союза (Transactions of the American Geophysical Union); Арктический институт Северной Америки (Arctic Institute of North America) — объединенное учреждение США и Канады для изучения Арктики вообще, в том числе и ее ледников; Исследовательско-инженерная лаборатория холодных стран (Cold regions research and engineering laboratory) — бывший Исследовательский институт для изучения снега, льда и вечной мерзлоты при Инженерном корпусе Министерства обороны США (Snow, Ice and Permafrost Research Establishment — сокращенно: SIPRE) — военная организация, которой доступно проведение дорогостоящих работ.

В Италии (Турин) с 1884 г. существовала Гляциологическая комиссия. В 1910 г. она стала Гляциологическим коми-

тетом. Комитет выпускает свой «Бюллетень» (Bolletino del Comitato glaciologico italiano) и с 1927 г. организовал непрерывные наблюдения над колебаниями главных итальянских ледников в Альпах и Апеннинах.

В 1948 г. создана Гляциологическая комиссия (Commission de glaciologie) во Французском гидротехническом обществе в Париже.

В Великобритании в 1936 г. возникла Ассоциация для изучения снега и льда (Эдинбург); деятельность ее настолько расширилась, что в 1945 г. Ассоциация была преобразована в Британское гляциологическое общество (British Glaciological society) (Лондон), которое вскоре приобрело международный характер (членами его могут быть ученые любой страны).

В 1939 г. Ассоциация для изучения снега и льда возникла и в Японии. С 1955 г. она реорганизована в научное Общество изучения снега и льда (Japan Society of snow and ice). которое издает свой журнал, посвященный преимущественно вопросам физики и минералогии льда.

В Канаде Секция льда и снега (Snow and ice section) входит в состав Канадского национального исследовательского совета.

В Аргентине (Буэнос-Айрес) в 1952 г. учрежден Национальный институт для изучения ледникового покрова Патагонии (Instituto nacional del Hielo continental patagonico), подчиненный Национальному управлению технических изысканий при министерстве техники; его задача — проведение и координация гляциологических исследований Патагонского ледяного поля и соседних с ним районов.

В СССР имеется Гляциологический отдел при Институте географии АН СССР в Москве. Гляциологические работы ведут также Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт (Ленинград), институты географии Академий наук Грузии и Азербайджана, некоторые научно-исследовательские институты Гидрометеорологической службы СССР (в Закавказье, Средней Азии и др.), Отдел географии Академии наук Казахской ССР, различные университеты (Ленинградский, Московский, Томский, Харьковский, Ростовский-на-Дону, Среднеазиатский, Тбилисский и др.). Секция гляциологии имеется в Междуведомственном геофизическом комитете при Президиуме АН СССР.

У гляциологов есть и свое официальное международное объединение. В 1894 г. по решению VI Международного геологического конгресса была создана Международная ледниковая комиссия (Commission internationale des glaciers). В 1927 г. она перешла под тем же названием в Международную ассоциацию гидрологии, в 1939 г. объединилась здесь с Ко-

миссией снега и стала именоваться Международной комиссией для изучения снега и ледников. С 1948 г. она называется Комиссией снега и льда при Международной гидрологической ассоциации, входящей в Международный геофизический и геодезический союз. Ассоциация созывает научные ассамблеи, организует симпозиумы и публикует весьма ценные материалы, обсужденные на этих ученых собраниях.

4. Гляциологические журналы. К периодическим органам международного характера, предназначенным для рассмотрения вопросов гляциологии, относятся «Летопись гляциологии» (Zeitschrift für Gletscherkunde), которая издавалась с 1907 по 1943 г., «Летопись гляциологии и гляциальной геологии» (Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie), выходящая с 1949 г., и «Гляциологический журнал» (Journal of Glaciology), выпускаемый в Лондоне Британским гляциологическим обществом с 1947 г. Первые два издания содержат материалы, освещающие ледники главным образом с геолого-географической точки зрения, «Гляциологический журнал» уделяет основное внимание физическому и геофизическому изучению ледников, а также льда вообще.

Много статей по гляциологии читатель найдет в стокгольмских «Географических анналах» (Geografiska annaler, с 1918 г.). Богатым источником сведений о ледниках полярных и приполярных стран являются: журнал «Арктика» (Arctic), издаваемый с 1948 г. Арктическим институтом Северной Америки, журнал «Ледник» (Jökull) в Рейкьявике и отдельные выпуски «Сообщений о Гренландии» (Meddelelser om Grönland), печатаемых с 1876 г. в Копенгагене. Фундаментальные работы по гляциологии систематически публикуются в отчетах и трудах Комиссии снега и льда Международной гидрологической ассоциации.

В СССР, к сожалению, нет специального журнала, посвященного ледникам. В 30-х годах Гидрологический институт в Ленинграде начал было издавать серию «Исследование ледников СССР», но выпустил в свет всего несколько номеров, после чего издание прекратилось. Статьи о ледниках печатаются у нас в журналах и серийных изданиях общего географического профиля, — преимущественно в «Известиях Всесоюзного Географического общества», «Записках Географического общества СССР», «Информационном бюллетене Советской антарктической экспедиции» (выходит с 1958 г), «Известиях АН СССР, серия географическая» и «Вопросах географии Казахстана». В последнее время Междуведомственный геофизический комитет при Президиуме Академии наук СССР выпускает довольно регулярно сборники статей, посвященные гляциологическим работам советских исследователей по программе Международного геофизического года.

5. Основные сводки по общей гляциологии. Если не считать старых классических работ Д. Тиндаля (1866) и Л. Агассица (Agassiz, 1840, 1847), то первой сводкой по общей гляциологии было «Руководство по гляциологии» (Handbuch der Gletscherkunde), опубликованное А. Геймом в 1884 г. в Штутгарте. Через 20 лет появилась монография Г. Гесса «Ледники» (Die Gletscher), вышедшая в Брауншвейге, а примерно еще через 20 лет — замечательное сочинение польского ученого А. Добровольского «Естественная история льда» (Historja naturalna lodu, Варшава, 1923), заложившее основы криологии. В этой подлинной энциклопедии ледоведения (940 стр. текста, библиография до 1917 г. — около 2000 названий) есть большой раздел о ледниках, опубликованный впоследствии автором отдельно в переводе на английский язык (Glaciers structure and movement theories, 1948).

В 1933 г. в томе VII «Справочника по геофизике», издававшегося в Берлине, напечатана работа Г. Гесса «Лед Земли) (Das Eis der Erde), трактующая главным образом о ледниках.

Первой монографией по общей гляциологии на русском языке была «Общая гляциология» С. В. Калесника (Ленинград, 1939). Вскоре за ней последовало коллективное сочинение «Лед» (1940), редактором которого и одним из авторов был Б. П. Вейнберг. Это произведение, навеянное книгой Добровольского, но получившее вполне самостоятельные черты, следует рассматривать как первую на русском языке большую сводку по криологии; о ледниках в ней сказано, к сожалению, очень мало (25 страниц из 525).

В 1942 г. в Вене вышла книга Э. Дригальского и Ф. Махачека «Гляциология» (Gletscherkunde), осветившая на новом уровне основные вопросы этой науки: проблему снеговой линии, типы ледников, баланс ледника, физические особенности, структуру и движение ледников, их географическое распространение, колебания ледников и др. (первый вариант этого сочинения восходит к «Гляциологии» Махачека, опубликованной еще в 1917 г.). Однако оценка вклада ученых разных стран в гляциологию дана в книге небеспристрастно: авторы стараются создать впечатление, будто гляциология— преимущественно немецкая наука.

В том же году в серии «Физика Земли», издаваемой в Нью-Йорке и Лондоне, в томе IX, отведенном гидрологии, помещен очерк «Ледники» (Glaciers), написанный Ф. Мэтсисом. Основы гляциологии изложены в нем хорошо, но довольно элементарно и к тому же не всегда объективно: отдавая предпочтение тем взглядам, которые ему более всего нравятся. автор излагает их, несмотря на их спорный характер, как доказанную достоверность (теория Демореста, переходы наи-

больших скоростей по продольному профилю от верхней поверхности ледника к нижней и т. п.).

Вскоре после второй мировой войны научная литература обогатилась «Руководством по гляциологии и гляциальной геологии» (Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie) Р. Клебельсберга, вышедшим в двух томах в 1948—1949 гг. в Вене. Первый том, или «Общая часть» (стр. 1—403), содержит изложение общего учения о ледниках. Во втором томе, или «Историко-региональной части» (стр. 407—1028), дан подробнейший порайонный обзор современного оледенения и следов четвертичного оледенения; в конце есть небольшая глава и о дочетвертичных ледниковых эпохах. Труд Р. Клебельсберга насыщен фактическим материалом, но преимущественно описательный.

Аналогичного характера монография и в то же самое время (1948) была опубликована в Нью-Йорке и Лондоне Р. Ф. Флинтом под названием «Гляциальная геология и плейстоценовая эпоха» (Glacial geology and the Pleistocene epoch). От клебельсберговской она отличается вдвое меньшим объемом, преобладанием американских примеров и гораздо более краткой общегляциологической частью. Впоследствии Флинт переработал книгу и выпустил ее в 1957 г. в Нью-Йорке под несколько иным заглавием: «Гляциальная и плейстоценовая геология» (Glacial and pleistocene geology).

Серьезный вклад в криологию внес П. А. Шумский своими «Основами структурного ледоведения» (Москва, 1955), посвященными петрографии пресного льда. Очевидно, что учение о ледниках должно целиком опираться на полученные структурным ледоведением закономерности, касающиеся строения, образования и изменения ледяных горных пород.

В 1956 г. французский гляциолог Л. Ллибутри, некоторое время работавший в Чили, выпустил в Сантьяго на испанском языке книгу «Снега и ледники Чили» (Nieves y glaciares de Chile), в которой первую половину (244 стр. из 455) составляют «Основы гляциологии» (Fundamentos de glaciologia),— лаконическая, четкая сводка прежних и новейших достижений, уделяющая особенное внимание физическому аспекту исследования ледников.

Хорошей монографией по современному и древнему оледенению земного шара является двухтомное сочинение Дж. Чарлзворта «Четвертичная эра» (The Quaternary era), изданное в Лондоне в 1957 г. Автор работал над книгой 35 лет, и список использованной им литературы достигает 1900 названий. В обоих томах 1700 страниц текста. Первый том (591 стр.) посвящен общей гляциологии и гляциальной геологии, том второй — палеогеографии четвертичного периода.

Книга дает исчерпывающий обзор множества фактов, взглядов и теорий.

К последним по времени общим обзорам наших знаний о ледниках относится небольшая (78 стр.) книжка Роберта Шарпа «Ледники» (Glaciers), опубликованная в 1960 г. в Юджине (штат Орегон, США) и книга Ж. Корбеля «Снега и ледники» (Neiges et glaciers), напечатанная в Париже в 1962 г.

Научно-популярные работы по гляциологии, а также труды по общей геоморфологии, в которых наряду с описанием ледниковых форм рельефа содержатся обычно и краткие сведения о ледниках, здесь не рассматриваются. Наиболее интересные из таких сочинений включены в список литературы в конце нашей книги (см. напр. Вейнберг, 1936; Калесник, 1935б; Dyson, 1962; Flaig, 1938; Romanovsky et Cailleux, 1953; Vercelli, 1951a).

ГЛАВА 1

ЛЕД КАК МИНЕРАЛ

Известны восемь кристаллических разновидностей льда, но из них только обыкновенный лед, или лед I, может существовать в естественных условиях земной поверхности. Остальные разновидности создавались в лабораторной обстановке и пока не представляют для гляциолога сколь-нибудь существенного интереса.

Так как твердая фаза воды, которой мы будем заниматься, неразывно связана с жидкой и газообразной, полезно остановиться на некоторых общих свойствах воды — наиболее распространенного минерала в природе.

6. Изменение состояний воды в процессе нагревания при нормальном атмосферном давлении. Начнем с нагревания куска чистого льда (из дистиллированной воды), имеющего отрицательную температуру (положим, —10°.). Удельная теплоемкость льда, т. е. количество тепла, необходимое для нагревания 1 г его на 1° С, составляет 0,487 калории при 0°; она сравнительно мало зависит от температуры и даже при —30° равняется 0,45.

На температурном отрезке до 0° при постоянном притоке теплоты лед, нагреваясь, увеличивается в объеме; коэффициент его объемного расширения 0,00016, линейного 0,000053 (при 0°).

Теплопроводность (K) льда выражается формулой:

$K=0{,}0053\ (1+0{,}0015\,t)$ кал/см² сек. град.,

где t — температура в градусах Цельсия.

Температура плавления льда при давлении в 1 атм (760 мм рт. ст., или 1013,25 мб, или 1,033 кг/см²) принята за нуль стоградусной шкалы температуры. Когда лед

плавится, температура его, несмотря на непрерывное поступление тепла, не поднимается выше 0° до тех пор, пока в образующейся смеси талой воды и тающего льда имеется хотя бы небольшое количество последнего. Так как притекающее тепло не проявляется в повышении температуры, то его называют скрытой теплотой плавления. У льда она при 0° составляет 79,67 кал/г.

Сравнив объемы льда и получившейся из него талой воды, легко убедиться, что объем вещества при этом переходе уменьшился примерно на 10%; лед, стало быть, легче воды.

Плотность чистого льда при 0° и давлении в 1 атм. равняется 0,91676 г/см^3. Из одного литра воды получается при замерзании 1,098 литра льда; следовательно, удельный объем чистого льда 1,098 см^3/г.

Что будет происходить при дальнейшем нагревании воды? Повышение температуры у большинства тел влечет их расширение. Вода тоже подчиняется этому правилу, за исключением промежутка между 0° и +4° С: в этих пределах, несмотря на повышение температуры, объем воды уменьшается, и при 4° вода получает наибольшую плотность, после чего дальше ведет себя уже как нормальное вещество. Важность указанной аномалии для множества процессов в природе очевидна: именно благодаря ей лед, возникающий при замерзании водоемов, располагается на поверхности и защищает их от промерзания.

Теплоемкость воды принята за единицу. Она вдвое больше, чем у льда.

В ходе нагревания вода непрерывно испаряется. Скрытая теплота ее испарения при 0° равна 597 кал/г. Нагревшись до 100°, вода закипает; скрытая теплота кипения 539,6 кал/г. Из литра воды при температуре 100° образуется 1651 литр пара при той же температуре.

Лед может превращаться не только в воду, но и в водяной пар, минуя жидкую фазу (возгонка). Скрытая теплота возгонки (при 0°) равна 677 кал/г, т. е. сумме теплоты испарения воды и теплоты плавления льда. Это значение, однако, верно лишь для случая медленной возгонки; при быстрой возгонке льда ее скрытая теплота практически не отличается от теплоты испарения воды.

Лед всегда окружен «атмосферой» из свободных частиц водяного пара. С повышением температуры лед переводит в пар все больше и больше составляющих его молекул и давление пара над льдом увеличивается; с понижением температуры льда все большее число молекул пара вновь присоединяется к нему, и давление пара над льдом становится меньше (см. табл. 1).

Таблица 1

Упругость насыщающего пара над плоской поверхностью воды и льда в зависимости от температуры воды и льда

Температура °С / Упругость пара (мб)	0	−5	−10	−15	−20	−25	−30	−35
Над водою . .	6,11	4,21	2,86	1,91	1,25	0,80	0,51	0,31
Над льдом . .	6,11	4,03	2,62	1,67	1,05	0,64	0,38	0,23

7. Изменение состояний воды в процессе охлаждения при нормальном атмосферном давлении. При переходе пара в воду уменьшится объем вещества и выделится скрытая теплота парообразования; в этом случае ее удобнее называть теплотой конденсации. Температура 100° примет название температуры ожижения.

При переходе воды в лед уменьшится теплоемкость, увеличится объем, выделится скрытая теплота плавления. Точка 0° в этом случае называется уже точкой замерзания.

Водяной пар в известных условиях может превращаться непосредственно в лед, минуя фазу жидкой воды; это явление называется *сублимацией*. При сублимации освобождается то количество тепла, которое когда-то было затрачено на возгонку.

Лед «перегреть» нельзя: на 0° он плавится. Но воду и вообще жидкость переохладить можно: она и ниже 0° может остаться жидкой. Правда, в переохлажденном состоянии вода неустойчива: достаточно малейшего импульса, чтобы вся она обратилась в лед. Переохлаждение при этом исчезает быстро: при —5° лед растет со скоростью 2 см/сек, при —10° со скоростью 10 см/сек (L'iboutry, 1956a, стр. 18); по достижении 0° замерзание замедляется, его скорость зависит от условий рассеяния освобождаемой теплоты плавления.

Чем меньше масса жидкости (в капиллярах, в каплях), тем легче ее переохладить. Капельки радиусом 10^{-7} см практически вообще не замерзают, даже при температурах —50° и ниже. С соблюдением особых предосторожностей можно добиться весьма глубокого переохлаждения: жидкость становится при этом все более густой, вязкой, пока не затвердеет в виде аморфной стекловатой массы.

Переохлаждение воды в природе — не редкость. В Антарктике наблюдали капельножидкие туманы при морозах, доходивших до 40°.

Водяной пар тоже может переохладиться или, вообще говоря, стать пересыщенным. В атмосфере пересыщение, впрочем, невелико: относительная влажность воздуха не превышает 102—103%.

Известно, что для сгущения пара и замерзания воды нужны особые возбудители (ядра конденсации и ядра кристаллизации). Импульсами замерзания воды считают сотрясение жидкости, электрическую искру, прикосновение твердых тел (палочек, игл, нитей, зерен, пылинок), но это в одних случаях действует, в других нет. Единственно, что достоверно: соприкосновение переохлажденной воды с кристалликом льда немедленно влечет ее замерзание.

Водяной пар без особых возбудителей сгущается с большим трудом. К ядрам конденсации относятся ионы, молекулы гигроскопических газов (серной и азотной кислоты, перекиси водорода) и окиси азота, пылинки и т. п. По-видимому, наиболее действительны гигроскопические вещества, имеющие химическое сродство с водою.

Изучая снежинки под электронным микроскопом, У. Накайя (Nakaya, 1953) всегда обнаруживал в их центрах твердые включения размером 0,5—0,8 мк — преимущественно частицы каолина, глины, угля и микроорганизмы. Лучшими ядрами кристаллизации оказываются вещества, кристаллическая решетка которых геометрически подобна кристаллической решетке льда (Mason, 1958).

При очень низких температурах переохлажденной воды (близких к —40°) последняя может замерзнуть и без ядер кристаллизации. Для самопроизвольной (т. е. без особых возбудителей) сублимации водяного пара требуются температуры ниже —72°.

8. Изменение состояний воды при различных давлениях. Все, о чем говорилось выше, есть картина изменения состояний воды при нормальном атмосферном давлении. Если же меняется не только температура, но и давление, вода и лед обнаруживают новые особенности.

Чем больше давление на жидкость, тем выше точка ее кипения. Так, если давление равно 4,6 мм (6,11 мб), 1 атм. и 3 атм.,— вода кипит, соответственно, при 0°, 100° и 132,8°. На сыртах в верховьях Нарына (3600 м над уровнем океана) точка кипения воды 87°, на Монблане (4810 м) — всего 84°.

Меняется от давления и точка таяния. У льда она (при всестороннем давлении) понижается на 0,0075° (по другим определениям, на 0,0072°) с увеличением давления на 1 атм.

Давление в 2200 атм. вызывает плавление льда при 22*.

9. **Фазовая диаграмма.** Условия существования воды во всех ее состояниях можно изобразить диаграммой.

На рис. 1 схематически показана часть фазовой диаграммы воды. По оси абсцисс отложены давления в миллиметрах ртутного столба (повышаются слева направо), по оси ординат — температура в градусах Цельсия (повышается снизу вверх). Значение линий: BO — кривая равновесия между льдом и водяным паром, OG — кривая равновесия между жидкой водой и водяным паром, OD — кривая равновесия между льдом и водою.

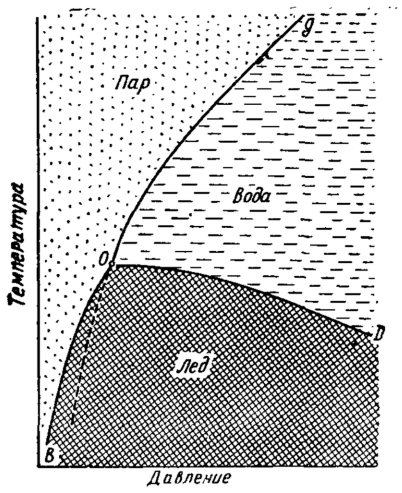

Рис. 1. Фазовая диаграмма воды

(пунктиром — кривая равновесия пара и переохлажденной воды)

Кривые разделяют плоскость диаграммы на три поля. Каждое поле — область тех температур и давлений, какие определяют устойчивое существование данной фазы. Границы между полями показывают условия равновесия между фазами и одновременно условия перехода от одной фазы к другой. Пересечение двух кривых дает точку, в которой смыкаются три поля. Такие точки называются тройными и являются как бы исходными для трех фаз. Иначе: в условиях, определяемых координатами тройной точки, все три фазы могут существовать одновременно и в равновесии.

Координаты тройной точки воды: температура +0,0099°, давление 4,58 мм ртутного столба.

10. Твердые атмосферные осадки. В образовании ледников главную роль играют твердые атмосферные осадки.

Раньше полагали, что в облаках водяной пар при отрицательных температурах сразу переходит в лед в присутствии ядер сублимации. Новейшие работы говорят, что это не так. Сначала при помощи ядер конденсации водяной пар сгущается в жидкие капельки. Затем капли отвердевают, становят-

* Если давление увеличивать и дальше, температура таяния льда начинает расти и достигает +200° при 50 000 кг/см². Но это будет уже не тот лед, какой существует в обычных условиях в природе, а лед VII (плотность 1,6), полученный в лаборатории.

ся в таком виде ядрами кристаллизации и на них в дальнейшем нарастает лед — путем сублимации (кристаллизация из водяного пара воздуха на замерзшую капельку воды), стекловидного намерзания (отвердевают крупные растекающиеся капли) либо обзернения (мельчайшие капельки переохлажденной воды замерзают от соприкосновения с кристаллом почти без изменения своей капельной формы) (Заморский, 1955, стр. 21). В связи с этим получаются разные виды твердых атмосферных осадков: ледяная пыль, снежная крупа, град, ледяная крупа, снег и др.

Ледяная пыль — это крохотные (0,5—1 мм) ледяные кристаллы, осаждающиеся вследствие сублимации пара в воздухе при очень больших морозах и ясном небе. Намерзание капелек переохлажденного ливневого или слоисто-кучевого облака на кристалл дает начало *снежной крупе* (tapioca snow, Graupel), имеющей вид матово-белых комочков (0,3—15 мм). Ливневые облака служат также лабораторией, где создается *град* (англ. hail) — плотные зерна или глыбки из чередующихся прозрачных и мутных слоев льда, от нескольких миллиметров до десятков сантиметров в поперечнике; если размеры градин не превышают 5 мм, осадок называется *ледяной крупой*.

Самым обычным видом твердых осадков, возникающих в свободной атмосфере в результате сублимации водяного пара внутри переохлажденного облака, является *снег* — мельчайшие матово-белые кристаллики льда.

Формы отдельных снежинок поразительно разнообразны: в лучших коллекциях микрофотографий (например, у Бентлея) имеется до 5300 снимков, и в числе их не найти и двух, которые были бы вполне одинаковы*. Однако разнообразие это можно свести примерно к 80 видам форм, разделенных на такие группы видов: пластинки, звездочки, столбики, иглы, пушинки, ежи, запонки, оледенелые снежинки, круповидные снежинки (Заморский, 1955). Чаще всего в снегопадах встречаются ежи пластинчатые, звездочки с их производными, пластинки, несколько реже — иглы.

Форма пластинчатого ежа образуется, когда 5—7 пластинок вырастают из одного центра, пересекаясь друг с другом под острыми углами. Простая звездочка — это плоский шестилучевой кристалл толщиною 5—30 мк, в центре — до 60 мк, весит она 0,1—0,146 мг. Простые пластинки шестиугольны, вес их 0,007 мг, толщина 3—50 мк. Иглы имеют толщину менее 0,1 мм, вес 0,004 мг. Размеры снежинок указаны в табл. 2.

---

* Коллекции микрофотографий снежинок собирали также Г. Норденшельд, Ф. Гальберг, А. Сигсон, У. Накайя и др.

Таблица 2

Размеры снежинок по их наибольшему протяжению (Заморский, 1955, стр. 271)

Наименование форм	Размеры в *мм*		
	наименьшие	средние	наибольшие
Пластинки	0,1	0,7	4
Звездочки	0,5	2	7
Иглы	0,2	1,5	6
Ежи пластинчатые	0,4	0,7	2

Снежинки укрупняются либо вследствие сублимационного их роста (при этом прежняя форма может сохраняться, но может и измениться), либо путем покрытия их замерзающими каплями воды, либо, наконец, механическим соединением (но не смерзанием) между собою, с образованием *хлопьев* снега размером от 1 мм до 10—40 см (обычно до нескольких сантиметров). Очень большие хлопья состоят подчас из нескольких тысяч снежинок, и вес их достигает 1,5 г.

Помимо осадков, выпадающих из атмосферы, для гляциолога представляют интерес и *нарастающие осадки,* которые образуются на поверхности скал, снежного покрова и льда.

Когда земля, трава или снег настолько сильно охлаждаются лучеиспусканием, что температура их становится ниже температуры воздуха и ниже 0°, тогда на их поверхности кристаллизуется водяной пар и вырастает тонкий слой кристалликов льда — *радиационный иней* (англ. hoar). По правильной форме вытянутых кверху кристаллов его легко отличить от снежного покрова, сложенного из беспорядочно ориентированных снежинок.

Образование, похожее на иней, но возникшее не от радиационного охлаждения предметов, а в результате сублимации пара на холодных предметах при натекании более теплого воздуха со стороны, называется *кристаллическим налетом* (морозный узор на окнах). А. Д. Заморский различает также *ледяной налет* — гладкую прозрачную или матовую ледяную корку, которая получается вследствие отвердевания капель мороси и дождя на предметах, имеющих отрицательную температуру (например, на скалах), и белый рыхлый некристаллический *зернистый налет,* если на холодных (ниже 0°) предметах намерзают капли тумана. К этой

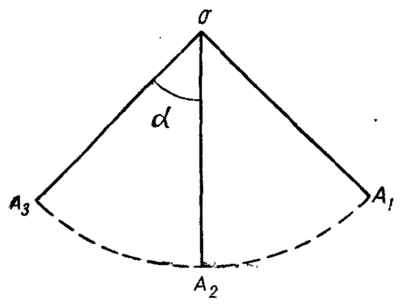

Рис. 2

же группе осадков относится, в сущности, и *гололед*, или ожеледь, — слой плотного матового или прозрачного льда, созданный застыванием капель переохлажденного дождя на любом предмете при слабом морозе.

В питании некоторых ледников известную роль играют и разные формы изморози. *Кристаллическая изморозь* (англ. rime) покрывает деревья, кусты, тончайшие волокна, провода и придает сказочный вид зимнему лесному ландшафту. Она возникает в туманную морозную погоду (обычно при температуре ниже —15°) путем сублимации водяного пара и растет только с наветренной стороны предметов. За несколько суток толщина слоя изморози может увеличиться до многих сантиметров. Для ее образования разница температуры между предметом и воздухом не обязательна. Но если предмет холоднее воздуха — это способствует появлению изморози, если значительно теплее — мешает. Нередко кристаллическую изморозь путают с инеем; чтобы избежать этого, надо помнить, что иней на тончайших нитях не образуется.

Промежуточная форма между кристаллической изморозью и гололедом — матово-белая *зернистая изморозь*, порождаемая налипанием с наветренной стороны замерзающих от соприкосновения с предметом микроскопических переохлажденных капель тумана. Скопления зернистой изморози достигают толщины 1 м и более. Под ее тяжестью рвутся провода и обламываются ветви деревьев.

11. Кристаллографические особенности льда. Частицы, слагающие всякий кристалл (атомы, ионы или молекулы), расположены закономерно, в определеном порядке, на определенных расстояниях. Из-за теплового движения частиц расстояния между ними несколько меняются, поэтому приходится иметь дело со средними расстояниями. Совокупность узлов, т. е. точек, соответствующих средним положениям частиц, называется пространственной решеткой кристалла. Простейшим ее примером могла бы послужить совокупность кубиков или кирпичиков, вплотную приложенных один к другому. Если в центрах тяжести или в вершинах таких воображаемых кирпичиков поместить атомы (либо ионы, молекулы, группы ионов, группы атомов), получим *кристаллическую решетку*, т. е. правильное расположение час-

гиц, периодически повторяющееся в трех измерениях. Для характеристики кристаллической решетки достаточно знать размещение частиц в элементарной ячейке (поскольку ячейка затем повторяется в структуре кристалла).

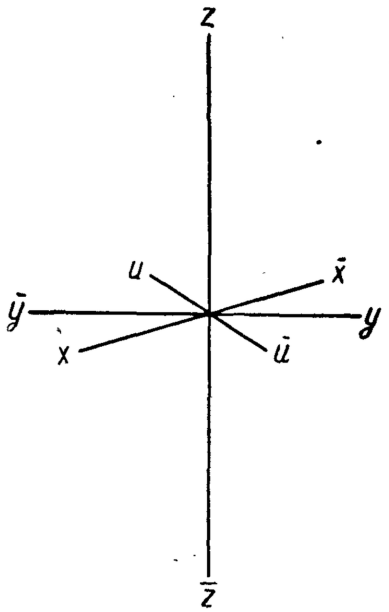

Рис. 3

При помощи рентгеновых лучей стало возможным подробное изучение структуры кристаллов. Судя по рентгенографическим исследованиям кристаллов льда, каждая молекула H_2O окружена только четырьмя ближайшими к ней молекулами, которые находятся от нее на одинаковых расстояниях ($2{,}76\times10^{-8}$ см) и расположены по вершинам правильного тетраэдра (четырехгранника, грани которого — равносторонние треугольники). Каждая молекула удерживается тремя связями с молекулами, принадлежащими той же плоскости, и только одной связью — с молекулами другой плоскости. Иначе говоря, в кристалле льда молекулы воды расположены параллельными слоями.

По кристаллографическим свойствам лед относится к тригональной системе*, для которой характерно наличие одной оси симметрии третьего порядка**. Кристаллографических осей четыре: из них три лежат в одной плоскости, образуя друг с другом углы в 120° (следовательно, их положительные и отрицательные концы чередуются через каждые 60°, см. рис. 3), четвертая (главная) ось направлена перпендикулярно к этой плоскости и является осью симметрии.

---

* Вместе с тем изредка наблюдаются и кристаллы льда, относящиеся к другим системам, — гексагональной, ромбической и т. п. (Клинов, 1960, стр. 86, 93).

** Ось симметрии — прямая линия, при повороте вокруг которой фигура совмещается со своим исходным положением. Наименьший угол, на который надо повернуть фигуру, чтобы достигнуть совмещения, называется элементарным углом поворота (α). Целое число n, показывающее, сколько раз α содержится в 360°, называется порядком оси симметрии; $n=\frac{360}{\alpha}$. Очевидно, в тригональной системе $\alpha=120°$. На рис. 2 точка O — выход оси симметрии, которая перпендикулярна к плоскости чертежа, α — элементарный угол поворота.

В оптическом отношении кристаллы льда одноосны: оптическая ось, т. е. направление, по которому луч света проходит без двупреломления, совпадает с главной кристаллографической осью.

Своеобразная симметрия льда обнаруживается в так называемых *фигурах Тиндаля* (цветы Тиндаля, ледяные цветы, фигуры плавления). Если сквозь призму прозрачного льда пропустить солнечный луч, предварительно сконцентрированный двояковыпуклой линзой, то внутри кристалла льда, поглощающего лучистую энергию, начинается плавление. Сперва возникает плоский водяной диск; разрастаясь, он превращается в фигуру, похожую на цветок о шести лепестках, наполненную водою и отчасти воздухом. Каждый лепесток затем ветвится вторично наподобие снежинки. Диаметр ледяных цветов подчас достигает 1—1,5 см. Плоскость цветка всегда перпендикулярна к оптической оси, лепестки параллельны второстепенным осям кристалла. Соседние цветы лежат в параллельных плоскостях, независимых от направления пучка света. При последующем замерзании пузырек воздуха остается внутри льда в виде шестиугольной пластинки (фигуры пара).

Идеальных форм ледяных кристаллов в природе нет. Оттого установить кристаллографические особенности льда оказалось нелегко, и по этому поводу высказано немало противоречивых взглядов.

Тригональная система охватывает пять классов, или видов, симметрии. К какому виду симметрии отнести лед? По новейшим исследованиям (подтвердившим старые выводы А. Добровольского, 1923, стр 144) — к дитригонально-пирамидальному*. Его формула $g_3 3P$ (по другой номенклатуре: $L^3 3P$ или $L_3 3P$), что означает наличие оси симметрии третьего порядка и трех пересекающихся по ней плоскостей симметрии (делящих каждую фигуру на две зеркально равные части, расположенные друг относительно друга как предмет и его зеркальное отражение) (рис. 4). Тригональные формы льда обычно не встречаются в отдельности, а развиваются соединенными попарно. Кристаллы льда образуются путем комбинации моноэдров, призм и пирамид того облика, какой присущ этим простым (т. е. состоящим из одинаковых по величине и очертаниям граней) формам в тригональной системе. В зависимости от степени и относительного развития этих форм кристаллы льда приобретают внешний вид пластинок или столбиков.

Спайностью (способностью с большей или меньшей

---

* Дитригон — равносторонний шестиугольник с углами, повторяющимися через один.

легкостью раскалываться по некоторым определенным плоскостям) лед не обладает. Твердость его (сопротивление проникновению в него другого вещества) — величина переменная: она заметно снижается с увеличением времени выдержки льда под нагрузкой (следствие высокой пластичности льда) и увеличивается с понижением температуры. При температурах —10°, —20° и —50°, после 5-секундной выдержки льда под нагрузкой, твердость его соответственно 4,3, 6,5 и 13 кг/мм², а после 30-секундной выдержки — 2,4, 4 и 10 кг/мм² (Хрущов и Беркович, 1960, стр. 31). Во всех случаях это меньше 2 баллов по шкале Мооса*; сведения, будто при очень низких температурах лед может достигнуть твердости ортоклаза, по-видимому, ошибочны.

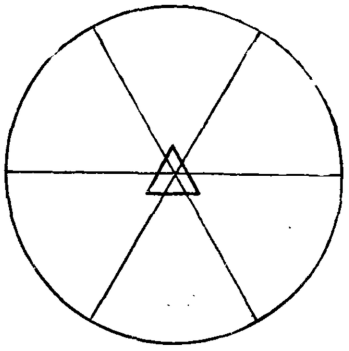

Рис. 4. Проекция элементов симметрии ($g_3 3P$) дитригональной пирамиды

Цвет чистого льда в больших массах голубой, иногда изумрудного или фиолетового оттенка. Густота окраски находится в обратной зависимости от наличия в нем посторонних примесей и пузырьков воздуха. При обилии последних цвет льда белый.

12. О росте кристаллов. Возникают и растут кристаллы в пересыщенных растворах. Новые слои вещества отлагаются на гранях так, что грани передвигаются параллельно самим себе. В ненасыщенном растворе кристалл растворяется — особенно сильно на вершинах и ребрах (округление кристаллов); кроме того, по причине анизатропности (векториальности), кристалл растворяется по разным направлениям с неодинаковой скоростью. Однако, если искаженный растворением образец поместить опять в пересыщенный раствор, его правильная форма восстановится (регенерация кристаллов).

Воздух, содержащий водяной пар, можно уподобить раствору — ненасыщенному, насыщенному или пересыщенному, в зависимости от показателя относительной влажности. В ус-

* Шкала Мооса: тальк — 1, гипс или каменная соль — 2, кальцит — 3, флюорит — 4, апатит — 5, ортоклаз — 6, кварц — 7, топаз — 8, корунд — 9, алмаз — 10. Для приближенного сопоставления абсолютных величин со шкалой Мооса М. Хрущов предложил формулы: $M=0{,}675\sqrt[3]{H}$ и $H=3{,}25\,M^3$, где H — твердость в кг/мм² и M — твердость по Моосу (в пределах 1—9 баллов вкл.).

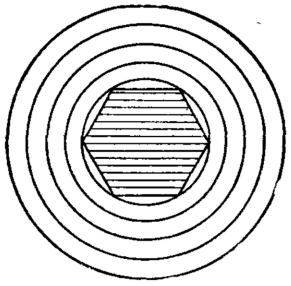

Рис. 5

ловиях слабого пересыщения кристаллы атмосферного льда развиваются медленно, равномерно и образуют «полные» (массивные) формы. В сильно пересыщенной среде кристалл растет быстро, но неравномерно, и получаются вместо нормально развитых образований так называемые «скелетные» (звездообразные) формы.

Особенно заметные изменения концентрации раствора создает присутствие кристалла в сильно пересыщенной среде: на поверхности кристалла пересыщение равно нулю, а от нее по всем направлениям постепенно возрастает. Кристалл со всех сторон как бы окружен концентрическими сферами (рис. 5) одинаковой степени пересыщения, причем каждая внешняя сфера пересыщена сильнее смежной внутренней. На рисунке видно, что все точки, расположенные на поверхности любой сферы, находятся на одинаковом расстоянии от центра кристалла, но расстояние их до различных элементов поверхности кристалла различно: к ребрам они ближе, чем к граням.

Стремление к уравниванию пересыщения вызовет ток вещества в питательной среде по радиусам в направлении к центру кристалла. При этом ребра кристалла, очевидно, будут нарастать быстрее, чем грани: на них образуются выступы, лучи. Когда лучи достаточно удлинятся и, следовательно, разойдутся своими концами, на этих концах, тоже состоящих из ребер и граней, возникнут такие же условия, какие были у всего кристалла в начале его формирования: здесь будут расти вторичные лучи (разветвление главного луча). Расхождение вторичных ответвлений послужит толчком к образованию отростков третьего порядка и т. д. Этим путем и получаются первичные звездочки. Лучи их еще узкие; хотя они и разветвлены, но еще не сливаются друг с другом; соединение есть только в одном пункте — в центре первичной шестиугольной пластинки. Если первичная снежинка-звездочка попадает затем в условия меньшего пересыщения питательной среды, она обнаружит стремление к нормальному равномерному развитию: лучи ее станут расти вширь, пока не сольются и пока весь кристалл не подойдет возможно ближе к форме шестиугольной пластинки.

Обстановка, в какой возникает и развивается ледяной кристалл в атмосфере, может меняться неоднократно. Кристалл не раз переходит из слабо пересыщенной среды в сильно пересыщенную, из одних температурных условий в дру-

гие, и процессы, ведущие к возникновению полных и скелетных форм, чередуются. К причинам, мешающим однородному развитию кристалла, относятся также случайные соединения кристаллов во время снегопада (столкновение, склеивание), округление углов и граней вследствие оттаивания и испарения, срастание кристаллов (пластинок друг с другом, пластинок со звездочками и т. д.), неравномерный рост кристалла на разных его сторонах и т. п.

13. Влияние температуры на форму и величину снежных кристаллов. Форма и размеры снежных кристаллов зависят от температуры, при которой они образуются.

Связь между температурой и размерами кристаллов выяснена достаточно хорошо. Во время сильных морозов возникают очень мелкие и еле видимые кристаллики. Их присутствие обнаруживается лишь мерцанием воздуха, словно в нем взвешена алмазная пыль. В полярных странах и высоко в горах снег тоже часто выпадает в виде маленьких кристалликов. Скопления его, сыпучие и рыхлые, подобны тонкому песку: ветер, перемещая их с места на место, навевает своеобразные снежные дюны и барханы, а кроме того, ударяя снежинки о землю, размалывает их в тончайший порошок. Сухой порошковатый снег хорошо знаком альпинистам, так как его несвязанность мешает восхождениям на горные вершины. Макушки гор «курятся», когда ветер срывает с них снежную пыль.

В более теплую погоду кристаллы атмосферного льда крупнее. По И. Вестману, на Шпицбергене при температуре воздуха —3° самая крупная пластинка снега достигала 1,080 мм², самая мелкая — 0,543 мм², тогда как при температуре —30° самая большая не превышала 0,049 мм². По наблюдениям А. Д. Заморского (1955, стр. 346), в наших широтах средняя величина снежинок при температуре ниже —10° была 0,9 мм, при температуре выше —5° уже 2,3 мм. В Антарктиде, в районе станции Пионерской, соотношения между размерами кристаллов снега и температурой воздуха оказались такими (Котляков, 1960 а, стр 66):

Температура воздуха	выше —25°	—30 —35°	ниже —50°
Размер кристаллов в мм	0,36	0,22	0,13

Менее ясна зависимость между температурой воздуха и формой кристаллов атмосферного льда. В сущности, чтобы такую зависимость установить, надо бы знать, при какой обстановке зарождаются те или иные формы в самом облаке. Но об условиях, господствующих в «колыбели кристаллов», имеются лишь отрывочные данные. По Г. Вейкманну,

в облаках при температуре ниже —25° возникают преимущественно шестигранные призматические кристаллы, вытянутые в направлении главной оси, при температуре от —30° до —15° — толстые шестиугольные пластинки, в диапазоне от —15° до 0° — тонкие шестиугольные пластинки и звездочки.

Лабораторные опыты выращивания кристаллов льда из водяного пара обнаружили весьма строгую, но еще не объясненную зависимость формы кристалла от температуры: при температуре от 0° до —3° рождаются тонкие шестиугольные пластинки, от —3° до —5° — иглы, от —5° до —8° — пустотелые призмы, от —8° до —12° — шестиугольные пластинки, от —12° до —16° — сильно разветвленные звездочки (дендритовые кристаллы), от —16° до —25° — пластинки и между —25° и —50° — пустотелые призмы. Если игольчатый кристалл (выросший при температуре от —3° до —5°) перенести в среду с температурой —2°, то на его концах развиваются пластинки, а при —14° игольчатый кристалл дает начало звездочке (Mason, 1958, стр 243).

ГЛАВА II

ЛЕД КАК ГОРНАЯ ПОРОДА

До сих пор мы рассматривали лед как минерал. Но на Земле совокупность минералов образует горные породы, поэтому любое скопление льда, независимо от того, где и как оно залегает, тоже является горной породой.

С громадными массами льда в полярных странах географу приходится считаться даже более, чем с другими литологическими комплексами. В Антарктиде наибольшая толщина льда достигает 4270 м, а в Гренландии 3400 м.

Как и всякая горная порода, лед может переслаиваться с другими породами. В Исландии найдены слои лавы, перемежающиеся со льдом. По свидетельству А. Н. Заварицкого (1931), вершина Ключевской сопки сложена из чередующихся толщ вулканических продуктов и льда. В окрестностях памирского озера Каракуль, а особенно на Новосибирских островах, лед переслаивается с землистыми горизонтами.

14. Опыты классификации льдов. Первый, кто предложил рассматривать лед как объект петрографического характера, был П. Н. Чирвинский. Впоследствии такую же идею выдвинул и А. Добровольский (Dobrowolski, 1923, 1931), который определяет лед как горную породу мономинеральную, кристаллическую, очень чистую, самую поверхностную, весьма нестойкую и всегда более или менее метаморфизованную. Приводим в сокращении общую схему его классификации.

1. Магматические ледяные породы
(т. е. образовавшиеся в результате замерзания воды)

А. Породы, возникшие из непрерывной «магмы», не разбитой на капли:

а) *ледяная кора* — лед, образующийся на поверхности сравнительно спокойной воды (на озерах, реках с медленным течением и в полярных морях);

б) *лед потоков* — формируется в недрах неспокойных текучих вод (шорох, шуга, сало);

в) *донный лед* — зарождается на дне водотоков, а затем всплывает.

Б. Порода, возникшая из воды, разделенной на капельки.
Сюда относится *горная изморозь*, образующаяся в результате соприкосновения капелек воды (облаков) с охлажденными вершинами гор (речь идет, по-видимому, о зернистом налете или зернистой изморози, см. § 10. — *С. К.*).
В. Смешанная горная порода — *почвенный лед.*

II. Осадочные ледяные горные породы

а) *снежный покров,*
б) *фирновый снег* (фирн),
в) *фирновый лед,*
г) *глетчерный лед.*

Группа II для гляциолога представляет наибольший интерес.

Очень подробную классификацию льдов разработал В. И. Вернадский (1933а). Он выделил 485 видов воды, а впоследствии высказал мнение, что число видов не менее 531, а вероятно, и еще больше. Самой крупной классификационной единицей является подгруппа (их три: I — твердые фазы воды, II — газообразные фазы природных вод, III — жидкая природная вода). Схема Вернадского хорошо оттеняет многообразие ледовых образований, но она громоздка и отчасти искусственна: озерный лед попал в два разных подразделения, наледи отнесены только к текучим водам (тогда как бывают еще наледи озерные и грунтовые), пещерный лед включен в подцарство наземных вод, лед озер и рек оказался в одном подцарстве с ледниковым льдом и т. п.

В 1934 г. опубликовал свою классификацию В. Паульке (Paulcke, стр. 259):

I. Гидропагетальные ледяные образования (от греч. pagos — лед) — водный лед, кристаллизуется из жидкой воды.
II. Аэропагетальные ледяные образования — кристаллизуются в свободной атмосфере (снег).
III. Хиональные ледяные образования (от греч. chion — снег, лежащий на земле, т. е. снежный покров) — возникают из осажденных на землю аэропагетальных льдов.
IV. Динамопагетальные льды — возникают из хиональных под действием динамометаморфизма (глетчерный лед).

Каждую группу, кроме I, автор делит на подгруппы, снабжая их тоже сложными греко-латинскими названиями: нифетальный лед (падающий снег, возникший в свободной атмосфере), псилопагетальный лед (ожеледь) и т. п. (стр. 260—262). Однако, если отвлечься от мудреной терминологии, классификация сама по себе вряд ли может вызвать серьезные возражения.

Основная черта классификации Н. И. Толстихина (1936) — включение всех видов льда в группу осадочных пород. Для тех категорий, которые А. Добровольским отнесены к «магматическим» льдам, Толстихин предлагает название «осадочная вверх порода»: подобно тому как из растворов

выпадают соли вниз, так и из воды выпадают кристаллы льда вверх.

Мне в свое время казалось, что все льды удобно разбить на две группы: льды гидрогенные, т. е. произошедшие из воды, и льды атмогенные, т. е. возникшие в атмосфере (Калесник, 1939, стр. 21). Теперь вряд ли стоит этой схемы придерживаться: в ней обе части оказались построенными по разным признакам: одна — по генетическому (гидрогенный лед), другая — по месту возникновения (атмогенный лед). Однако термин «гидрогенный» можно использовать в других классификациях.

Классификация Б. П. Вейнберга (1940, стр. 16) опирается на физико-генетический принцип. Автор различает: 1) лед сублимационный (генезис: переход водяного пара в твердое состояние), 2) лед конжеляционный (образуется путем замерзания жидкой воды), 3) лед режеляционный (возникает при смерзании элементов сублимационного и конжеляционного льда).

Наиболее совершенная генетическая классификация ледяных горных пород принадлежит П. А. Шумскому (1955). Автор, отправляясь от общей схемы Б. П. Вейнберга, сильно детализирует ее и выделяет 28 видов пород, объединенных в подгруппы, а затем — в группы. Все льды отнесены к трем группам: 1) конжеляционные льды, 2) осадочные льды, 3) метаморфические льды.

В § 15—23 мы рассмотрим эти группы подробнее. Термин «конжеляционный» заменен нами более кратким и благозвучным словом «гидрогенный».

15. Гидрогенные льды. К ним относят льды водоемов, ледяной дождь, град и крупу; в отношении града и крупы это не вполне верно, так как происхождение их смешанное (см. § 10).

На ледниках гидрогенные льды возникают в озерках и ручьях, заполняют иногда трещины, на обрывах создают натеки, а в толще льда иного происхождения — разнообразные прослойки и т. д. Но в целом они в жизни ледников занимают скромное место. Поэтому мы рассмотрим только образование ледяного покрова спокойных вод, отсылая за другими случаями к работе П. А. Шумского (1955, стр. 150—238).

Спокойная вода начинает замерзать при известном переохлаждении. Тогда на ее поверхности зарождаются и затем растут изолированные скелетные кристаллы льда. Если при этом главная ось кристалла располагается горизонтально — вырастает длинная ледяная игла, если ось вертикальна — растет звездочка или пластинка. В конце концов все отдельные кристаллики смыкаются, и водоем оказывается под сплошным, хотя и тонким, первичным слоем льда.

После образования сплошного покрова разные кристаллы попадают в неодинаковые условия дальнейшего роста. В наиболее благоприятном положении будут кристаллы с перпендикулярными к первичному слою осями: им ничто не мешает вытягиваться кверху, они развиваются быстрее, чем другие кристаллы, имеющие иной наклон осей; росту этих других кристаллов в направлении их осей (вбок и вкось) препятствуют соседи. Таким путем беспорядочная ориентировка кристаллов, присущая начальной стадии отвердевания воды, когда кристаллические зародыши еще не соприкасались и друг друга взаимно не стесняли, становится упорядоченной. И в ледяном покрове водоема все кристаллы расположены своими осями параллельно, напоминая пачку вертикально поставленных шестигранных карандашей.

16. Осадочные льды. К осадочным льдам относится *снежный покров*, т. е. смесь льда и воздуха (иногда с примесью жидкой воды и органических и неорганических частиц). Средняя плотность свежего снега около 0,06. Принимая, что плотность льда в 15 раз больше, нетрудно заключить, как много воздуха в молодом снегу (см. табл. 3). Однако по весу в снежном покрове, конечно, преобладает лед.

Таблица 3

Содержание льда и воздуха в снежном покрове разной плотности (Кузьмин, 1957, стр. 6)

Плотность снега	0,01	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60	0,70
Объем воздуха (пористость) . . .	0,989	0,945	0,891	0.782	0,672	0,563	0,455	0,345	0,235
Объем льда .	0,011	0,055	0,109	0,218	0,328	0,437	0,545	0,655	0,765

Есть несколько разновидностей только что выпавшего сухого снега: рыхлый, но связный и несыпучий, из снежинок разной формы и размеров; несвязный пушистый — из крупных, но тонких звездочек и пластинок; несвязный — из пластинок и звездочек до 5 мм в поперечнике; скопление бесформенных крупинок, палочек, ледяных игл и очень мелких звездочек. Плотность молодого сухого снега 0,01—0,10. Ветер силой 5 м/сек его уже переносит. Гонимые током воздуха, снежинки катятся, ломаются, превращаются в пыль и, забиваясь в поры и мелкие неровности снежного покрова, цементируют его. При скорости ветра 6—8 м/сек снег переносится по поверхности снежного покрова струями (поземка). Более силь-

ный и порывистый ветер поднимает поземковый снег иногда на десятки метров и переносит его в виде облака снежной пыли (Анисимов, 1958).

Колебания плотности сухого снега зависят от размеров снежинок: мелкие укладываются теснее, чем крупные. Метелевый снег уплотняется давлением ветра и изменением той же «упаковки» снежинок благодаря переносу ветром. Дальнейшие изменения плотности связаны уже с оседанием, перекристаллизацией и нарастанием высоты снежного покрова.

Пушистый снег, легший на землю в безветренную погоду, и метелевый снег, отложившийся при ветре, — это главные фации снежного покрова как осадочной породы.

Снег не всегда падает сухой. Бывает сырой снег (плотность 0,08—0,15), по-видимому, с пленочной водой (так как заметных простым глазом капель воды на снежинках нет), а также мокрый снег. Последний, выпадая нередко хлопьями, состоит из снежинок, потерявших форму из-за таяния, и в нем всегда есть капельки воды. Плотность его 0,20 г/см³ и выше, и ветром он не переносится (Анисимов, 1958).

Снег как осадочная порода отличается весьма эфемерным существованием. Не успеет он отложиться, как в нем возникают процессы, переводящие его в разряд метаморфической породы.

Для общей характеристики снежного покрова полезно знать его плотность, пористость, влажность и твердость.

Плотность снега есть отношение массы снега к ее объему. На практике плотность определяют через удельный вес. Проба берется градуированным металлическим цилиндром известного сечения. Объем пробы устанавливают по высоте столбика снега в цилиндре. Затем пробу взвешивают при помощи чувствительных весов и берут отношение веса пробы к объему.

Пористость (n) снежного покрова есть отношение объема включенного воздуха к общему объему образца снега, или, что то же, суммарный объем всех пор (воздушных промежутков между кристаллами) в процентах от общего объема образца снега:

$$n = 100\left(1 - \frac{\rho}{\rho_0}\right),$$

где ρ — плотность снега, ρ_0 — плотность льда.

Влажностью снега называют содержание в образце снега (весом m граммов) жидкой воды (w граммов), удерживаемой в капиллярах. Рекомендуется определять w калориметрическим способом. Берут термос емкостью 0,5 л, вставляют туда термометр с делениями в 0,1° и наливают M см³ тепловатой воды, температура которой t. Затем кладут в воду пробу снега (весом m). Когда снег полностью растает, измеряют окончательную температуру смеси t^1. Обозначив через μ количество воды, эквивалентное растаявшему снегу, получаем:

$$(M + \mu)(t - t^1) = mt^1 + m(1 - w)L,$$

где L — скрытая теплота плавления льда (79,7 кал/г).

Другой способ определения предложил В. Амбах: в снег вводят плоский конденсатор и измеряют его емкость, которая зависит от содержания жидкой воды в снегу.

Твердость снега определяют при помощи набора конусов разного веса (10, 60 и 300 г) и с разными углами при вершине (30° и 60°). Конус устанавливается острием на поверхности снега, затем нитку, привязанную к основанию конуса, отпускают, и прибор под собственной тяжестью погружается в снег. Глубина погружения определяется или по шкале, нанесенной на поверхность конуса, или по диаметру углубления в снегу. Твердость H (сопротивление погружению) вычисляют как отношение веса конуса к вытесненному им объему снега. Сравнимый материал получается при измерении одним и тем же конусом (Анисимов, 1958).

Если P — сила, приложенная для вдавливания конуса (в нашем случае — вес самого конуса), h — глубина его погружения, α — половина угла при вершине конуса, то

$$H = \frac{P}{\pi h^2 \operatorname{tg}^2 \alpha}.$$

Для определения твердости и вместе с тем плотности снега применяют также «трамбовочный» или копровый зонд (нем. Rammsonde) (см. Bull, 1956; Карташов, 1960 а).

17. Внутренние факторы метаморфизма ледяных пород. Побудительная причина метаморфизма всякой горной породы — несоответствие ее строения тем условиям, в какие она попадает. Приспособление к этим условиям может протекать за счет внутренних и за счет внешних источников энергии. Молекулярные процессы идут при этом так, чтобы создать систему с наименьшей свободной поверхностной и внутренней энергией.

Стремление одиночного кристалла льда к минимуму поверхностной свободной энергии осуществляется приближением его к шарообразной форме, т. е. путем его округления. Для льда как горной породы принцип минимума свободной энергии означает уменьшение количества кристаллов, как если бы вся масса льда приобрела тенденцию превратиться в один кристалл. Этот процесс называется *собирательной перекристаллизацией* (Шумский, 1955, стр 250).

Перекристаллизация, определяемая поверхностной энергией, может происходить в твердой фазе (рекристаллизация), либо с переходом через парообразную фазу (сублимационная перекристаллизация), либо с переходом через жидкую фазу (режеляционная перекристаллизация).

Рекристаллизация идет обычно при отрицательных температурах. Суть ее в том, что молекулы с кристаллической решетки одного кристалла перескакивают на решетку плотно примыкающего к нему соседнего. Причина: в соприкасающихся кристаллах молекулярные силы стремятся к параллельному расположению кристаллических решеток, т. е. к замене двух решеток одной. Крупные кристаллы постепенно приспосабливают решетки смежных меньших кристаллов к своей; когда параллельность достигается — мелкий кристалл сливается с крупным. Крупные кристаллы, таким образом,

растут за счет мелких. Однако не всегда. Если оси обоих кристаллов наклонены к плоскости их соприкосновения (раздела) одинаково, обмен молекулами в этой плоскости не влечет изменений, так как вещество располагается симметрично. Но если ось одного кристалла параллельна плоскости раздела, а ось другого образует с этой плоскостью угол, то первый кристалл, независимо от своих размеров, будет притягивать к себе частицы второго.

Сублимационная перекристаллизация — это переотложение вещества между несоприкасающимися поверхностями кристаллов через парообразную фазу. Она возникает, когда в массе льда есть температурные различия. Где температура выше — больше и упругость насыщающего пара над льдом; в холодных слоях породы эта упругость меньше. Водяной пар перетекает от более теплых горизонтов к более холодным. Отток его из теплых слоев создает там недосыщение, стимулирующее испарение льда; пересыщение в холодных горизонтах влечет здесь переход водяного пара в лед.

Сублимационная перекристаллизация может развиваться и в изотермической обстановке, так как упругость насыщающего пара над кристалликами разных размеров (с поверхностями разного радиуса кривизны) тоже различна. Чем меньше кристаллик, тем меньше сила его поверхностного натяжения, тем слабее он удерживает на себе молекулы, тем легче испаряет и тем больше над ним упругость насыщающего пара. Следовательно, даже в отсутствие разности температур водяной пар должен перетекать от малых кристаллов к большим, а на одном и том же кристалле — с его выступов на гладкие поверхности и впадины. В первом случае — рост крупных кристаллов за счет мелких вплоть до исчезновения последних; во втором — округление кристалла, так как возгонка снимает вещество с выступающих частей, а сублимация отлагает это вещество в вогнутых частях*.

Очевидно, что возгонка, сопровождаемая расходом тепла, и сублимация, при которой тепло выделяется, влияют на тепловой режим породы, ослабляя в ней температурные различия: холодные горизонты из-за сублимации нагреваются, а более теплые из-за возгонки становятся холоднее. Тем самым создаются условия для затухания сублимационной перекристаллизации.

Ход *режеляционной перекристаллизации* таков: лед под влиянием положительной температуры (или при отрицательной температуре под давлением) плавится в одном месте, об-

---

* Однако роль кривизны поверхности кристаллов в сублимационной перекристаллизации не нужно переоценивать. Кривизна имеет значение лишь при очень малых размерах кристаллов.

разовавшаяся вода перемещается внутри породы в другое место и там в порах или полостях вновь замерзает, превращаясь в гидрогенный лед. Если режеляционная перекристаллизация вызвана талыми водами, поступающими в поры ледяной породы сверху, то изменение породы идет очень быстро: кристаллы округляются оплавлением их выступающих частей, а мелкие кристаллы даже полностью переплавляются.

Явление *режеляции* (буквально — «повторного замерзания»), открытое еще М. Фарадеем, состоит в смерзании в одну глыбу двух приведенных в соприкосновение кусков льда с *намоченными* поверхностями вследствие отвердевания жидкой пленки между ними. Но куски льда смерзаются и «всухую», т. е. при низких температурах, по причине рекристаллизации или сублимации льда между ледяными поверхностями. Лед не срастается только при очень низких (ниже —100°) температурах (Песчанский, 1951, стр. 21). Таким образом, режеляция — это лишь один из способов смерзания льда, и полностью отожествлять ее с процессом смерзания вообще, как это иногда делают, нельзя.

Поскольку лед — кристаллическое вещество, в нем к минимуму стремится не только свободная поверхностная энергия, но и внутренняя свободная энергия. Последняя связана с напряженным состоянием тела*. Для вещества, находящегося в состоянии напряжения, стремление к минимуму свободной энергии означает стремление к ослаблению напряжения. Оно и осуществляется обычно перекристаллизацией**.

Все виды перекристаллизации льда, вызванные внутренней свободной энергией напряженного состояния, называются *паратектонической перекристаллизацией* (Шумский, 1955, стр. 256). Паратектоническая перекристаллизация, стало быть, есть один из путей приспособления породы к деформации.

Как это приспособление происходит? Если напряжение не превышает предела упругости (см. § 27), то на напряженных участках лед плавится с переносом воды на ненапряженные участки и последующим там ее замерзанием, либо испаряется, с переносом пара к ненапряженным участкам и последующей его сублимацией. Если же предел упругости перейден и деформация становится пластической (см. § 27), тогда перемещаются один относительно другого целые кристаллы, либо в самих кристаллах возникают скольжения по внутренним их плоскостям. Кристаллы, с которых напряжение частично снято, получают возможность роста в ущерб более

---

* Когда внешние силы, приложенные к телу, стремятся вызвать в нем деформацию, т. е. изменить его форму и размеры, тело вследствие реакции внутренних сил переходит в напряженное состоиние. Его внутренняя энергия при этом увеличивается (путем увеличения потенциальной энергии).

** По М. Деморесту (Demorest, 1953), происходит так называемая «мгновенная рекристаллизация» (instantaneous recrystallization), т. е. внезапная перестройка кристаллической решетки, снимающая напряжение. Эта гипотеза требует проверки.

напряженным, средний размер кристаллов в объеме льда увеличивается, а их общее число уменьшается.

Под действием весьма значительных напряжений изогнутые кристаллы дробятся, распадаясь на более мелкие (полигонизация).

18. Внешние факторы метаморфизации ледяных пород. Причиной изменения вещества бывает, помимо его внутренней энергии, также внешнее тепловое или механическое воздействие. Приток энергии извне имеет следствием увеличение запасов свободной энергии в породе.

Одна из важнейших причин метаморфизма — усиление направленного давления, которое может вызвать катаклаз, т. е. растрескивание и разлом отдельных кристаллов, не нарушающие, впрочем, связности породы. Обломки, перемещаясь по плоскостям разрывов внутри ледника, дробятся и перетираются дальше (милонитизация).

В случае сильного и быстро нарастающего давления значительные участки ледяной породы плавятся, а затем, когда избыток давления исчезает, талая вода опять замерзает.

Плавление и повторное замерзание возникает и как тепловой эффект трения при движении масс льда по внутренним плоскостям скалывания.

19. Общее подразделение процессов метаморфизма ледяных пород. Снег и лед как горные породы существенно несхожи. Главное отличие: в снегу воздушные полости (поры, скважины) сообщаются друг с другом и с наружным пространством. Это допускает в толще снега передвижение воздуха, водяного пара и жидкой воды. Во льду же такие полости закупорены, разобщены, и лед, если он не рассечен трещинами, для воды и воздуха непроницаем.

В процессе метаморфизма беспорядочное пористое скопление снега превращается сначала в непроницаемое для воды и воздуха сплошное скопление ледяных кристаллов. Затем лед изменяется дальше, но уже иначе, чем на стадии перехода снега в лед. Поэтому превращение снега в лед и метаморфизм льда лучше рассматривать порознь.

Превращение снега в лед слагается из таких стадий: 1) перерождение снежного покрова без воздействия на него высокой температуры, которая могла бы вызвать заметное таяние, и без высокого давления, которое могло бы уничтожить пористую структуру снега (такое перерождение называется *диагенезом*); 2) превращение снега в фирн; 3) превращение фирна в лед. Характер стадий сильно зависит от того, идет ли процесс с участием или без участия таяния и последующего замерзания. В первом случае имеем так называемый «теплый» метаморфизм, во втором — холодный. Терми-

ны эти не очень удачны, оттого их нередко (особенно первый) берут в кавычки. Я полагаю, что в отношении льда лучше говорить о *влажном метаморфизме* (с участием жидкой воды) и *сухом метаморфизме* (только в твердой и газообразной фазе).

20. Диагенез снежного покрова. Главная роль в диагенезе снежного покрова принадлежит: 1) сублимационной перекристаллизации, 2) оседанию снега, 3) режеляции.

В скважинах снежной толщи воздух почти всегда насыщен водяным паром (так как в снегу велика суммарная внутренняя поверхность), но упругость пара над поверхностями малой кривизны меньше, чем над ребрами, лучами и выступами. Следствие: миграция пара. Вещество, испарившееся с выступов, отлагается на вогнутостях кристаллов. В результате — округление слагающих снежный покров снежинок, распад их (независимо от их формы) на крупинки размером менее 0,5 мм (мелкозернистый снег).

Округленные зерна укладываются теснее, чем богатые разными выступами первичные снежинки. Результат: оседание снега (фр. tassement, англ. compaction, исп. apisonamiento), сопровождаемое его уплотнением. Оседание идет особенно быстро в первые 2—3 недели после отложения снега.

Что влияет на оседание снега помимо перекристаллизации? Очевидно, тяжесть вновь выпавших твердых осадков. Однако, если их давление не больше 10—20 кг/м^2, они не усиливают оседания нижележащего, даже рыхлого (плотностью 0,15) слоя.

Распространен взгляд, будто на скорость оседания снежного покрова влияет прессующее действие ветра. Ошибочность этого мнения доказана М. И. Анисимовым (1958, стр. 39). Механизм воздействия ветра иной: проникая в толщу снега, он изменяет там температуру, упругость водяного пара, переносит пар из слоя в слой, т. е. ускоряет перекристаллизацию и этим путем содействует оседанию.

Вследствие сближения крупинок, вызванного оседанием, снежный покров смерзается: на смену рыхлой смеси снежинок приходит связный слой.

Полная потеря снежинками своих первоначальных форм и, следовательно, завершение сублимационного округления кристаллов знаменует окончание ранней стадии диагенеза и переход к поздней. Характерные черты поздней стадии: оседание снега становится медленнее, хотя и не прекращается (так как поверх прежнего снега продолжают отлагаться новые слои осадков), вступает в действие собирательная сублимационная перекристаллизация: крупинки льда растут (большие за счет малых) и превращаются в прозрачные уг-

ловатые ледяные зерна размером 2—3 мм, напоминающие в массе сахарный песок (Анисимов, 1958).

По причине теплоизоляционных свойств снега внутри него образуется разность температур, побуждающая водяной пар к миграции из более теплых горизонтов в более холодные.

Движение водяного пара из слоя в слой может иметь два практически схожих следствия: разрыхление более теплых горизонтов из-за выноса отсюда вещества в форме пара; восстановление (регенерация) в слоях, сквозь которые пар просачивается, огранки кристаллов на округленных зернах, что приводит к образованию так называемого *глубинного инея* (иначе: глубинной изморози, «сагового снега», снега-плывуна) (depth hoar, Schwimmschnee, исп. escarcha profunda). Глубинный иней — скопление прозрачных кристаллов, имеющих форму четырех- и шестиугольных пластинок, призм-иголочек, бокальчиков (пустотелых пирамидок), половинок продольно разрезанной пустотелой шестигранной призмы, шестигранных монолитных пирамид и монолитных призм в комбинации с пирамидой и т. д. (Тушинский, 1949; Тушинский и др., 1953; Анисимов, 1958). Размеры кристаллов — до 10 мм и больше, и все они в совокупности образуют весьма непрочный, рыхлый агрегат. Слой глубинного инея выносит давление, перпендикулярное к его поверхности, до 0,7 кг/см^2, но почти не сопротивляется боковому одностороннему усилию (параллельно первичному залеганию пласта), выдерживая в этом случае нагрузку всего 0,01—0,02 кг/см^2 (Тушинский и др., 1953). Вот почему снег, лежащий на крутом склоне, особенно легко обрушивается в форме лавины, если в нем есть горизонт глубинного инея.

Горизонты разрыхления в снежной толще приводят к тому, что она наряду с нормальным постепенным оседанием испытывает иногда и резкую, почти мгновенную осадку, когда нижний непрочный слой перестает выдерживать тяжесть более плотных верхних. Площадь оседания захватывает десятки и сотни квадратных метров, хотя смещение по вертикали — всего несколько миллиметров. Скачкообразная осадка снега сопровождается гулом, похожим на отдаленные раскаты грома.

Образованию горизонтов разрыхления способствуют значительные колебания температуры (ускорение перекристаллизации) и отсутствие больших, раздавливающих нагрузок. Следовательно, горизонты эти располагаются не на очень большой глубине от поверхности.

Если на поверхности снежного покрова появится вода (таяние, дождь), она сначала удерживается в капиллярах снежной массы. Свежий снег может удержать до 30% воды, старый — до 15%. Из снега, насыщенного влагой до указан-

ных пределов, вода начинает «выжиматься» вниз и, достигнув более холодных горизонтов, замерзает (режеляция).

Режеляция господствует в развитии диагенеза по типу влажного метаморфизма, хотя при этом не исключаются ни оседание, ни испарение, ни сублимация.

Оседание и сублимационная перекристаллизация преобладают зато при сухом метаморфизме. Мы видели, что процессы эти имеют противоположные следствия: один — уплотнение, другой — разрыхление породы. Если свежий снег подвергается действию сравнительно высокой температуры и испытывает большую нагрузку (частые и обильные снегопады, обычные для морского климата), то развитие его в целом идет в сторону уплотнения, и со временем он делается мелкозернистым, твердым, мало пористым, плохо проницаемым для воды и воздуха. При низких температурах и малой нагрузке (в холодном и малоснежном климате) снег уплотняется незначительно, и его развитие пойдет по типу разрыхления, с превращением в грубозернистый, среднепористый и проницаемый для воздуха снег. Следы обоих типов превращений можно, впрочем, найти и в одной и той же снежной толще, но в разных ее горизонтах: это свидетельствует о смене условий погоды в период диагенеза снега.

Следует помнить, что разрыхлению, возникающему при диагенезе, неизбежно суждено исчезнуть на следующих этапах метаморфизма, так как любой снег, если он существует достаточно долго, обязательно превращается в плотный лед.

Какова зависимость между толщиною снежного покрова и его плотностью? Л. Гольд, проводивший исследования в районе Оттавы, пришел к заключению, что, когда снег не тает, произведение его плотности на толщину его слоя есть величина приблизительно постоянная. Иначе: мощность слоя меняется обратно пропорционально плотности слагающего его снега (Journ. of Glaciol., № 23, 1958, стр 222). По Э. Зорге, на полярных ледниках, где таяние летом незначительно или вовсе отсутствует, плотность снега зависит только от давления (вышележащих слоев). Следовательно, плотность снега на данной глубине от поверхности со временем не меняется, если остаются постоянными условия его аккумуляции. Г. Бадер (1954, стр. 319) выразил этот закон в виде функции $\rho = f(h)$, где ρ — плотность снега, h — глубина от поверхности снега и где, как видим, не содержится указания на время (возраст). Наибольшая плотность, какую снег может приобрести под действием давления, не превышает, вероятно, 0,70 г/см³.

К. Абе вывел приближенную логарифмическую зависимость между плотностью и глубиной снежного покрова (Вейнберг, 1940, стр. 243):

$$\lg \rho = \lg 0{,}1851 + 0{,}00545h.$$

Все изложенное отражает лишь общую тенденцию изменения плотности снега с глубиною. Как мы уже знаем, бывают местные увеличения плотности, связанные с особенностями диагенеза, а иногда с наличием внутри пласта снега и на нем *ледяных корок* и пленок.

Корки на поверхности снега возникают в результате ее замерзания после дождя, мороси, оттепели или выпадения мокрого снега, а также под

воздействием солнечных лучей, которые сплавляют снежинки и делают снежный покров сверху лакированным («солнечная корка»).

Причина образования ледяных корок (прослоев) внутри снежной толщи; замерзание просочившейся в глубь талой воды, либо замерзание поверхности сырого или мокрого снега, засыпанной впоследствии сухим снегом.

21. Превращение снега в фирн. Слово *фирн* (нем. Firnschnee, англ. firn. фр. névé, исп. neviza) происходит от немецкого fern, что значит «прошлогодний». Следовательно, речь идет о снеге предыдущего года или предыдущих лет, измененном по сравнению с более молодым.

Объем понятия «фирн» определен недостаточно четко. Одни обозначают этим именем снег, утративший в ходе перерождения внешние кристаллографические формы (Тушинский и др., 1953), и выделяют, кроме того, еще *фирновый лед* — конгломерат крупных ледяных зерен, скрепленных белесоватым ледяным цементом, состоящим из льда и большого количества воздуха. По Л. Ллибутри (Lliboutry, 1956a, стр. 61), фирном надо называть снег плотностью более 0,55, с округленными зернами диаметром свыше 0,6 мм. Д. Чарлзворт (Charlesworth, 1957, стр. 29) тоже различает фирн и фирновый лед, но точной границы между ними не проводит, указывая лишь, что последний (glace de névé, firn ice) состоит из округлых, не свыше 2 мм, зерен, с большим количеством воздуха между ними, заключенного в несообщающихся промежутках. Кубометр фирнового льда весит 500—600 кг. Р. Шарп (Sharp, 1951a) определяет фирн как зернистый снег, плотность которого больше 0,4, но меньше 0,82—0,84. Наконец, М. Мейер (Meier, 1962) предлагает называть фирном вещество ледника, уцелевшее к концу сезона таяния и оставшееся проницаемым для воды.

Разноречия эти проистекают от того, что фирн бывает разного происхождения. Общий диапазон плотности фирна различного генезиса довольно точно определен Р. Шарпом. Исследования П. А. Шумского тоже показали, что плотность фирна, в зависимости от его генезиса, колеблется от 0,35 до 0,80 (см. ниже).

Превращение снега в фирн называется *фирнизацией* (англ. firnification). Однако некоторые авторы относят к фирнизации и все те процессы, которые мы описали выше под названием диагенеза (Кузьмин, 1957, стр. 11), а другие включают сюда, в сущности, всю совокупность процессов метаморфизма осадочных льдов — превращение скоплений снежинок в ледниковый лед (Seligman, 1936, стр. 103).

При сухом метаморфизме отличие фирнизации от диагенеза обусловлено накоплением поверх снежного покрова новых слоев твердых атмосферных осадков. Они все силь-

нее давят на нижние слои, предохраняют их от колебаний температуры и уплотняют. Происходит уменьшение общего объема пор, сопровождаемое уменьшением воздухопроницаемости. Чем меньше число и размеры промежутков между зернами, тем чаще зерна льда вступают в непосредственный контакт. Оттого главная роль в метаморфизме переходит к рекристаллизации, для которой как раз и необходимо соприкосновение кристаллов. Возрастающее по мере накопления осадков давление ослабляет, а затем и вовсе пресекает сублимационные процессы, — значит, и сублимационную перекристаллизацию, ибо свободная поверхность кристаллов, необходимая для сублимации, сокращается. И если снежный покров в холодном климате развивался вначале по пути разрыхления, то растущая нагрузка сверху переводит его в русло развития по типу уплотнения. Превращение снега в фирн при отрицательных температурах требует большого давления, т. е. значительной аккумуляции снега.

Фирн, возникший в обстановке преобладания процессов рекристаллизации, называется *рекристаллизационным фирном.* Его плотность от 0,49 до 0,80 г/см^3.

Весьма ускоряется фирнизация снега при влажном метаморфизме. Так как главная роль здесь принадлежит режеляции, то диагенез и фирнизация протекают практически одновременно.

Когда снег тает, вода сначала не уходит из тающего слоя (см. § 20), заполняя капилляры и образуя вокруг снежинок пленки. Первое следствие: режеляционное округление кристаллов, превращение их в почти шарообразные зернышки (ибо лучи, углы и ребра снежинок оплавляются, а во впадинах между основаниями лучей вода замерзает), уменьшение их диаметра, нарушение механической связи между снежинками, поскольку исчезли лучи и выступы, коими они цеплялись друг за друга. В связи с этим второе следствие: сильное оседание (стало быть, и уплотнение) снега, чему, кстати, способствует наличие облегчающих скольжение водных пленок между зернами.

Одновременно с округлением кристаллов и оседанием снега мелкие зерна вовсе расплавляются, а крупные за их счет увеличиваются в размерах и стремятся расположить свои главные оси вертикально (объяснение последнему явлению пока не дано).

При пересыщении верхних горизонтов влагой излишек ее опускается вглубь и, встретив слои с отрицательной температурой, замерзает, выделяя скрытую теплоту.

Чередование таяния и замерзания, которое происходит прежде всего в верхних слоях снежного покрова (зимою, например, снег в ясную погоду в середине дня тает, а талая во-

да ночью вновь отвердевает), особенно быстро изменяет и плотность, и структуру этого покрова.

Фирн, возникший при господстве режеляционных процессов, называется *режеляционным фирном*. Плотность его от 0,35 до 0,60 г/см³, а в среднем 0,45—0,50 г/см³.

Сколько нужно времени для превращения снега в фирн? Это зависит, очевидно, от типа процессов метаморфизма, а последний в значительной мере определяется климатом. Особенно важно при этом наличие или отсутствие таяния снега в период существования снежного покрова. В Чилийских Андах для образования фирна требуется 4 месяца, в Альпах и в Заилийском Алатау — 1 год, в южной Аляске — 4 года, в Гренландии — 20 лет.

22. Превращение фирна в лед. Превращение фирна в лед считается завершенным, когда в фирне исчезают все поры, остатки их становятся пузырьками воздуха, плененными во льду, и кристаллы льда срастаются по причудливо извилистым «швам».

Образование льда при сухом метаморфизме достигается дальнейшим уплотнением фирна под тяжестью новых накапливающихся слоев. Вследствие возрастающей нагрузки на породу ее зерна, приведенные этим в напряженное состояние, стремятся к ослаблению напряжения: лед отвечает на давление и движениями зерен друг относительно друга (что, впрочем, затруднено при плотности 0,5—0,6 г/см³, когда зерна сильно сближены), и пластическими деформациями кристаллов (см. § 27). Самые мелкие открытые поры в фирне замыкаются под давлением 1,2 кг/см², и переход холодного фирна в лед происходит при достижении плотности не более 0,8 г/см³ (Шумский, 1955, стр. 287). По М. Перутцу и Г. Селигмэну, плотность 0,83 — это рубеж между фирном и льдом в холодных фирновых областях альпийских ледников. На шельфовом леднике Модхейм (Антарктида) установлено, что на глубине 58 м от дневной поверхности поры в фирне еще сообщаются между собою, а на 66 м — уже не сообщаются; следовательно, превращение фирна в лед произошло в промежутке 60—65 м, которому отвечает плотность фирна 0,83 г/см³ (Schytt, 1958в, стр. 147).

Лед, возникший в ходе сухого метаморфизма (*первично-рекристаллизационный лед*, по П. А. Шумскому), отличается от фирна лишь отсутствием пор и более высоким давлением воздуха в пузырьках; он богат воздухом и сравнительно мелкозернист (1—3 мм).

Основные процессы образования льда из режеляционного фирна (т. е. при влажном метаморфизме): 1) оседание и паратектоническая перекристаллизация фирна, 2) инфильтрация и замерзание талой воды. Второй процесс про-

исходит, когда фирн, сильно промерзший зимою, летом энергично тает; если запас холода в фирне велик, а воды поступает много, то и формирование льда при помощи инфильтрации (т. е. просачивания воды в поры, занятые воздухом) протекает ускоренно. В случае слабого зимнего промерзания и незначительного летнего таяния изменение фирна идет преимущественно по первому пути.

В итоге режеляционный фирн дает начало двум видам льда: 1) инфильтрационно-рекристаллизационному, сравнительно мелкозернистому (4—10 мм), плотностью 0,82—0,84 г/см^3, со множеством разнообразной формы пузырьков воздуха и с беспорядочно ориентированными кристаллами; 2) инфильтрационному — плотностью около 0,88—0,89 г/см^3; главные оси зерен ориентированы перпендикулярно к поверхности слоев, поперечник зерен от 0,5 до 2,5 см (Шумский, 1955, стр. 305—306).

Продолжительность процесса превращения фирна в лед зависит от условий температуры и величины аккумуляции снега. Сравнительно редко превращение завершается в несколько лет, в отдельных случаях — например, на Центральном Туюксуйском леднике в Заилийском Алатау — за 1—2 года (Макаревич и Токмагамбетов, 1961). Обычно же для этого нужно 2—3 десятилетия, а в полярных странах — еще больше. По П. А. Шумскому, в 50 км от Мирного (Антарктида) фирн переходит в лед за 190 лет. В центральных районах Антарктиды на превращение фирна в лед требуется свыше 1000 лет (Котляков, 1961).

23. Метаморфизм льда. Почти единственный вид метаморфизма льда — это динамометаморфизм, т. е. изменение под влиянием большого давления. Причина давления, в основном, — собственный вес льда. Особенно значительны напряжения во льду в тех случаях, когда он движется.

При движении ледников происходит перекристаллизация льда и образуется *вторично-рекристаллизационный лед.* Зерна его неправильной зазубренной формы, ориентированы перпендикулярно к направлению движения и крупнее (до 15 см в диаметре и более), чем в первично-рекристаллизационном льду. Одни кристаллы в движущемся льду подвергаются пластическим, другие — упругим деформациям; первые, обладая меньшей свободной энергией по сравнению со вторыми, увеличиваются в размерах за счет вторых. Зерна не только растут, но и врастают друг в друга, сплющиваются, вытягиваются в направлении движения (рис. 6), а их главные оси стремятся расположиться перпендикулярно к направлению движения. Расти до бесконечности кристалл, конечно, не может. Чем он крупнее, тем большим подвержен

напряжениям, и со временем рост кристалла неизбежно сменяется его раздроблением.

Другие возможные следствия ориентированного давления: плавление значительных участков льда и, когда устраняется избыток давления, замерзание воды; при медленном нарастании давления лед выдавливается в стороны (перпендикулярно давлению), если к тому нет механических препятствий; наконец, в известных условиях порода скалывается, с перемещением одних ее частей относительно других по внутренним плоскостям разрыва; механический и тепловой эффект возникающего при этом трения способствует перекристаллизации.

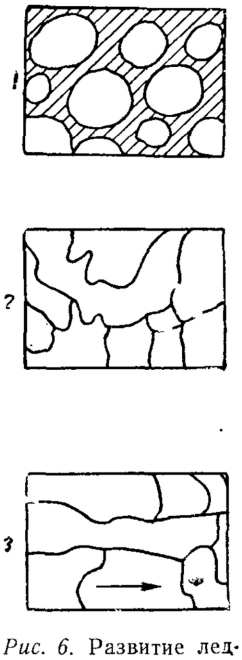

Рис. 6. Развитие ледниковых зерен:

1 — фирн (круглые зерна; много пор, заполненных воздухом); *2* — молодой лед (исчезновение пор; зерна неправильной формы, вросшие друг в друга); *3* — старый лед (зерна вытянуты под действием давления и движения)

24. Плотность ледникового льда. Как мы видели, плотность льда, возникшего путем постепенных превращений из снега, подчас заметно отличается от плотности чистого льда (0,91676 г/см^3). Т. Буткович (1955), определяя методом гидростатического взвешивания плотность одиночных кристаллов из ледника Менденхолл (Аляска), установил, что при —3,5° она составляет от 0,91712 до 0,91728 г/см^3, т. е. практически совпадает с плотностью чистого льда. Но плотность ледникового льда, взятого в массе, меньше. По В. Амбаху (Ambach, 1955), на Хинтерейсфернере плотность льда от 0,860 до 0,910 г/см^3, на леднике Саленаз (исследования Меркантона), в среднем, 0,9059 г/см^3. Согласно П. А. Шумскому (1961, 1963а), на поверхности ледника плотность льда может колебаться от 0,815 до 0,917, а на глубине 4,5 км (предельная известная мощность ледников) доходить до 0,922; из этого следует, что лед почти несжимаем.

По мнению П. Меркантона, для практических целей правильнее округлять плотность ледникового льда до 0,90 вместо обычного округления 0,91, так как льда, вовсе лишенного пузырьков воздуха (сказывающихся на плотности), не бывает. Из других исследований тоже явствует, что прозрачный лед ледников имеет среднюю плотность около 0,90.

Определения плотности льда в полевых условиях можно делать быстро, достаточно точно (±0,2%) и не прибегая к взвешиванию, при помощи специально сконструированного пикнометра. В пикнометр кладут пробу

льда, пустоты между кусочками льда заливают водою. Когда лед растает объем содержимого в пикнометре уменьшится. Уменьшение определяют градуированной стеклянной трубкой. Формула для вычисления плотности льда ρ:

$$\rho = \frac{v_1 - v^+ - \Delta v}{v_1 - v^+}$$

(v_1 — общий объем содержимого пикнометра после таяния, v^+ — объем долитой в пикнометр воды, Δv — уменьшение объема после таяния) (Ambach, 1956, стр. 298).

В. Г. Коновалов (1963) определял ρ (с точностью до 1%) путем погружения пробы льда в мензурку с теплым керосином:

$$\rho = \frac{\Delta v'}{\Delta v}\ г/см^3,$$

где Δv — приращение объема керосина после опускания в него пробы, а $\Delta v'$ — уменьшенное приращение его объема после таяния льда.

Быстрый и тоже достаточно точный ($\pm 0{,}05$ г/см^3) способ определения плотности льда (снега, фирна) основан на измерении ослабления горизонтального пучка гамма-лучей, проходящих сквозь лед. Источником гамма-лучей выбирают радий или кобальт-60. Во льду (или фирне) делают на расстоянии примерно одиого метра две скважины глубиной по 90 см каждая. В одну скважину вставляют трубу, в которой находится радиоактивный изотоп в свинцовом контейнере, — так, чтобы контейнер оказался у забоя. В другую скважину помещают трубу, содержащую датчик (гильзу радиометра, т. е. счетчика гамма-квантов); пульт радиометра — вблизи устья скважиины.

Для определения плотности пользуются либо градуировочными графиками, полученными экспериментально, на которых дана зависимость ослабления гамма-лучей от плотности пронизываемого ими вещества (на оси ординат — деления шкалы радиометра, на оси абсцисс — плотность льда и снега), либо специальными формулами.

Бурение скважины в снегу занимает 1 минуту, во льду — до 5 минут, измерение делается за 1 минуту. Важно, что измерение производится во льду с ненарушенной структурой, с сохранением естественной температуры и давления и с охватом больших объемов вещества. Разумеется, метод требует соблюдеиия всех предосторожностей, какие предусмотрены при обращении с радиоактивными веществами (подробности см. Данилин, 1958; Владимиров и Чернигов, 1958).

А. В. Краснушкин (1961) предложил для измерения плотиости льда метод радиоактивиого каротажа, успешно примененный им в 1959 г. на профиле ст. Восток — Южный полюс. Метод требует заложения всего лишь одной скважины (любой глубины). В скважину опускают источник нейтронов либо источник гамма-лучей. В той же скважине на некотором расстоянии помещается регистратор излучения, обычно разрядный счетчик. Счетчик защищен свинцовым экраном от прямого излучения и регистрирует лишь то излучение, какое рассеивается обратно в скважину при взаимодействии первичного излучеиия с окружающим льдом (фирном, снегом). Концентрация вторичного излучения, достигающего счетчика, указывает на плотность льда.

Измерение плотности этим методом занимало на одном горизонте 1—2 минуты. Точность определения $\pm 0{,}03$ г/см^3.

25. Примеси в ледниковом льду. Ледниковый лед — не абсолютно чистое вещество. В нем имеются минеральные и ор-

ганические примеси, заключенные внутри кристаллов либо между ними.

Нерастворимые твердые включения представлены пылью, в том числе космической, и более крупными минеральными обломками. Поглощая лучистую энергию сильнее, чем лед, они в нем становятся подчас центрами таяния.

Органические включения — это главным образом пыльца растений. Отложения ее имеют годовой ритм, следовательно, могут служить для определения годичных слоев накопления снега. Остатки крупных организмов внутри ледников находят редко. По ним радиокарбоновым методом удается установить возраст погребающего их льда или фирна.

Во льдах осадочного происхождения есть и соли (растворимые в воде минералы). А. Рено (Renaud, 1949, 1952a, 1958), анализируя воду, образованную таянием *на границах* между кристаллами, выяснил, что ее электропроводность в 20—30 раз выше, чем электропроводность воды, получившейся вследствие таяния *самих зерен**. Причина в том, что первая вода — это раствор солей (впрочем, весьма слабый). В нем обнаружены ионы: NH_4, SO_4, Cl, Na, NO_3, а также Ca и Mg. Соотношение разных ионов такое же, как и в дождевой воде или снеге — оттуда они и попали на ледниковые зерна. Общее содержание солей — от 1 до 5 мг на килограмм льда, но распределены они неравномерно, концентрируясь вокруг кристаллов чистого льда, в их периферическом слое, и образуя *солевую оболочку,* или пленку (saline skin). Иногда еще дополнительно они бывают и в вакуолях внутри кристаллов. Таким образом, каждый кристалл — это ячейка со стенками из жидкого раствора солей, который замерзает только при очень сильном охлаждении.

Концентрация солей вокруг зерен дает криоскопический эффект, облегчая таяние на границах зерен и увеличивая содержание воды в промежутках между последними. Во время таяния зерна льда частично освобождаются от своей солевой оболочки; это благоприятствует сращиванию смежных кристаллов.

Соленость солевой оболочки во льду верховьев ледника больше, чем во льду на его конце. По-видимому, как думает Э. Горхэм (Gorham, 1958), обнаруживший это на леднике Стурбре (в Ютунхейме), соли уносятся отсюда талыми водами.

Несмотря на скромную роль солей в леднике, ею не следует пренебрегать. В солях встречаются и радиоактивные изотопы (цезий-137, стронций-90, хлор-35, бериллий-10 и т. д.),

* Автор подвергал зерна льда плавлению слой за слоем, собирал отдельно воду каждого стаявшего слоя и определял ее электропроводность (см. Renaud, 1949). С ледникового зерна словно снимали одну ледяную «рубашку» за другой.

по распаду которых можно судить о возрасте фирна и льда (Renaud, 1958).

Если лед холодный, то в о д а в нем образуется либо вследствие притока тепла, вызывающего таяние, либо вследствие увеличения давления. Жидкая вода в нетающем льду может быть обусловлена и концентрацией солей, понижающей температуру плавления. Количество воды в ледниковом льду — ст 1 до 3%.

Весьма интересны г а з о в ы е в к л ю ч е н и я (воздушные пузырьки). Присутствие в них водорода-3 (трития), кислорода-18 и углерода-14 открывает новые пути исследования динамики ледников: по содержанию трития и С-14 можно датировать возраст слоев фирна и льда*; соотношение в одном и том же образце изотопов О-18 и О-16, сильно зависящее от температуры, при какой выпадают атмосферные осадки (в летнем снеге оно больше, чем в зимнем, см., например, Sharp, 1960), служит средством обособления годичных слоев фирна, независимо от их структурных особенностей; сезонным критерием может служить и содержание дейтерия в слоях фирна.

Во льду ледников от 1 до 11% (по объему) воздуха (Шумский, 1960); по другим данным — от 50 до 100 миллилитров на килограмм льда (Renaud, 1958).

Объем полостей, занятых воздухом, в общем объеме сухого пресного льда без минеральных включений определяется по формуле:

$$n = \frac{\rho_0 - \delta}{\rho_0} 100\%,$$

где: n — пористость, δ — общий объемный вес льда, ρ_0 — удельный вес чистого льда.

Газовые пузырьки возникают во льду главным образом потому, что воздух задерживается между снежинками при аккумуляции снега. Образуются они и замерзающей водою, которая выделяет растворенные в ней газы. Так как газы в воде содержатся в иной пропорции, чем в атмосфере, то и в пузырьках водного происхождения объемные и весовые соотношения между составляющими газами другие, чем в пузырьках атмогенных.

Воздушные пузырьки во льду весьма мелкие, нередко микроскопические. В леднике Маляспина (Аляска) преобладающий их диаметр около 0,1 мм, редко более 1 мм и крайне редко — свыше 3 мм; в кубическом сантиметре льда — около сотни пузырьков (Bader, 1950). В белом гренландском льду

---

* Впрочем, тритий как показатель возраста годен лишь для слоев льда, образовавшихся до 1954 г.; после этой даты нормальные природные закономерности запутаны тритием, возникшим при взрывах водородных бомб.

пузырьки обычно цилиндрические, параллельно расположенные, что придает массе льда волокнистый облик («флюидальная» текстура). Поперечник 0,02—0,18 мм, длина до 4 мм, если пузырьки округлые — до 2 мм. В голубом льду попадаются воздушные включения диаметром и в несколько сантиметров (Scholander and Nutt, 1960).

В ледниках, вся толща которых находится при температуре плавления, пузырьки заперты в дисковидных полостях, занятых, помимо воздуха, еще и очень прозрачной водою — так называемой *водяной сумкой*. Объемы воды и воздуха относятся при этом как 3—6 к 1. Водяные сумки возникают обычно под действием солнечных лучей, проникающих в лед (тепло концентрируется в каждом пузырьке, как в теплице)*.

Кусочек белого ледникового льда, положенный в склянку с водой, тает и шипит: из него под давлением выходит воздух. Давление пузырьков воздуха в толще льда с глубиною возрастает. В ледниках умеренных стран оно может доходить до 10 атмосфер, а в более мощных полярных — до 20. Любопытно, что в гренландских айсбергах у очень близко расположенных друг к другу пузырьков давление различается иногда на 2—5 атмосфер (Scholander and Nutt, 1960).

Иногда лед, содержащий пузырьки воздуха, при быстром ослаблении внешнего давления взрывается. По Стенструпу, для этого достаточно нажать на лед иглой. Известен рассказ В. Баренца о том, как айсберг, возле которого стояло его судно (у побережья Новой Земли), внезапно со страшным шумом разлетелся на сотни кусков, приведя в ужас всех людей на борту. Странствуя в ясные летние дни по леднику, можно уловить слабый, но непрерывный хруст: это разрывают лед заключенные в нем и расширяющиеся от тепла пузырьки воздуха. Звуки, слышимые на леднике при зарождении трещин, отчасти тоже объясняются взрывами воздухом льда, освобождаемого от наружного давления. Каждый ледник, в сущности, — нечто вроде склада взрывчатых веществ. Величина упругости уходящего из пузырьков воздуха — это мерило относительного возраста различных кусков льда: чем старше лед, тем сильнее сжаты в нем воздушные полости.

Высокие давления и большие различия давлений в воздушных пузырьках свидетельствуют, что воздух после «пленения» его льдом не диффундирует и не мигрирует. Это удалось проверить и на опыте. Э. Хеммингсен (Hemmingsen, 1959), изучавший диффузию CO_2 и O_2 сквозь лед при разных температурах, показал, что кислород вовсе не просачивается, а просачивание CO_2 идет в два миллиона раз медленнее, чем

* О других причинах см. у Г. Бадера (Bader, 1950).

в воде. Раз состав воздуха в пузырьках очень долго остается постоянным, по нему можно судить об атмосфере, какая была в момент «захвата» воздуха льдом. По содержанию CO_2 в воздушных пузырьках узнают и возраст льда (радиокарбоновым методом)*.

Хотя воздух сквозь лед и не проникает, содержание газов в ледниках умеренных стран все же подвержено изменению. В молодом льду процент кислорода и аргона вдвое, а CO_2 — втрое больше, чем в старом льду. В молодом льду ледника Стурбре кислорода 19—21% по объему (как и в атмосферном воздухе), а на конце ледника — всего 12% (в отдельных пузырьках даже 4,8%). За счет уменьшения перечисленных газов в воздушных пузырьках повышается относительное содержание азота. Причину утечки газа, по крайней мере для поверхностных слоев льда, видят в следующем. Летом вокруг пузырька воздуха лед плавится, и образуется водяная сумка; наиболее легкорастворимые компоненты воздушного пузырька (O_2, CO_2 и Ar) растворяются в этой воде — и притом в иной пропорции, чем в воздухе (в воздухе O_2, Ar и CO_2 составляют 21%, 0,94% и 0,03%, в воде—34,9%, 1,86% и 1,75%). Затем вода выжимается избытком давления воздуха через волосные промежутки между кристаллами и увлекает за собой растворенные в них газы (Coachman, Enns, Scholander, 1958).

В ледниках полярных стран, где нет процессов таяния, газ в пузырьках сохраняется идеально (Scholander, Hemmingsen, Coachman and Nutt, 1961).

Чтобы определить давление воздуха в воздушном пузырьке, просверливают нижнюю часть водяной сумки и измеряют увеличение диаметра пузырька (Bader, 1950, стр. 444). Если d_x и d — диаметры пузырька под давлением искомым (P_x) и атмосферным (P), то

$$P_x = \frac{P \cdot d^3}{d_x^3}.$$

Свои методы измерения давления в воздушных пузырьках предложили также П. Шумский (1955), Ч. Лэнгвей (Langway, 1958), П. Шоландер и Д. Натт (Scholander and Nutt, 1960) и др.

26. О некоторых механических свойствах льда. Твердые тела, подвергаясь внешнему воздействию, деформируются: расположение частиц в них изменяется. Чтобы судить о размерах деформации, пользуются коэффициентами и модулями.

* Этот метод, однако, пока еще весьма дорогой и технологически сложный. Чтобы получить количество углерода (0,3 г), достаточное для определения возраста льда ледника Стурбре (Норвегия), понадобилось растопить около 5 т льда. На перевозку этого льда и извлечение газа ушло три недели. Возраст льда на конце ледника оказался 720±120 лет (Coachman, Hemmingsen, Scholander, Enns, de Vries, 1958, стр. 1289)

Коэффициент — это обычно очень малая величина деформации, вызванная внешним усилием, равным единице, а модуль — обратная коэффициенту и вообще большая величина — мера внешнего усилия, которое вызывает (или могло бы вызвать) деформацию, равную единице.

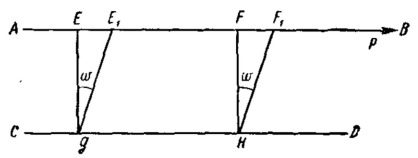

Рис. 7

1. Одна из важных характеристик льда — *модуль Юнга* (модуль линейного растяжения, модуль упругости) — натяжение, которое могло бы увеличить длину бруска (стержня) вдвое. Модуль Юнга (E) выражают числом килограммов, действующих на квадратный миллиметр площади поперечного сечения стержня, или в других аналогичных единицах.

В сводке В. Романовского и А. Кайё для чистого льда (т. е. не ледникового) приведены такие значения: при 0° $E=9{,}29\times10^{10}$ дин/см^2, при —35° $E=10{,}9\times10^{10}$ дин/см^2 — и то и другое параллельно оптической оси*.

Для льда ледников разные авторы определяли модуль Юнга в 69—90 т/см^2 (Mothes und Brockamp, 1931; Hess, 1933; Вейнберг, 1940; Боканенко и Исаев, 1960). Установлено, что вследствие анизотропии кристаллов льда, несовершенной его упругости, различного температурного режима в теле ледника, различной трещиноватости льда, наличия постоянных гравитационных напряжений модуль упругости по продольному профилю ледника изменяется — например, на Большом Талдуринском леднике (Алтай) — от $5{,}68\times10^{10}$ до $8{,}96\times10^{10}$ дин/см^2 (Кравцов, 1960).

По К. Ф. Войтковскому (1960, стр. 43), наиболее достоверная величина E при мгновенной упругой деформации равна 90 т/см^2.

2. Когда какой-нибудь стержень растягивается в длину, он при этом в поперечном направлении сжимается. Отношение поперечного сжатия к продольному растяжению называется *коэффициентом Пуассона*. Для ледникового льда его можно принять равным 0,33—0,36 (Боканенко и Исаев, 1960).

3. Возьмем внутри твердого тела две параллельные плоскости AB и CD (рис. 7); если CD неподвижна, а на AB действует сила p, расположенная в этой плоскости, то произойдет сдвиг плоскости AB вправо (туда же сдвинутся и плоскости, промежуточные между AB и CD), перпендикуляр GE займет положение GE', образовав со своим прежним положе-

* Напомним, что 1 кг эквивалентен 981×10^3 дин.

нием угол ω, часть плоскости EF передвинется в $E'F'$, а прямоугольный параллелепипед $EGFH$ превратится в косоугольный $E'GF'H$.

Причина деформации — тяга p (сила, действующая на единицу площади в плоскости AB), угол ω — мера деформации. Имеем:

$$\omega = np,$$

где n — коэффициент сдвига. Обратная величина

$$N = 1 : n,$$

характеризующая сопротивляемость деформации сдвига, называется *модулем сдвига*. Вводя ее, получаем

$$\omega = \frac{1}{N} p. \qquad (1)$$

Если $\omega = 1$, то $N = p$, т. е. модуль сдвига равен такой тяге, под влиянием которой получился бы угол сдвига, равный единице, т. е. радиану (57°17′44,8″)*.

Обозначим через f силу, приложенную к площади s, лежащей в плоскости AB. Тогда

$$p = f : s.$$

Пусть расстояние плоскостей AB и CD равно h, абсолютная величина сдвига $EE' = FF' = \sigma$, тогда

$$\omega = \sigma : h.$$

Вставляя p и ω в формулу (1), получаем

$$N = fh : s\sigma.$$

Модуль сдвига для льда, при современном состоянии наших знаний, может быть принят 20—30 т/см². На Б. Талдуринском леднике он изменяется по продольному профилю от $2{,}15 \times 10^{10}$ до $3{,}28 \times 10^{10}$ дин/см² (Кравцов, 1960).

4. При определенном значении тяги p происходит разрыв стержня. Если p отрицательна (т. е. становится сжимающей), то при определенном ее значении происходит раздавливание тела. В процессе растяжения лед разрывается при нагрузке 7—8 кг/см². По подсчетам Р. Кёхлина, при сжатии (одностороннем) лед раздавливается под нагрузкой 22 кг/см²; раздавливающая нагрузка эквивалентна толще льда в 240 м (1944, стр. 18). По данным Т. Бутковича, лед в леднике в направлении, перпендикулярном к наслоению, раздав-

---

* Величина сдвига дается иногда в микрорадианах. Микрорадиан равен 0,206″. Скорость сдвига обозначается в радианах в секунду; она соотсутствует разности скоростей в метрах в год двух плоскостей в леднике, находящихся на известном расстоянии друг от друга.

ливается при меньшей, чем указал Р. Кёхлин, нагрузке, а именно при $16{,}2 \pm 1{,}9$ кг/см² (Lliboutry, 1959). Прочность льда зависит от его температуры и скорости нарастания нагрузки. С понижением температуры прочность льда увеличивается, с увеличением скорости нарастания нагрузки — уменьшается. Лед в больших массах прочнее, чем в малых.

5. Для понимания механизма движения ледников весьма важно иметь данные о внутреннем трении льда, или его вязкости. Термин вязкость обычно применяют в отношении жидкостей и газов, но, по традиции (с тех пор, как возникло представление о льде как о вязкой жидкости), также и в отношении льда. Вязкостью называют свойство жидкости оказывать сопротивление при перемещении одной части жидкости относительно другой. Количественная характеристика этого свойства, зависящего от сил сцепления между молекулами, получила название *коэффициента вязкости* (μ), или просто вязкости. Коэффициент вязкости численно равен тангенциальной силе, которую нужно приложить к каждому квадратному сантиметру сдвигаемого слоя, чтобы этот слой за каждую секунду обгонял на 1 см параллельный ему слой, отстоящий от него на 1 см. Единица вязкости называется пуазом и выражается обычно в $г \cdot см^{-1} \cdot сек^{-1}$.

К сожалению, гляциологи еще не располагают точными данными о вязкости льда, особенно ледникового. Дело в том, что она зависит от многих условий, и прежде всего — от структуры льда, его температуры и давления. При понижении температуры вязкость льда увеличивается, хотя и незначительно по сравнению с порядком величины самой вязкости (Лавров, 1947). Тонкозернистый лед менее вязок, чем грубозернистый; состоящий из кристаллов одинаковых размеров обладает меньшей вязкостью, чем состоящий из вросших друг в друга зерен; если во льду кристаллы расположены не беспорядочно, а имеют предпочтительную ориентацию, то лед в отношении вязкости становится анизотропным (Bader, 1951). С увеличением давления вязкость льда уменьшается (Войтковский, 1956).

Величина вязкости ледникового льда, определенная различными авторами для ледников Альп, Памира и Гималаев, колеблется в весьма значительных пределах: от 5×10^{12} до 10^{15} пуазов (см. Lagally, 1930, стр. 4, 6, 7; Вейнберг, 1940, стр. 458; Koechlin, 1944, стр. 144;

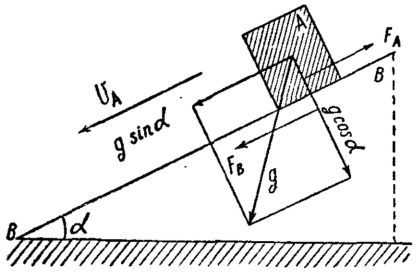

Рис. 8

Тачкова, 1960б, стр. 153). Новейшие исследования приводят к заключению, что лед не имеет постоянной вязкости и коэффициент вязкости льда — это не константа, а величина переменная, зависящая от температуры, давления и структуры льда.

6. Движущийся лед испытывает не только внутреннее, но и внешнее трение, при изучении которого пользуются соотношением:

$$F = f \cdot N,$$

где F — сила трения, N — нормальная (перпендикулярная) прижимающая сила, f — коэффициент трения при скольжении, т. е. отношение F к N. Сила F по направлению всегда противоположна скорости тела при его движении.

Пусть кубик льда A весом g лежит на плоскости B, наклоненной к горизонту под углом α (рис. 8). Лед будет в равновесии при

$$g \cdot \sin \alpha = F_A,$$

где F_A — сила трения, приложенная к A. Согласно формуле и рисунку, имеем:

$$F_A = F_B = f \cdot N = f \cdot g \cos \alpha.$$

Очевидно, что при $g \sin \alpha = F_A$ получим

$$f = \operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \varphi.$$

Здесь φ — угол трения; тангенс этого угла по величине равен коэффициенту трения f. Из формулы видно, что скольжение льда вниз по наклонной плоскости под действием его собственного веса произойдет при $\alpha = \varphi$, иначе говоря, при угле наклона α, который равен углу трения в состоянии покоя.

Конечно, условия скольжения ледника по его ложу сложнее, чем это представлено выше. К этому вопросу мы вернемся при рассмотрении теорий движения ледников.

27. О пластических деформациях льда. Если твердое тело подвергать действию постепенно нарастающих внешних сил, то в его поведении можно выделить три стадии, последовательно сменяющие одна другую:

1) стадию упругости, при которой деформация тела, вызванная внешним усилием, исчезает после устранения этого усилия;

2) стадию пластичности (от греч. plastikos — годный для лепной работы); тело после прекращения действия на него постоянной силы само не возвращается полностью к своему исходному виду (т. е. имеется остаточная деформация), но при этом целостность (сплошность) тела не нарушена;

3) стадию хрупкости, когда под действием постоянной силы тело разрушается.

Когда появляются первые следы остаточной деформации — это значит, что достигнут *предел упругости*, т. е. наибольшее напряжение, при котором тело еще в состоянии вернуться в точности к своей первоначальной форме после прекращения действия силы. Величина напряжения, при которой тело перестает быть пластичным и начинает становиться хрупким, называется *пределом пластичности*, или временным сопротивлением.

Предел упругости льда до сих пор не определен. Есть основание думать, что он имеется, пожалуй, только у монокристаллов. Что касается льда как горной породы, то у нее предела упругости вообще нет: поликристаллический лед начинает пластически деформироваться после приложения любой малой нагрузки; в данном случае под пределом упругости следует лишь подразумевать то напряжение, ниже которого скорости деформации настолько малы, что ими можно пренебречь или их даже нельзя измерить (Войтковский, 1957, стр. 135).

Другая критическая величина — предел пластичности льда — тоже плохо известна. Пресный лед при —3° сопротивляется раздавливанию при нагрузках в среднем до 30 кг/см^2, при изгибе разрушается от нагрузки около 15 кг/см^2. Данные для ледникового льда приведены в § 26, п. 4.

Опыты и наблюдения, касающиеся деформации льда, в последние годы стали многочисленнее, но все же на многие вопросы, интересующие гляциолога, ответ еще не получен. Лед может вести себя как тело упругое, пластическое или хрупкое — это зависит от величины и рода действующего в нем напряжения, скорости его нарастания и от температуры. Высокие температуры способствуют проявлению пластических свойств льда, низкие — проявлению свойств упругости и хрупкости.

Пластичность льда имеет своеобразные черты. Они проявляются особенно выпукло, когда подвергают давлению или растяжению отдельные кристаллы. Интересные выводы получены уже в ранних экспериментах Мак-Коннеля и Мюгге (в 1889—1899 гг.), проведенных при температуре от —1° до —16° с кусками озерного, речного или искусственного льда, в которых все кристаллы ориентированы одинаково и которые, следовательно, можно рассматривать как одиночные кристаллы. Результаты опытов:

1. Призма льда укладывалась на две подставки так, чтобы оптическая ось лежала горизонтально и перпендикулярно к подставкам (на рис. 9 положение ее указано стрелками). На среднюю часть призмы положен груз P (направление дейст-

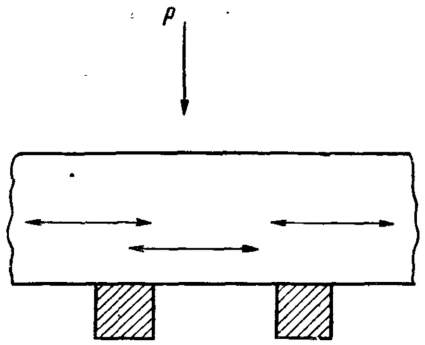

Рис. 9

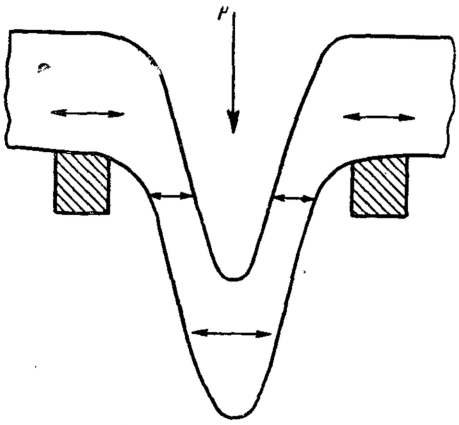

Рис. 10

вия его на рисунке показано стрелкой). По истечении некоторого времени оказалось, что весь кусок льда не прогибается, а только часть его, расположенная непосредственно под грузом, выталкивается книзу (рис. 10).

2. Деформированный таким образом лед переворачивали так, что полученный изгиб обращался выпуклостью кверху (рис. 11), и подвергали действию того же груза. Через некоторое время выдавленная часть «вталкивалась» на свое место и призма принимала свою прежнюю форму, изображенную на рис. 9.

3. Брусок льда устанавливали таким образом, что его оптическая ось, оставаясь горизонтальной, располагалась параллельно подставкам (на рис. 12 — перпендикулярно плоскости чертежа). В этих условиях никаких пластических деформаций не было, и при большом давлении призма треснула.

4. Наконец, когда в льдине оптическая ось располагалась вертикально, а сила P действовала параллельно оси, наблюдался более или менее равномерный изгиб всего бруска (его «провисание» между двумя подставками).

Все эти явления удовлетворительно объясняются только предположением, что каждый кристалл льда состоит из множества тончайших пластинок, уложенных столбиком перпендикулярно к оптической оси, и что пластинки эти могут скользить по плоскостям взаимного прилегания, словно карты в колоде. Когда сила действует параллельно поверхности пластинок, происходит выдавливание расположенной под грузом части льда, если при этом поверхности пластинок параллельны длинным сторонам подпорок (случаи 1 и 2); если же эти по-

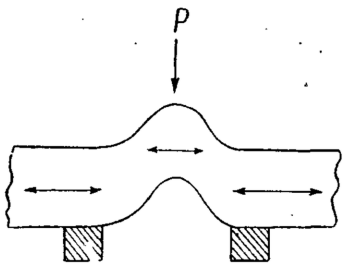

Рис. 11

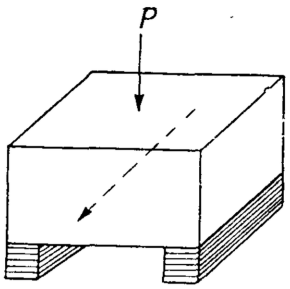

Рис. 12

верхности расположены поперек подпорок, пластической деформации нет (случай 3). Когда сила действует перпендикулярно поверхности пластинок, получаем равномерный плавный прогиб бруска (случай 4).

Плоскости, по которым совершаются перемещения пластинок, получили название *плоскостей скольжения,* или *трансляции.* Они тесно связаны с главными кристаллографическими направлениями и располагаются во льду под прямым углом к оптической оси. При этом элементарные пластинки кристалла — отнюдь не теоретическое измышление: при внимательном рассмотрении их можно отчетливо увидеть на соответствующих гранях кристалла (когда грани оттаивают) — они образуют там параллельную штриховку (чередование ребрышек и бороздок). По положению штриховки легко определить и направление оптической оси.

Как обстоит дело с деформацией одиночных кристаллов ледникового льда? Исследование таких кристаллов (достигавших 30—60 см в диаметре), доставленных с ледника Менденхолл (Аляска), производил, в частности, У. Накайя (Nakaya, 1958). Установлено, что при деформации одиночного кристалла происходит скольжение тончайших слоев в основной, или базальной (перпендикулярной оптической оси), плоскости, т. е. структура одиночного кристалла напоминает стопку листов бумаги; в этой стопе средняя толщина каждого слоика около 0,06 мм (стр. 232). К. Хигучи, изучавший пластинчатую структуру ледяного кристалла путем исследования ступенчатых фигур травления, получаемых на поверхности кристалла (при помощи тепла или путем длительного погружения кристалла в керосин), нашел, что толщина пластинок (высота ступенек) составляет в среднем 5,3 мк, колеблясь от 3 до 12,5 мк (1958, стр. 252).

Всякая деформация одиночного кристалла объясняется либо изгибом элементарного слоя, либо скольжением слоев друг относительно друга.

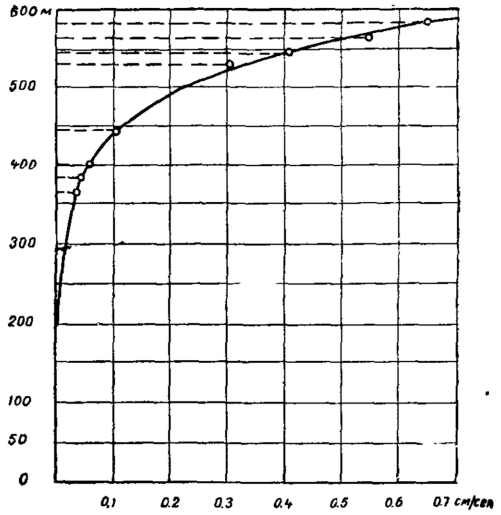

Рис. 13. Скорость истечения льда (см/сек) из отверстия цилиндра при различных давлениях, выраженных в толщине (м) слоя льда *(по Г. Гессу)*

Если теперь перейти от одиночных кристаллов к их массовым скоплениям, т. е. к поликристаллическому ледниковому льду, в котором кристаллы расположены беспорядочно, то оказывается, что пластическая деформация, при соответствующих условиях, будет всегда, независимо от того, в каком направлении действовало давление. Пластичность ледниковый лед обнаруживает и тогда, когда его растягивают, скручивают, продавливают сквозь отверстия и т. п. Известны опыты Г. Гесса, изучавшего скорость истечения льда из отверстия цилиндра, в котором лед последовательно подвергался давлениям, эквивалентным толщине льда от 0 до 600 м. Результаты этих опытов (при 0°) изображены на рис. 13. Г. Гесс констатировал, что скорость истечения со временем увеличивается.

За последние 10—15 лет на ледниках и в лабораториях проведены многочисленные работы для установления закономерностей деформации поликристаллического льда с беспорядочно ориентированными кристаллами (Perutz, 1950б; Haefeli, 1951; Gerrard, Perutz and Roch, 1952; Glen, 1952, 1955, 1956, 1958; Haefeli and Brentani, 1955, 1956; Butkovich and Landauer, 1958; Landauer, 1959; Вялов, 1958, 1959, 1960а; Войтковский, 1956, 1957, 1960, и др.). Оказалось, что скорость деформации льда (γ) с увеличением напряжения сдвига (τ)

меняется так, как показывает кривая *C* на рис. 14: при малых напряжениях мала и скорость деформации (сдвига), с увеличением напряжений скорость деформации увеличивается — сначала плавно, а затем довольно резко. На том же рисунке даны кривые скоростей деформации вязкой ньютоновой жидкости (*A*) и идеально пластического вещества (*B*). Вязкое тело (например, вода) испытывает непрерывное изменение формы, сколь бы ни было мало приложенное усилие, причем скорость деформации пропорциональна напряжению сдвига (на рисунке: прямая линия с постоянным наклоном). Пластическое же вещество начинает необратимо деформироваться только после того, как достигнут известный порог напряжения (τ_0) (предел текучести, близкий к пределу упругости); вещество деформируется с бесконечной скоростью (на рисунке: прямая вертикальная линия).

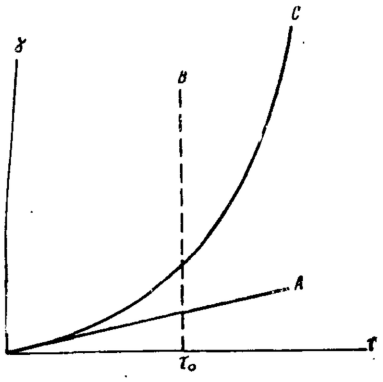

Рис. 14. Зависимость между скоростью деформации (скоростью течения) и напряжением сдвига:

A — для вязкой жидкости; *B* — для пластического вещества; *C* — для поликристаллического льда

Связь между скоростью деформации льда (в принятую единицу времени) и напряжением сдвига (в барах*) носит степенной характер:

$$\dot{\gamma} = k\,\tau^n$$

В этом уравнении, получившем название закона Глена, параметр k зависит главным образом от температуры льда. Чтобы лучше уяснить его размерность, напишем уравнение Глена в иной форме (Haefeli, 1961):

$$\dot{\gamma} = \dot{k}_1\,(\tau : \tau_1)^n,$$

где τ_1 есть единица напряжения сдвига. При $\tau = \tau_1 = 1$ мы получаем

$$\dot{\gamma} = k_1,$$

т. е. параметр k_1 может быть определен как скорость деформации (скорость простого сдвига в секунду или в год), которая создается при напряжении сдвига, равном единице. Чем

* 1 бар=10^6 дин/см^2, т. е. около 1 кг/см^2.

ниже температура, тем меньше значения k и k_1. Отношение между параметрами k и k_1 таково:

$$k = k_1 : \tau_1^n,$$

$$k_1 = k\tau_1^n.$$

Из опытов Д. Глена (Glen, 1952) $k=(0{,}4 \div 0{,}6)\,10^{-8}$ (см²/кг)^n в 1 секунду при температуре —1,5°.

Показатель n, будучи практически независимым от температуры, зависит от кристаллографических особенностей льда и характера испытанных льдом предшествующих напряжений. В опытах С. Штейнеманна n изменялось от 1,85 (при давлении 1 кг/см²) до 4,16 (при давлении 15 кг/см²) (Glen, 1958, стр. 260), у Глена даны значения 3,17 и 4,2, у Бутковича и Ландауэра 2,96, у Вэртмана от 2,5 до 4,5 и т. д. (Kamb, 1961). В среднем можно принять $n=1{,}5$ для $\tau<\tau_0$ и $n=3$—4 для $\tau>\tau_0$ (Вялов, 1960б, стр. 330).

Чтобы выразить кривую течения льда как кривую течения не вполне вязкой жидкости и облегчить сравнение течения льда с течением идеально вязкой жидкости, вводят понятие кажущейся вязкости μ, которая определяется тангенсом угла, образованного радиус-вектором кривой течения с осью ординат:

$$\mu = \tau : \dot{\gamma} = \tau^{1-n} : k = \tau^{1-n}\tau_1^n : k_1$$

Для $\tau = \tau_1$ получаем $\mu_1 = \tau_1 : k_1$; для $\tau = \tau_2$ имеем $\mu_2 = \tau_2^{\,1-n}\tau_1^n : k_1$, откуда $\mu_2 : \mu_1 = (\tau_2 : \tau_1)^{1-n}$.

При $n=1$ кажущаяся вязкость совпадает с ньютоновой вязкостью и таким образом уравнение Глена переходит в уравнение идеально вязкой жидкости. При $n=\infty$ возникает условие идеальной пластичности, когда $\tau=\tau_0=\text{const}$. Лед занимает промежуточное положение между этими двумя крайними случаями. Важно подчеркнуть, что если напряжение сдвига не превышает 1,5 кг/см², то устанавливается постоянная скорость деформации льда; в случае напряжений, превышающих 1,75 кг/см², деформация со временем становится ускоренной, т. е. постоянно увеличивается.

К. Ф. Войтковский (1957) вывел формулу, в которой скорость деформации льда дается одновременно в зависимости и от величины касательного напряжения (τ), и от температуры (θ):

$$\dot{\gamma} = \frac{B}{1+\theta}\,\tau^n,$$

где $B=(1+\theta_k)k$. Здесь θ_k— это температура, при которой определяется коэффициент k. В формулах берется абсолютное

значение величины отрицательной температуры льда в градусах цельсия (без учета знака минуса).

Как мы видели, пластичность одиночных кристаллов льда обусловлена скольжением слагающих их элементарных пластинок по плоскостям взаимного прилегания. Очевидно, в поликристаллическом скоплении, где кристаллы ориентированы беспорядочно, пластичность всего скопления зависит не только от пластичности отдельных кристаллов. Она зависит также и от свойств межкристаллических прослоек. Поэтому различают *микропластичность*, свойственную одиночному кристаллу, и *мезопластичность*, свойственную конгломерату зерен. К сожалению, сущность мезопластических явлений по-настоящему не выяснена. Некоторые авторы считают, что при мезопластичности подвижным элементом является самое зерно (кристалл), и его движение облегчается обволакивающей его пленкой воды, которая ослабляет трение. Другие справедливо полагают, что при низких температурах, когда лед «сухой», и при сложной форме взаимного врастания кристаллов, зерна, лишенные округлых очертаний и «смазки», теряют возможность двигаться друг относительно друга и мезопластичность осуществляется путем расслоения всей толщи льда (а не только одиночных кристаллов) на бесконечное множество тончайших пластин, скользящих одна по другой. На подобных взглядах мы подробнее остановимся при рассмотрении различных теорий движения ледников.

ГЛАВА III

СНЕГОВАЯ ГРАНИЦА

28. Вечные снега и хионосфера. Заметная роль снега в некоторых географических ландшафтах определяется его способностью к накоплению и длительному сохранению на том месте, где он был отложен. Условия, благоприятствующие накоплению твердых атмосферных осадков, существуют на земном шаре везде, но область проявления этих условий, по мере продвижения от полярных стран к тропическим, занимает гипсометрически все более и более высокое положение.

На земном шаре повсеместно на известной высоте над уровнем моря в свободной атмосфере существует такое сочетание климатических элементов, при котором среднее годовое количество твердых атмосферных осадков, какое могло бы отложиться на горизонтальной и незатененной поверхности, будет в точности равно их средней годовой убыли с той же поверхности. Ниже этой области равновесия (нулевого баланса) твердых атмосферных осадков приход снега меньше возможного расхода, выше — приход больше расхода, но только до известной предельной высоты, на которой приход вновь станет равным расходу: здесь возникает вторая, верхняя область равновесия. Причина возникновения верхней границы — сухость воздуха: атмосфера в состоянии выделить лишь ничтожное количество снега, которое легко подвергается уничтожению даже при господствующих здесь низких температурах. Нижняя и верхняя границы равновесия твердых атмосферных осадков, объемлющие земной шар со всех сторон, образуют оболочку неправильной, но в общем сферической формы, обладающую известной мощностью (толщиной). Внутри ее возможно непрерывное накопление снега и, стало быть, зарождение ледников. По моему предложению, оболочка эта получила название *хионосферы* (Калесник, 1939, стр. 28)*.

* И. С. Щукин (1960, стр. 410) ошибается, говоря, будто термин «хионосфера» предложен А. Добровольским. У. Добровольского (Dobrowolski, 1923, стр. II) речь идет о «криосфере».

Хионосфера подобна непроявленному фотографическому снимку. Чтобы она стала видимой, необходимо ввести в нее какой-нибудь участок земной поверхности, на котором она и «отпечатывается». Верхнюю границу хионосферы наблюдать нельзя, так как на Земле ни одна гора не касается этого уровня. Нижняя же граница запечатлевается на земной поверхности, и ее принято называть *снеговой границей*, или снеговой линией*.

При очень низких температурах и отсутствии влаги хионосфера прерывается: в ней возникает «окно». Исчезновение хионосферы П. А. Шумский обнаружил, например, над Центральным полярным бассейном, в области арктического ветрораздела (1947а, стр. 19). Отсутствие хионосферы означает, конечно, и отсутствие снеговой границы.

И. В. Бут отнес хионосферу к фиктивным понятиям, так как, по его мнению, снег при ветре не может отлагаться на высоко расположенных горизонтальных поверхностях. Выходит, что снег, сколько бы его ни было, должен вечно носиться во взвешенном состоянии над такими поверхностями. Однако, насколько известно, ветер не мешает снегу накопляться, например, на высоких плоскогорьях Скандинавии или Антарктиды.

29. Снеговая граница и ее разновидности. Представление о границе вечных снегов введено П. Бугером во время его экспедиции в Южную Америку для измерения дуги меридиана (1736—1743). Первым, кто подчеркнул климатическое содержание этого понятия, был А. Гумбольдт**.

Снеговой границей называют уровень, где годовой приход твердых атмосферных осадков равен их годовому расходу. Следовательно, ниже снеговой линии не происходит постоянного накопления снега. Зато выше этой линии снег, выпавший в течение года, не успевает весь растаять.

Когда говорят просто «снеговая граница» — имеют в виду теоретическую, или *климатическую, снеговую границу* (climatic snowline), на которой нулевой баланс твердых атмосферных осадков определяется средним состоянием метеорологических условий за много лет на горизонтальной и незатененной поверхности.

Очевидно, та снеговая граница, какую мы непосредственно наблюдаем в некоторый момент, — не климатическая. Во-первых, потому что поверхность, на которой покоится снег, не всегда бывает горизонтальной и, следовательно, на ней скажется влияние ее экспозции (освещенности, затенения), во-вторых, высота этой границы зависит от конкретной метео-

* «Линия» и «граница» употребляются как синонимы, хотя последнее слово и точнее.

** Космос, ч. I, пер. Н. Фролова. Спб., 1848, стр. 232.

рологической обстановки данного года и в разные годы будет различная. Поэтому видимую границу в отличие от климатической называют *местной* (regional snowline), или *истинной.*

Некоторые гляциологи (Чарлзворт) отожествляют местную снеговую линию с климатической. Другие (Мэтсис) склонны вовсе отказаться от понятия климатической снеговой границы из-за его сугубой отвлеченности.

Гляциологическая практика открыла и другие разновидности снеговой границы. Различают:

1) *Сезонную снеговую границу* — главным образом в умеренных широтах, где в холодное время года снежная пелена, окутывающая горные вершины, спускается по склонам очень низко, а летом опять поднимается кверху и в известный момент вновь сливается с местной снеговой границей.

2) *Орографическую снеговую линию* — нижнюю границу распространения постоянных снежников, сохраняющихся ниже климатической линии только вследствие особо благоприятных условий рельефа — в углублениях и затененных частях горных склонов.

3) *Предел, или границу оледенения* (Vergletscherungsfläche, niveau de glaciation, glaciation limit) ,— уровень, который отделяет обледенелые горы и вершины (т. е. питающие ледники) от вершин, не несущих на себе ни льда, ни снега (т. е. не питающих ледники). Обычно он параллелен местной снеговой границе, но лежит выше ее на 100—300 м.

Как видим, в вопросе о снеговой границе нет достаточной определенности. Оттого заслуживают внимания специальные изыскания М. В. Тронова по этому предмету, опубликованные за последние 12 лет (1950, 1954а, 1956, 1959б, 1962а).

Тронов подчеркивает, что хионосфера, как некий атмосферный слой, есть климатическое явление свободной атмосферы, имеющее первостепенное значение для зарождения и существования ледников, но само не зависящее от оледенения. В нижней границе хионосферы небходимо выделять два различных уровня: «первый уровень», или уровень нулевого баланса 1-го рода,— более низкий, связанный с равновесием приходо-расхода твердых атмосферных осадков на горизонтальной фирново-ледяной поверхности, и «второй уровень», или уровень нулевого баланса 2-го рода,— более высокий, связанный с равновесием твердых атмосферных осадков на подстилающей горизонтальной каменной поверхности (Тронов, 1956, стр. 29; 1959б, стр. 85).

В умеренных странах разница в высотах этих уровней 200—400 м. Физическим обоснованием выделения двух уровней нулевого баланса служит то, что одинаковые условия снегонакопления — снеготаяния на холодной ледниковой поверхности создаются на меньшей абсолютной высоте, чем на каменной поверхности, так как температура на ледниковой поверхности не бывает больше 0°. и ее альбедо велико. С двумя уровнями нижней границы хионосферы Тронов сближает, но не отожествляет понятия снеговой границы, которая близка к первому уровню, и границы оледенения, которая близка ко второму уровню. Стало быть, снеговая граница — это не просто нижняя граница хионосферы. Снеговая граница возникает как результат взаимодействия нижней границы хионосферы с

рельефом и притом на покрытой снегом и льдом поверхности. Снеговая граница — явление существенно ледниковое, а не чисто климатическое. Она может мыслиться только как образование на земной поверхности, а не в свободной атмосфере.

То, что в гляциологии называют теоретической снеговой границей, — это не снеговая граница, а нижняя граница хионосферы. Снеговой линией Тронов называет границу сезонного (летнего) стаивания снега (1956, стр. 18). Если она проходит на леднике, т. е. служит границей между снеговыми полями и ледником, то это «снеговая линия 1-го рода»; если она идет по склонам гор между ледниками, т. е. служит границей между «черным» и «белым» (Schwarzweissgrenze), между снеговыми полями и скалистыми склонами, то это «снеговая линия 2-го рода»

Весьма решительно возражает М. В. Тронов против подразделения снеговой границы на климатическую и орографическую, так как всякая снеговая граница обусловлена и климатом, и рельефом. В случае так называемой «орографической» снеговой линии мы фактически имеем дело с микроклиматом, который обусловлен рельефом и вместе с тем связан, конечно, с общим климатическим фоном местности.

Согласно М. В. Тронову, граница оледенения—не просто разновидность снеговой границы, а особый показатель, отражающий некоторые общие свойства климата. К сожалению, точного определения границы оледенения Тронов не дает, ограничиваясь, преимущественно, негативными характеристиками: не граница хионосферы, не снеговая линия, не верхний предел местных отклонений снеговой линии и т. д.

30. Фирновая линия. Летом на ледниках можно видеть горизонтальную линию, которая делит ледник на две части: верхнюю, постоянно покрытую снегом (так как летнего тепла здесь не хватает на таяние всего слоя снега, отложенного за предыдущую зиму), и нижнюю, где обнажается лед, лишенный снежного покрова. Граница эта получила название *фирновой границы*, или фирновой линии (Firngrenze, firn line, ligne de névé, исп. limite del nevero); называют ее также границей аккумуляции (Шютт).

В определениях фирновой линии существуют некоторые разноречия. Приводим примеры.

1. Фирновая линия — это снеговая граница, проходящая по леднику (Lliboutry, 1956a; Flint 1957, и др.), наивысший уровень, до которого поднимается зимний снежный покров в течение следующего за этой зимой периода таяния. Эта линия разделяет области прихода и расхода вещества в леднике, и на ней приход в точности равен расходу. Положение фирновой линии меняется ежегодно, так как ежегодно меняются на поверхности ледника величины прихода и расхода снега. Правильное представление о высоте фирновой линии можно получить лишь в виде средней ее высоты, вычисленной из наблюдений за много лет (Ahlmann, 1948; Matthes, 1942; Romanovsky et Cailleux, 1953; Koechlin, 1944, и др.).

2. Фирновая линия — нижняя граница фирнового покрова на поверхности ледника (Klebelsberg, 1948—1949).

3. Фирновая линия — это граница между областью питания ледника и областью расхода льда и одновременно линия

видимого контакта площадей фирна и льда в конце сезона таяния. Полностью отожествлять ее со снеговой границей нельзя, так как в бассейне питания отлагается не только снег, выпавший из атмосферы, но и принесенный лавинами или навеянный ветром, так что количество вещества, накапливающееся здесь, иногда не соответствует тому количеству, какое обеспечивается чисто климатическими условиями. Кроме того, снег может и выдуваться из области питания — следовательно, накопление снега в ней окажется меньшим, чем отложилось твердых атмосферных осадков. Иными словами, фирновая граница в одних случаях совпадает со снеговой границей, в других случаях лежит выше или ниже последней (Калесник, 1939, и др.).

4. Фирновая линия не есть разновидность снеговой линии: она характеризует лишь изменение в состоянии поверхности ледника как следствие наличия снеговой линии (Тронов, 1956).

Применение на практике понятия фирновой линии встречает иногда затруднения. В Каракоруме мощный покров фирна одевает ледники подчас до самого нижнего их конца, т. е. спускается и в ту область, где вещество ледника подвергается *абляции* (т. е. испарению и таянию). Зато на ряде ледников полярных и умеренных стран граница видимого контакта площадей фирна и льда бывает сдвинута в противоположном направлении — в область аккумуляции .Это связано с образованием наложенного льда (superimposed ice, over-ice) (см. § 41), вследствие чего значительные участки области питания ледника покрываются не фирном, а гидрогенным льдом. Отличить наложенный лед от ледникового довольно легко: его слои всегда параллельны поверхности ледника, и поверхность их гладкая и блестящая. Стало быть, для определения рубежа между областями аккумуляции и абляции надо в этом случае разыскивать на леднике линию раздела между ледниковым и наложенным льдом, а не между ледниковым льдом и фирном. Наложенный лед играет большую роль в питании некоторых ледников. Есть ледники, вовсе лишенные фирнового покрова и тем не менее нормально делящиеся на область питания и область абляции.

По мнению В. Шютта (Schytt, 1949, стр. 227), при наличии наложенного льда фирновой линией следует считать именно его нижнюю границу, а не нижнюю границу белого снега и фирна. На леднике Стур (Кебнекайсе, Швеция) разница в высотах уровней белого снега и наложенного льда достигает 15—20 м, а горизонтальное расстояние между ними — около 200 м.

Согласно другим авторам, к совокупности точек на леднике, в которых абляция и аккумуляция равны, удобно приме-

нять термин *линия равновесия* (ligne d'équilibre, equilibrium line, исп. linea de equilibrio). Обычно она совмещена с фирновой линией (видимым разделом площадей фирна и льда), но на ледниках, которым присуще образование наложенного льда, располагается ниже фирновой линии.

Как известно, в некоторые годы фирновая линия располагается значительно выше своего среднего многолетнего уровня. Тогда участок ледника, покрытый снегом текущего года, в конце сезона абляции окажется меньше площади всего фирнового бассейна, сложенной более старым фирном (обнаженные участки которого, очевидно, в данном году будут подвергаться абляции). В этом случае фирновая линия пройдет внутри фирнового бассейна, что противоречит представлению о ней как о границе между этим бассейном и областью абляции. Чтобы устранить подобное противоречие, Г. Хоинкес и Р. Рудольф (Hoinkes and Rudolph, 1962) заменяют термин «фирновая линия» термином «линия старого снега» (old snow line) и рассматривают последнюю как границу области, внутри которой имеет место чистый приход вещества ледника в данном «бюджетном» году.

31. Общее заключение о хионосфере, снеговой границе и фирновой линии. Критический анализ материала, изложенного в § 28—30, позволяет сделать некоторые общие выводы (Калесник, 1961).

Несмотря на различие определений нижней границы хионосферы, снеговой линии, фирновой линии, границы оледенения, линии равновесия, во всех случаях речь идет об уровнях равновесия, или нулевого баланса твердых атмосферных осадков. Эти уровни, измеренные в одной и той же местности, нередко оказываются на разных высотах. Однако невозможно себе представить, чтобы над земной поверхностью в каком-нибудь районе существовало несколько уровней нулевого баланса один над другим в виде своеобразной этажерки. Стало быть, мы имеем дело не с разными уровнями, а с *одним* уровнем нулевого баланса твердых атмосферных осадков, расположенным в разных точках на различной высоте, причем это различие высот может быть и следствием того, что высота уровня действительно колеблется от места к месту по разным причинам, и результатом того, что высота одного и того же уровня определяется разными по своим исходным положениям и по своей точности методами.

Из нашего определения хионосферы (см. § 28) следует, что ее свойства формируются только климатическими особенностями того слоя свободной атмосферы, к которому она приурочена. Таким образом, *нижняя граница хионосферы* — это уровень нулевого баланса твердых атмосферных осадков, обусловленный чисто *климатическими причинами.*

Выделение М. В. Троновым двух уровней в области нижней границы хионосферы (одного, связанного с каменной, а другого — с ледяной подстилающей поверхностью) не кажется достаточно убедительным. И прежде всего потому, что в самой хионосфере, которая есть слой свободной атмосферы, вообще нет и не может быть никаких подстилающих поверхностей — ни ледяных, ни каменных. Горизонтальная поверхность, о которой упоминается при определении хионосферы, это воображаемая, чисто математическая плоскость. Ей приписывается только одно материальное свойство: быть способной «поддерживать» снежинки, чтобы они получили теоретическую возможность «отлагаться» в хионосфере.

Всякая реальная подстилающая поверхность может проникнуть в хионосферу только в форме земной поверхности. Но очевидно, что нижняя граница хионосферы, коснувшись земли, не просто становится видимой, но тотчас же преобразуется под влиянием конкретных особенностей земной поверхности, отличающихся от условий свободной атмосферы*. Конкретные особенности земной поверхности — это рельеф и все, что с ним связано: его формы, уклон и экспозиция склонов, свойства слагающих склоны пород, черты климата, определяемые рельефом, и т. д. Нижнюю границу хионосферы, ставшую видимой и преобразованную в результате ее контакта с земной поверхностью, следует называть уже снеговой границей. Стало быть, *снеговая граница* — это уровень нулевого баланса твердых атмосферных осадков, который обусловлен *взаимодействием климата* и *рельефа***. Вполне понятно, что преобразованная граница хионосферы не может остаться на той же высоте, что и непреобразованная, поэтому высоты нижней границы хионосферы и снеговой границы различны.

Теперь можно внести некоторый порядок в наименования разновидностей снеговой границы.

Следуя совету М. В. Тронова, надо отделить понятие теоретической снеговой границы от понятия климатической снеговой границы, которые до сих пор считаются синонимами. Первый термин вообще не нужен, так как он полностью совпадает с понятием нижней границы хионосферы.

Целесообразно различать две основные разновидности снеговой границы: ту, высота которой зависит от метеорологической обстановки данного года, — назовем ее *видимой снеговой границей*, и ту, положение которой можно определить как среднее многолетнее из положений видимой снеговой гра-

---

* Хотя, конечно, и свойства свободной атмосферы формируются не без некоторого воздействия земной поверхности.

** Сходную трактовку снеговой границы дает Х. Я. Закиев (1958).

ницы, т. е. обусловленное климатом района, — назовем ее *климатической снеговой границей*. В понимание этих разновидностей не вносится никаких абстракций — обе разновидности принимаются такими, какими они существуют в природе, т. е. запечатлевшими в себе всю совокупность влияющих на них факторов климата и рельефа. Ясно, что старое определение климатической снеговой линии, как линии теоретической, необходимо отвергнуть. От названий «местная снеговая линия» и «истинная снеговая линия» тоже лучше отказаться, так как их вполне заменяет очень точный термин «видимая снеговая граница». Кроме того, эти названия и по существу излишни; всякая снеговая граница — истинная, ибо она реально существует, и всякая снеговая граница местная, а не универсальная, ибо она формируется каждый раз в определенной географической обстановке.

Сезонная снеговая линия имеет в гляциологии вспомогательное значение; ею пользуются главным образом в методических целях — для определения по ее положению в конце лета высоты видимой снеговой границы. Но гидрологам сведения о сезонной линии снегов необходимы для расчета водного баланса горных рек, гидрологических прогнозов и т. п. Оттого они и предложили ряд способов вычисления высоты сезонной снеговой линии для каждого заданного момента (Дмитриева, 1951; Важнов, 1956; Гордон, 1956).

Когда снеговая граница пересекает поверхность ледника, на нее начинают влиять свойства самого ледника и протекающих на леднике процессов (подстилающая поверхность, приток вещества в форме лавин и навеянного снега, вынос снега с ледника ветром, образование наложенного льда и т. д.). Поэтому на леднике снеговая граница преобразуется в фирновую границу. Следовательно, *фирновая граница* — это уровень нулевого баланса первичных и перемещенных твердых атмосферных осадков, который обусловлен *взаимодействием климата, рельефа* и *ледника*.

Слова «фирновая линия» и «линия равновесия» по смыслу одинаковы, но, пожалуй, стоит сохранить оба названия ради наглядности: когда линия нулевого баланса и граница видимого контакта площадей фирна и льда совмещены — можно говорить о фирновой линии; когда они не совпадают, то линию нулевого баланса удобнее называть линией равновесия.

По аналогии со снеговой границей следует различать *видимую фирновую линию* и *среднюю фирновую линию*.

На горных ледниках с вогнутым бассейном накопления (что способствует аккумуляции снега) средняя фирновая линия имеет стремление быть ниже климатической снеговой линии, а на ледниковых щитах и куполах с их выпуклым бассейном питания, открытым действию ветров и солнечных лучей,

фирновая линия располагается обычно выше снеговой. Говоря вообще, ледники вследствие экспозиции и большого накопления снега в благоприятных условиях рельефа могут существовать ниже того уровня, на котором снежный покров сохраняется 365 дней в году. В разных ледниковых районах СССР снеговая граница на ледниках (т. е. фирновая линия) лежит на 250—1650 м ниже «уровня 365» (т. е. климатической снеговой линии); ледники Кавказа и Тянь-Шаня существуют, например, на высотах, где снег лежит всего 260 дней в году (Тушинский и Малиновская, 1962; Тушинский, 1963).

В связи со всем, что было сказано, приходится заключить, что в терминах Тронова «снеговая линия 1-го рода» и «снеговая линия 2-го рода» нет необходимости, потому что первый из них обозначает то, что мы называем фирновой линией, а второй то, что называется просто снеговой линией.

Охарактеризованное выше целое «семейство» уровней нулевого баланса твердых атмосферных осадков оказывается, таким образом, производным от нижней границы хионосферы и генетически внутри себя взаимосвязано. Что касается отличий в положении и характере отдельных членов «семейства», то они возникли под влиянием последовательного усложнения географических факторов: одни порождены только климатом, другие — климатом и рельефом, третьи — климатом, рельефом и ледниками.

Весьма неудачный термин «орографическая снеговая линия» должен быть заменен, как это предлагает Тронов, термином «граница фирновых пятен». Сезонная снеговая граница в своем движении кверху в конце лета «переваливает» через границу фирновых пятен и оставляет ее внизу.

Роль границы фирновых пятен в процессах оледенения неизмеримо скромнее, чем роль снеговой границы, но пренебрегать ею нельзя. Например, на Северном и Полярном Урале ни одна из вершин не несет постоянных снегов, тем не менее там имеется около 120 небольших ледников, залегающих гипсометрически сравнительно низко, преимущественно в глубоких и сильно затененных карах. Такие же ледники существуют ниже снеговой границы благодаря особым микроклиматическим условиям и в других горных странах, а также в полярных областях.

Довольно загадочно на первый взгляд название «граница оледенения». В гляциологической литературе преобладают общие и весьма туманные слова по поводу физического содержания этого термина. По И. С. Щукину (1960, стр. 414), граница оледенения «знаменует собой ту высоту, до которой должны выдаваться за снеговую линию вершины гор, чтобы на них могли образоваться хотя бы самые небольшие леднички». Несомненно все же, что граница оледенения — это тоже уровень нулевого баланса твердых атмосферных осадков, и его чаще всего рассматривают как разновидность снеговой границы. М. В Тронов утверждает, что

уровень этот не имеет отношения к снеговой границе. Я придерживаюсь противоположного мнения.

Вспомним, каким образом появилось понятие границы оледенения. Оно возникло при попытке определить высоту именно снеговой линии так называемым «методом вершин». Суть метода в том, что в данной местности отыскивают самые высокие вершины, еще не покрытые льдом или снегом, и самые низкие вершины, уже покрытые льдом. Очевидно, что первые лежат ниже снеговой линии, а вторые — выше. Средняя из высот тех и других гор, примерно, и будет высотой снеговой линии. На вывод, полученный этим способом, ни форма ледников, ни их величина, ни экспозиция не оказывают влияния.

Метод вершин осредняет весьма большое число отметок, измеренных в разных точках обширной и характерной в гляциологическом отношении территории. Очевидно, осреднение многих значений для большой территории должно привести к иным результатам, чем практикуемое другими методами осреднение двух-трех отметок, взятых на отдельном леднике. Таким образом, «загадочность» существа предела оледенения кажущаяся: она вызвана не тем, что мы наталкиваемся тут на какое-то особое природное явление, а только тем, что к исследованию известного уже явления применен особый метод.

32. Определение высоты снеговой границы. Абсолютная высота снеговой границы устанавливается либо непосредственно (измерением), либо косвенным (камеральным) путем.

На панораме горного хребта намечают несколько характерных вершин, которые могли бы служить ориентирами, а у подножия хребта на ровной площадке разбивают базис и измеряют его длину (мерной лентой) и абсолютные высоты его концов (гипсотермометром). Определив горизонтальные углы между направлением базиса и направлением на ориентиры и зная длину базиса, легко вычислить расстояние от пункта наблюдения (один из концов базиса) до каждого ориентира. По расстоянию до ориентира и по вертикальному углу α на этот ориентир (берется теодолитом) узнают превышение H ориентира над точкой наблюдения. Высота h снеговой границы получается из формулы (Гордон, 1956):

$$h = \frac{\beta H}{\alpha} + H_0,$$

где β — вертикальный угол до нижней границы снежного покрова, одевающего нерасчлененные склоны гор, H_0 — высота пункта наблюдения.

Измерения делают в конце лета до тех пор, пока не будет достоверно установлено, что сезонная граница снегов прекратила отступание кверху и достигла наибольшей высоты.

Так узнается высота видимой снеговой границы. Если накопить измерения за многие годы, то среднее из них даст высоту климатической снеговой границы.

Вместо геодезических инструментов можно использовать фотоаппарат и систематически, с одних и тех же пунктов, фотографировать горные склоны с покрывающим их снегом. Од-

нако перед этим по всему склону надо определить какие-нибудь приметные (и различимые впоследствии на снимках) реперы и заранее измерить высоту каждого из них. Сравнение ряда последовательных фотоснимков позволит проследить изменение высоты сезонной линии снегов вплоть до ее наивысшего уровня.

В. Коновалов (1962) предложил фотографировать снеговую границу с вертолета, который перемещается вдоль склонов горного хребта. Полученные снимки затем сопоставляют с топографическими аэроснимками крупного масштаба и по имеющимся на последних горизонталям определяют высоту снеговой линии. Преимущества этого способа: документальная точность фиксации положения снеговой линии и возможность получения за короткий срок массовых данных для обширного района (облет которого занимает всего несколько дней).

К косвенным методам определения снеговой границы относятся:

1. Метод Куровского, опирающийся на предположение, что аккумуляция снега и его таяние суть линейные функции высоты: первая увеличивается пропорционально высоте, второе уменьшается. Там, где аккумуляция и таяние равны, находится истинная средняя высота ледника, совпадающая, как это обосновывает Л. Куровский, с положением снеговой линии.

Способ требует довольно сложных математических операций: измерение средней высоты ледника ведется путем последовательных измерений средних высот его отдельных равновеликих площадей (для этого, следовательно, нужны планиметр и хорошая карта). Высоту климатической снеговой линии метод дает в том случае, если он применен ко всей покрытой льдом площади горного массива, т. е. к группе ледников. В применении к отдельному леднику он дает фирновую линию.

По методу Куровского цифры получаются более высокие, чем по другим методам (в группе Финстерааргорн разность составляла +50 м). Причина в том, что осадки и абляция изменяются не столь правильно, как думал Л. Куровский: первые с высотою увеличиваются медленнее, вторая с понижением ледника возрастает быстрее.

2. Метод вершин (top-method). Иначе его называют географическим, или методом Парча и Брюкнера. О нем мы уже говорили (§ 31). Точность величин, полученных этим методом, целиком зависит от точности топографических карт, а также более или менее и от топографических особенностей района. Очень трудно применить этот метод к плоскогорьям; крутые горные вершины и хребты (где снег не может накоп-

ляться в достаточном для образования ледников количестве) служат предпосылкой для получения завышенных величин; к завышенным величинам приводят и измерения, произведенные в период наступания ледников (т. е. опускания снеговой границы), тогда как для группы отступающих ледников (поднятие снеговой линии) метод вершин даст заниженные величины высоты «границы оледенения».

3. Высота видимой снеговой границы, меняющаяся ежегодно из-за метеорологических условий, определяется наивысшим пределом летнего стаивания снегов, т. е. уровнем, где в году число дней со снежным покровом достигает 365. В связи с этим М. В. Тронов предложил климатологический метод определения высоты снеговой границы (графический): по оси ординат откладывают высоты пунктов, по оси абсцисс — число дней в году со снежным покровом в данном пункте; затем конец получившейся кривой в порядке экстраполяции доводят до абсциссы, равной 365 (Тронов, 1956, стр. 67).

Идея эта получила новое развитие в работе О. П. Щегловой (1961). Автор устанавливает зависимость между числом дней со снежным покровом и абсолютной высотой местности в виде линейных уравнений регрессии. Такие уравнения были им получены, например, для Грузии:

$$n = 0{,}0725H + 12, \quad (1)$$

$$H = 7{,}73n + 338 \quad (2)$$

и для западной части Средней Азии:

$$n = 0{,}0725H - 16, \quad (3)$$

$$H = 13{,}76n + 232. \quad (4)$$

Здесь n — число дней со снежным покровом, H — высота пункта наблюдений в метрах.

Уравнения (2) и (4) используются для определения высоты снеговой линии путем подстановки в них вместо n цифры 365. Для Грузии получается 3159 м, для Средней Азии — 5230 м. Цифры эти выше тех, какие указываются в литературе (Грузия — 2900 м, запад Ср. Азии — 3600—4800 м).

33. Методы определения высоты фирновой линии. В гляциологической практике фирновую линию определяют чаще, чем снеговую границу. Это объясняется тем, что положение фирновой линии устойчивее, чем снеговой границы, а кроме того, как мы видели, большинство гляциологов отожествляет эти два понятия.

Положение фирновой линии, как и снеговой границы, из-за изменений количества осадков и летнего тепла от года к году колеблется. В Заилийском Алатау амплитуда колеба-

ний фирновой линии за период 1937—1953 гг. достигала 235 м (Пальгов, 1958, стр. 163). На леднике Таку (Аляска) в 1949 г. она была на 240 м ниже, чем в 1948 г.

Наиболее благоприятным временем для непосредственного измерения фирновой линии на леднике является самый теплый месяц в году и день, которому предшествовало несколько ясных и теплых дней без выпадения снега в окрестностях ледника. Поднимаясь вверх по леднику, исследователь будет идти сначала по поверхности голого льда. Затем на некоторой высоте на поверхности льда появятся разобщенные пятна снега. Сперва они редки, но вверх по течению ледника пятна эти возрастают и в количестве и в размерах, пока не сольются, наконец, в единую пелену. Стало быть, граница между областями аккумуляции и абляции на леднике — не резкий рубеж, а более или менее широкая зона, причем в одни годы (более теплые) эта переходная зона может быть практически присоединена к области абляции, а в другие (более холодные) — к области питания. Ширина зоны достигает иногда значительных (до 1—2 км) размеров, особенно на ледниках с малым уклоном поверхности. Задача исследователя в том, чтобы с помощью имеющегося у него прибора измерить на леднике сперва высоту верхней границы голого льда, а затем нижней границы сплошного снежного покрова. Среднее из этих двух величин и есть искомая высота фирновой границы.

Хорошие данные о высоте фирновой линии можно получить, используя сведения о балансе вещества в леднике. В качестве примера возьмем баланс ледника Четырнадцатого Июля (Шпицберген), представленный по высотным интервалам в табл. 4 (Ahlmann, 1935).

Таблица 4

Баланс ледника Четырнадцатого Июля

Высотные интервалы в м над ур. моря	Суммарный приход	Суммарный расход
	в млн. м³ воды	
0 - 150	3,1	13,8
150—250	7,1	17,1
250—350	10,7	19,8
350—450	11,8	17,6
450—550	12,1	15,5
550—650	12,6	13,3
650—850	16,5	13,5
850—1100	4,8	2,8
	78,7	113,4

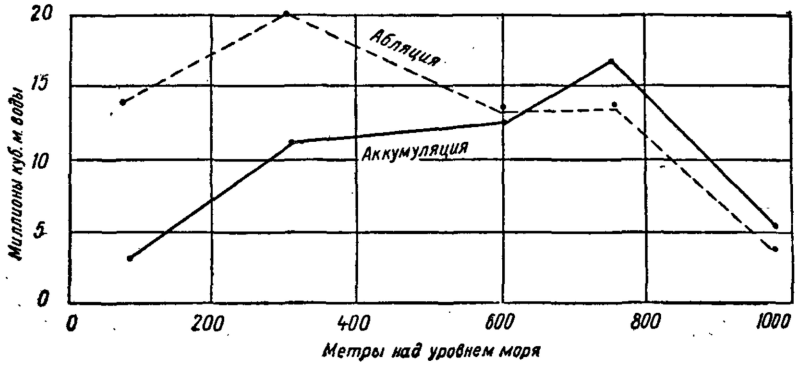

Рис. 15. Балансовая диаграмма ледника Четырнадцатого Июля на Шпицбергене за 1933/34 «бюджетный» год (по *Альманну*)

На уровне 550—650 м приход и расход почти равны, следовательно, высота фирновой линии близка к 650 м. Точный график, построенный Х. Альманном на основании его материалов, действительно дает цифру 640 м (рис. 15).

Измерения прибыли и траты льда в леднике принесут для освещения интересующего нас вопроса пользу и в том случае, когда имеется и меньше данных, чем у Х. Альманна. Например, на Ронском леднике за много лет определено, какой толщины слой льда (в метрах) стаивает ежегодно на четырех различных профилях. На высоте 1810 м стаивает за год 11,26 м; на высоте 1910 м — 10,41 м, на высоте 2400 м — 4,62 м, а на высоте 2560 м — только 3,12 м. Видно, что стаивание на профиле «2560 м» на 8,14 м меньше, чем на профиле «1810 м». Так как разница по высоте между этими пунктами равна 750 м, то выходит, что на каждые 100 м поднятия по леднику годовое стаивание уменьшается на 1,09 м или, округленно, на 1 м. Если этот вывод экстраполировать, то окажется, что стаивание будет равно нулю на высоте 2850 м, т. е. именно здесь и будет лежать фирновая граница.

Перейдем теперь к рассмотрению косвенных методов, основанных на теоретических предпосылках.

Метод Гефера — это, в сущности, упрощенный метод Куровского: принимается, что высота фирновой линии есть среднее арифметическое из высоты обрамления фирнового поля и высоты конца ледника. Пример: на рис. 16 наивысшими точками, окружающими верховья ледника, являются четыре вершины в 3795, 3927, 3850 и 3820 м, а также седловина между двумя последними горами (высота ее, как можно подсчитать по горизонталям, проведенным в данном случае через каждые 20 м, равна 3750 м). Среднее из этих отметок—3828 м.

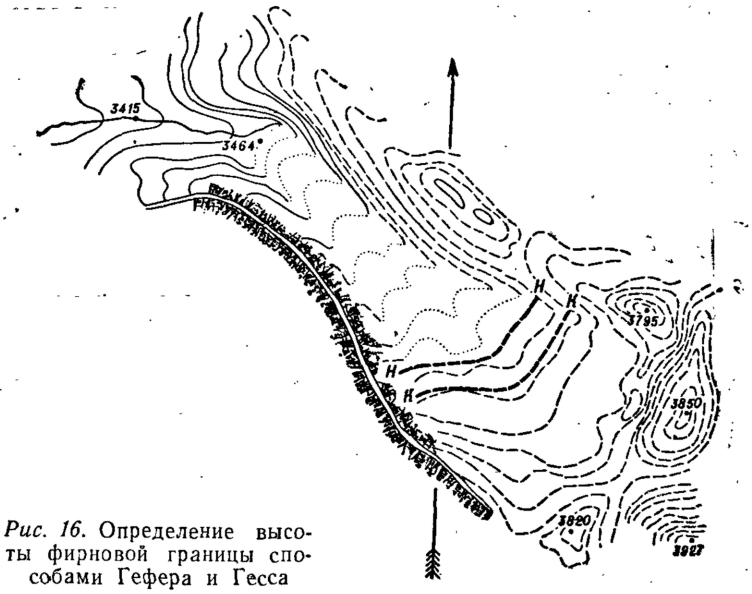

Рис. 16. Определение высоты фирновой границы способами Гефера и Гесса

Полученную цифру складываем с высотою конца ледника (3464 м) и делим сумму пополам: высота фирновой границы равна 3646 м (на рисунке линия *К*--*К*).

Метод Гефера дает удовлетворительные результаты лишь в том случае, если ледник небольшой, везде одинаковой ширины или с однообразным уклоном.

Метод Брюкнера, или гипсометрический, имеет в виду не отдельные ледники, а целые ледниковые области. Для альпийских ледников чисто эмпирически было установлено, что отношение площадей их питания к площадям абляции от 2 : 1 до 8 : 1, а в среднем 3 : 1. Эта средняя «норма» произвольно распространяется подчас и на другие ледниковые районы Земли. Разделив площадь оледенения района на две части в пропорции 3 : 1, мы тем самым должны найти положение фирновой линии. В действительности же в большинстве случаев мы его не находим, хотя бы уже потому, что, если в Альпах «норма» 3 : 1, то, например, в Каскадных горах (на вершинах Худ и Адамс) она обратная, т. е. 1 : 3, в Исландии и Норвегии часто 1 : 1 (где ледниковые языки широкие и короткие) и т. п.

Метод Гесса (иначе, метод Хюги, или морфологический) применим лишь для тех ледниковых районов (и притом только для горных ледников), на которые имеются карты крупного масштаба. Основан на том, что в горных ледниках

область питания имеет обычно вогнутый поперечный профиль, а область абляции — выпуклый, следовательно, в первом случае горизонтали поверхности льда обращены выпуклостью вверх по течению ледника, а во втором случае — выпуклостью вниз по течению. Значит, определение фирновой линии заключается в отыскании высоты, на которой один тип поперечного профиля ледника сменяется другим. На рис. 16 видно, что изменение характера горизонталей на леднике происходит примерно по линии *Н—Н*. Вычислив ее высоту по горизонталям (проведенным, допустим, через каждые 20 м по высоте), получим 3630 м. Это и будет высота фирновой границы.

Метод Гесса весьма нагляден: фирновая граница как бы нарисована, она сразу видна по горизонталям. Ее «вещественность» внушила П. Жирардену идею предложить следующий полевой способ нахождения фирновой линии: стать на краю ледника и с помощью эклиметра отыскать на поверхности ледника горизонтальную линию, лежащую на уровне глаза наблюдателя. Если при этом видно, что линия изогнута вниз по леднику, значит, исследователь находится ниже фирновой границы; если вверх по леднику — то выше фирновой границы, а если горизонтальная линия более или менее перпендикулярна к краю ледника — наблюдатель находится на самой фирновой границе.

Метод Рейда. Американский гляциолог Г. Ф. Рейд предложил следующий простой способ: определяется наименьшая высота так называемой подгорной трещины, или бергшрунда (см. § 47), и наибольшая высота, на которой появляются на леднике поверхностные морены (см. § 140); среднее из этих высот близко отвечает положению фирновой границы. Действительно, подгорная трещина лежит еще в области аккумуляции, так что ее отметка слишком велика для высоты фирновой линии. А морены лежат уже в области абляции, так что их отметка слишком низка для высоты фирновой границы. Среднее же из этих отметок исправляет обе ошибки.

Методом Рейда можно пользоваться и непосредственно в поле и, если имеется подробная карта ледника, также и камерально.

Ф. Виссер в Каракоруме определял фирновую линию (он называет ее снеговой границей) по тем точкам, где на леднике в разгар лета из-под зимнего снега обнажаются морены.

Метод Щегловой (1951). Планиметрируя карты среднеазиатских речных бассейнов и изучая высотное распределение площадей оледенения, О. П. Щеглова установила, что гипсографическое распределение площадей оледенения (отдельных ледников, их групп и целых бассейнов, где есть ледники) характеризуется кривой, представленной на рис. 17. По оси абсцисс отложены высоты *Н*, по оси ординат — значе-

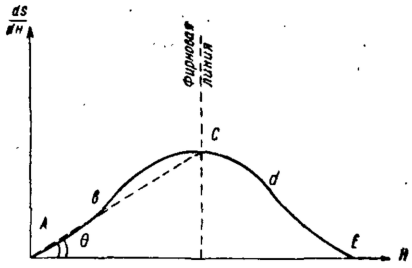

Рис. 17

ния $\frac{dS}{dH}$ приращения площадей оледенения на высотный интервал. Оказалось, что $\frac{dS}{dH} = \max$ (т. е. максимальная площадь оледенения на высотный интервал) соответствует высоте фирновой линии.

Метод Пальгова (1956г., 1958). Изучая на Малоалматинских ледниках зависимость положения фирновой линии от метеорологических факторов, Н. Н. Пальгов, опираясь на многолетние осредненные наблюдения, нашел эмпирическую формулу для определения высоты фирновой границы:

$$H = 3515 + 54{,}6t - 0{,}18C,$$

где H — средняя высота фирновой линии в метрах, t — средняя температура воздуха за период с июня по август, C — сумма осадков (в мм) за период с сентября предыдущего года по август текущего года. На Малоалматинских ледниках увеличение осадков за указанный выше период на 100 мм вызывает понижение фирновой линии на 56 м, а увеличение средней летней температуры (июнь, июль, август) на 1° влечет поднятие фирновой линии на 70 м.

Формула, как и всякое эмпирическое уравнение, имеет ограниченное применение. Но на основе принципа, по какому она построена, могут быть созданы и для других ледниковых районов подобные же формулы, полезные для определения высоты фирновой границы. Ошибка формулы Пальгова ±25 м.

Для определения средней высоты линии равновесия на полярных ледниках (где она часто не совпадает с фирновой границей) М. Г. Гросвальд (1961) предложил «структурный» метод, опирающийся на тот факт, что слои наложенного льда параллельны поверхности ледника (Schytt, 1949), а слои ледникового льда секут ее под разными углами. Наличие или отсутствие угловых несогласий между слоями льда и ледниковой поверхностью устанавливают на стенках закладываемых во льду шурфов (длиною в 3 м и глубиною 0,5—0,6 м).

Обилие методов, какими пользуются для определения высоты фирновой линии, весьма затрудняет сопоставление полученных результатов. Коэффициентов, позволяющих переводить величины, полученные одним методом, в величины, полученные другими методами, нет, и отпадает, стало быть,

всякая возможность унификации. Самый надежный способ — определять фирновую линию путем непосредственных наблюдений, но он же и наиболее трудоемкий.

Н. Н. Пальгов для каждого ледника Заилийского Алатау определил высоту фирновой границы несколькими методами. Вот, например, сравнительные данные для группы Малоалматинских ледников (1956а, стр. 111):

непосредственное определение . .	3702 м
по методу Гефера	3700 м
„ Гесса	3655 м
„ Куровского	3715 м

Методы Гефера и Куровского дали величины, наиболее близкие к средним за годы наблюдений. Метод Гесса дает заниженные цифры; Н. Н. Пальгов объясняет это тем, что рисунок горизонталей вблизи бассейна питания ледника меняется медленно и отображает не современное, а какое-то прошлое положение фирновой линии.

Сравнение цифр, полученных разными методами, делали и другие авторы. К сожалению, абсолютная ценность разных косвенных методов так и осталась невыясненной.

При хороших картах крупного масштаба, охватывающих весь изучаемый ледниковый район, можно не только установить высоту снеговой или фирновой границы, но и дать ее наглядное графическое изображение при помощи изолиний. Линии равной высоты снеговой границы называются *изохионами*, линии одинаковой высоты фирновой границы можно называть *изофирнами* (ед. ч. — изофирна). Для линий, соединяющих одинаковые значения, полученные методом вершин (Парча — Брюкнера), Х. Альманн (Ahlmann, 1933) предложил название *изогляцигипс*.

Карты изохион составлялись Г. Гессом для Альп и Кавказа, А. Рейнгардом для Кавказа, Д. Даинелли для Каракорума и т. п.

34. Условия, влияющие на высоту снеговой границы. Снеговая линия на горах только издали кажется ровной чертой; на самом же деле она волнистая. Если ее изучать не на склонах гор, а на поверхности ледников (т. е. изучать фирновую линию), она оказывается более постоянной и по высоте, и от года к году.

Согласно М. В. Тронову (1956, стр. 124—126), основные факторы формирования снеговой линии можно объединить в четыре группы: 1) фактор климатический, или общие условия климата; 2) фактор ороклиматический, включающий в себя расположение хребтов и долин, высоту и экспозицию склонов вместе с соответствующими изменениями или вариациями климата; 3) фактор морфологический, определяющий создание малых форм оледенения через микроклимат, обусловленный формами рельефа (например, каровые ледники); 4) влияние самих ледников. Сочетание всех этих факторов в каж-

дом пункте чрезвычайно сложно, поэтому высота снеговой границы и меняется довольно резко даже на коротких расстояниях. Так, на Памире на расстояниях от 100 до 250 км разность высот снеговой границы достигает 1340 м (Забиров, 1955б).

Важнейший созидательный фактор, формирующий снеговую линию, — твердые атмосферные осадки. Оттого важно знать не только их годовое количество, но и так называемый *нивометрический градиент* — увеличение количества твердых атмосферных осадков на каждые 100 м высоты.

К важнейшим разрушительным факторам относится количество тепла, поступающее на поверхность снега, льда и грунта. В первую очередь исследуют температуру воздуха. Следует помнить, что она подчас на несколько градусов отличается от температуры подстилающей поверхности. Местные тепловые аномалии последней зависят от природы грунта (снег и лед много отражают, темные скалы поглощают тепло), его влажности (сухие почвы быстрее нагреваются, чем влажные), экспозиции и т. п. Имеет значение не столько средняя годовая температура, сколько тепловые условия периода положительных температур и продолжительность этого периода. В полярных странах снеговая линия поднимается невысоко над уровнем моря, зато в тропических областях нижний предел вечных снегов располагается выше 5000 м.

В тесной связи с температурой находится влияние (весьма заметное в сухих и полярных странах) суммы и интенсивности инсоляции и уходящей радиации — то и другое в зависимости от облачности, величины альбедо подстилающей поверхности и экспозиции горных склонов. В северном полушарии на северных склонах хребтов снеговая линия обычно ниже, чем на южных: в горах Биш-Ипрду на северном склоне 2500—2650 м, на южном — 2625—2925 м; в Джунгарском Алатау на северном склоне 3000—3300 м, на южном — 3500—3800 м. В Джунгарском и Заилийском Алатау, Киргизском хребте, Терскей-Алатау разница между северным и южным склонами составляет 300—500 м, а в цепях Алайской и Петра I — до 700—800 м.

Влияние осадков и температуры противоположны. Вообще в высоких широтах и в странах с морским климатом на положении снеговой границы отражаются преимущественно осадки, в низких широтах и в континентальном климате господствующая роль принадлежит температурным условиям.

Значение осадков особенно выпукло в климатически неоднородных местностях. На гористом тихоокеанском побережье Аляски климат мягкий и влажный. В южной его части годовое количество осадков 3500 мм, на Кенайском полуострове 2500 мм, а в Латуше более 4300 мм. И снеговая линия

здесь лежит на высоте 300—800 м, а ледники спускаются до уровня моря. Во внутренних же районах страны (на Юконе) осадков всего 300 мм в год, лето теплое и высота снеговой границы 1800 м.

Тот же фактор влажности, но в более крупном масштабе, сказывается на странах, различно удаленных от моря. На Кавказе снеговая граница с запада на восток повышается от 2744 м (западнее Маруха) до 3780 м (район Базар-Дюзи), что составляет разницу более 1000 м за счет усиления сухости климата. Аналогичный ход снеговой границы и во французских Альпах: западная часть их — под влиянием морского климата (снеговая линия 2700 м), восточная — под влиянием континентального (снеговая линия 3000 м).

Э. Рихтер и И. Егерленер обратили внимание на то, что на периферии горного массива снеговая линия лежит ниже, чем в его внутренних частях (эффект массивности гор). Судя по карте Г. Гесса (1904), в окраинных цепях Альп снеговая линия находится на уровне 2400—2700 м, а в центральных — на 2900—3200 м. На внешних горных хребтах советской Средней Азии (Гиссарском, Туркестанском, Таласском, Киргизском, Кунгее, Заилийском и Джунгарском) высота снеговой границы 3000—3600 м. По мере движения в глубь горной области высота эта быстро и заметно возрастает, достигая наибольших значений в центральном и южном Памире (Забиров, 1955б, карта к стр. 34), причем максимальные значения (5000—5250 м) превышают отметки снеговой линии упомянутых окраинных цепей на 2000—2100 м. Иными словами, над обширными нагорьями снеговая линия изгибается к верху, и в этих районах рисунок изохион напоминает купол, изображенный горизонталями. Причина в том, что по направлению в глубь горных стран уменьшаются осадки (их перехватывают окраинные хребты) и увеличивается инсоляция.

Ф. Энквист, Е. Ромер, Вонсович и другие, а у нас А. Н. Алешков и Г. К. Тушинский исследовали роль ветра в распределении снеговой границы и в питании ледников. Вонсович (1934) обнаружил любопытную аномалию в горах Селькирк (Канада): на наветренных склонах (господствуют западные ветры) залегают самые крупные ледники (Бишоп, Гейки, Иллесельвет), но снеговая линия лежит на высоте 2400—2500 м, тогда как на противоположном склоне имеются мелкие ледники, а высота снеговой границы —2100 м. Ветры перевевают снег с наветренных склонов на подветренные, это повышает снеговую границу на первых и понижает ее на вторых. На Земле Адели положение фирновой линии зависит прежде всего от экспозиции склонов ледникового щита по отношению к ветру: в защищенных местах постоянный снежный нанос доходит до уровня моря, но на открытых местах акку-

муляция уравновешивается абляцией на высоте около 450 м (Loewe, 1956). Таким образом, при характеристике условий оледенения важна экспозиция склонов по отношению не только к солнцу, но и к ветру (особенно, к влагоносному), причем представляют интерес и направление, и сила ветра (поскольку для переноса снега нужна определенная скорость ветра, зависящая также от особенностей снега).

Для правильного понимания причин, определивших высоту снеговой или фирновой границы в данной местности, необходимо учитывать все перечисленные условия, добавив к ним влияние формы рельефа, высоты гор, деятельности лавин.

Очевидно, что совокупность факторов, влияющих на высоту снеговой и фирновой границы, не только меняется от места к месту (т. е. в пространстве), но может меняться и во времени. На положение видимой снеговой (и видимой фирновой) границы влияют перемены метеорологической обстановки, на положение климатической снеговой линии (и средней фирновой границы) — колебания климата. Похолодание или увлажнение климата влечет понижение *(депрессию)* снеговой линии, увеличение сухости или потепление — подъем снеговой линии. Сравнив крупномасштабные карты 1890 и 1946 гг., П. А. Иваньков установил, что на северном склоне Большого Кавказа высота снеговой линии изменилась за этот период (56 лет) в среднем на +44 м (см. табл. 5) (Иваньков, 1959б, стр. 234).

Таблица 5

Изменение высоты снеговой линии на северном склоне Большого Кавказа за 1890—1946 гг.

Районы	Абсол. высота снеговой линии (в м)		Изменение высоты снеговой линии (в м)
	1890 г.	1946 г.	
Западный Кавказ	2980	3009	+29
Центральный Кавказ . .	3518	3560	+42
Восточный Кавказ	3495	3557	+62
Среднее .	3331	3375	+44

Прежде полагали, что высота снеговой границы должна совмещаться с высотой изотермы 0°. Предположение это не оправдалось: снеговая линия не совпадает ни с горизонталями, ни с какой-нибудь изотермой. Под экватором границе вечных снегов отвечает изотерма +1,5°, на южном склоне Гималаев +0,5°, а на северном их склоне —2,8°, в Каракоруме —3,9°, в Альпах —4°, на Новой Земле —11,0°.

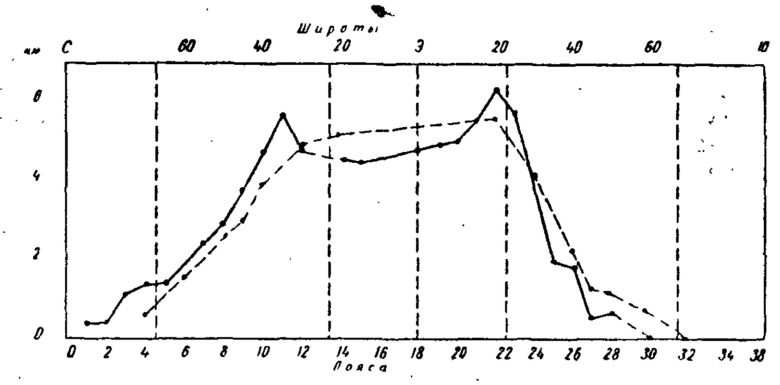

Рис. 18. Схематическое распределение высоты снеговой границы на Земле по широтным поясам (сплошная кривая) и по параллелям (пунктирная кривая)

Э — экватор, *другие пунктирные вертикали* — *тропики и полярные круги*; *С* и *Ю* — северный и южный полюсы.

35. Распределение высоты снеговой линии на земном шаре. Для общего суждения о распределении высоты снеговой линии по широтным пятиградусным поясам, идущим с севера на юг, служит составленный мною рис. 18. Приводим также средние высоты снеговой границы на различных параллелях, вычисленные Пашингером (табл. 6). График его подсчетов (в форме пунктирной кривой) наложен на тот же рис. 18. Обе кривые почти совпадают.

Таблица 6

Высота снеговой границы (в м) на разных параллелях (по Пашингеру)

Географическая широта (в градусах)	Высота снеговой линии (в м)		Разница
	сев. полушарие	южн. полушарие	
70	600	0	600
60	1600	600	1000
50	2600	1100	1500
45	3000	1300	1700
40	3900	2200	1700
30	4900	4100	800
20	5200	5600	—400

Графики подтверждают то, что уже сказано (§ 34) о зависимости между температурой, осадками и положением снеговой границы. Влияние температуры порождает общую форму кривой, высоко поднятой над теплыми широтами Земли и круто

падающей отсюда в обе стороны к полярным странам, причем к югу от 62° ю. ш. снеговая линия совмещается с уровнем океана. В южном полушарии снеговая линия в целом ниже, чем в северном; особенно велика разница между высотами на сороковых параллелях обоих полушарий (см. табл. 6), достигающая 1700 м. Причина: в этих широтах южное полушарие почти сплошь океаническое.

Влияние осадков видно из того, что самые резкие возвышения кривой не над экватором, а в области субтропических барических максимумов, в так называемых сухих зонах низких широт. Наибольшие средние высоты приходятся на субтропики южного полушария, но наибольшие абсолютные высоты отмечены в северном: во внутреннем Тибете есть горные вершины, достигающие 7000 м высоты и все же не покрытые снегом.

Если в зависимости от количества твердых атмосферных осадков снеговая линия поднимается от влажных районов к сухим, то это явление должно обнаруживаться не только в меридиональном разрезе. И действительно, в умеренных широтах снеговая линия повышается от западных более влажных окраин материков к их срединным частям, где климат сухой (мало осадков, максимум их летом) и лето жаркое, а затем опять понижается на восточных краях континентов. Так, в центральных Альпах высота снеговой линии 2700 м, в Восточном Кавказе 3500—3800 м, в хребте Тенгри-Таг 4400—5000 м, на Камчатке 3000—1000 м.

В тропиках снеговая граница снижается от сухих западных окраин материков к восточным, более влажным.

В Арктике снеговая линия коснулась уровня океана, насколько известно, всего в одном месте — на Земле Кронпринца Христиана (северо-восток Гренландии). И происходит это в очень высоких широтах (82—81°) — на двадцать градусов ближе к полюсу, чем в южном полушарии. На таких параллелях, на каких в Антарктике снеговая линия лежит на уровне моря, в СССР и Норвегии вызревают хлеба, в Исландии хорошие пастбища и даже в Гренландии по окраинам материкового льда летом зеленеют луга. В Антарктике выше снеговой границы лежит площадь около 21 млн. км², в Арктике — только 800 тыс. км².

ГЛАВА IV

УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВ

36. Что такое ледник? Ледник — это естественная масса фирна и льда, обладающая постоянным собственным движением, расположенная главным образом на суше, существующая длительное время, имеющая определенную форму и значительные размеры и образованная путем накопления и преобразования различных твердых атмосферных осадков.

Самых существенных признаков три:

1. Ледник, прежде всего, — естественное скопление льда осадочного происхождения (т. е. из снега). Стало быть, ледники возникают из атмосферы. В этом их отличие, например, от пакового льда полярных морей — тоже естественного многолетнего образования, но получившегося путем замерзания воды. В строении пакового льда (с поверхности) снег, правда, принимает участие, но весьма второстепенное. С другой стороны, когда говорят об осадочном происхождении ледникового льда, то этим указывают лишь на господствующую роль атмосферных осадков в формировании ледников, ибо в ледниках есть и гидрогенный лед.

2. Ледник — это континентальное образование: в море он распространяться может (в больших масштабах это наблюдается в Антарктиде), но зарождается всегда на суше. Да и распространение его по морю, как показал Э. Дригальский (Drygalski, 1910), ограничено пределами материковой отмели.

3. Одна из главнейших особенностей ледника — наличие у него самостоятельного движения, обусловленного свойствами самого льда. Следовательно, всякие неподвижные скопления льда или скопления, которые перемещаются пассивно (например, водные льды, разносимые ветрами или течениями), к ледникам не относятся.

Не все гляциологи согласны с этим. Х. Альманн, Р. Клебельсберг, Н. А. Солнцев и другие относят к ледникам как подвижные, так и неподвижные массы фирна и льда. По

Н. А. Солнцеву (1949), в генетическом ряду: снежный покров — снежинки разного типа — фирновый ледничок — эмбриональный ледничок — настоящий ледник — нет четких границ между членами ряда. М. В. Тронов (1954а) тоже полагает, что точная граница между ледниками и «неледниками» не может быть обозначена даже таким признаком, как активное движение.

Подобные соображения неприемлемы. Наличие в природе переходных образований бесспорно, но это никогда не вело ученых к отказу от попыток искать хотя бы приблизительные качественные грани тех или иных предметов. Если таких граней не устанавливать, тогда почему бы не отнести и снежный покров в разряд ледников? Этого, однако, никто не делает. Вместе с тем, между ледничком и снежником границу опасаются проводить на том основании, что со временем из снежника может вырасти ледник. Руководствуясь подобным «основанием», нельзя было бы отличать и гусеницу от бабочки, поскольку гусеница превращается в бабочку.

Рубеж между ледниками и неледниками есть, и притом очень ясный: переход от неподвижности к движению. Пока скопление снега неподвижно — это снежник, когда оно приходит в движение, т. е. приобретает новое качество в своем развитии, — тогда перед нами ледничок; когда ледник в результате деградации прекратит движение — это уже мертвый лед, т. е. бывший ледник.

Гораздо более расплывчаты другие признаки ледников: значительность размеров, определенность формы и продолжительность существования.

Амплитуда размеров у ледников необычайно большая: от мощной шапки льда, закрывающей собою целый материк или громадный остров (Антарктида, Гренландия), до мелких ледничков Приполярного Урала, имеющих в длину подчас не более 100—200 м.

Форма ледника — тоже не очень ясный признак. В умеренных широтах она зависит преимущественно от очертаний ледникового вместилища: ледники, заполняющие кратеры потухших вулканов, округлы; те из них, которые спускаются по долинам, — линейны и т. д. Но не только рельеф создает форму ледника. В том же долинном леднике масса льда ограждена горными склонами лишь с трех сторон, а конец ледника лежит свободно; его вид обусловлен уже целиком свойствами самого льда и климатической обстановкой. Не будь скалистого обрамления, ледник все равно принял бы какую-то форму. Это мы действительно и наблюдаем в полярных странах, где нередко рельеф страны погребен под толщами льда и на облик ледника не оказывает видимого влияния. Тогда очертания ледников в плане округленные и овальные, а

в вертикальном разрезе — выпуклые. Исландские ледники напоминают караваи круглого хлеба, а ледниковый покров Гренландии — плоско-выпуклое часовое стекло.

Продолжительность существования — еще менее отчетливый признак, но практическое пользование им обычно не вызывает сомнений. Сезонный снежный покров или снега-перелетки явно не относятся к ледникам, хотя это и естественные скопления атмосферного льда. Ледниковые явления в жизни нашей планеты, по существу, настолько быстротечны, что к ним меру «длительности» можно прилагать, не прибегая к геологическим масштабам времени. Скопление льда, существующее в природной обстановке 100—300—500 лет (и более), называется ледником, если удовлетворяет остальным требованиям.

37. Факторы оледенения. Из понятия о леднике как о длительно существующей массе естественного льда вытекает, что ледник есть прежде всего продукт известного климата. Анализ снеговой границы показал, что в процессах оледенения немалую роль играют также рельеф и сами ледники, коль скоро они образовались.

Следуя М. В. Тронову (1954а), можно дать такой перечень основных физико-географических факторов оледенения: 1) общие черты климата и их изменения в пределах ледникового района (солнечная радиация, температура воздуха, атмосферные осадки, циркуляция атмосферы); 2) абсолютные высоты горных хребтов; 3) взаимное расположение горных хребтов и долин, в силу которого возникают внутренние климатические различия в горной системе; 4) экспозиция горных склонов по отношению к солнцу и преобладающим ветрам; 5) расчленение склонов и формы рельефа, вмещающие оледенение. Имеет значение при этом не сумма перечисленных факторов, а их комплекс, т. е. их взаимное влияние и изменения этого влияния в зависимости от всей конкретной географической обстановки.

С точки зрения общеклиматической, для возникновения ледников нужны твердые осадки в течение зимы или круглого года и низкие температуры, особенно летом, чтобы ежегодно мог оставаться слой нерастаявшего снега.

В полярных странах положительными условиями для развития и существования ледников служат низкие температуры зимой и летом, благодаря чему осадки выпадают в твердом виде; те же низкие температуры препятствуют таянию снега. Отрицательные условия: слабое испарение и сухость воздуха (следствие низких температур); в результате — малое количество осадков.

В различных горных странах количество атмосферных осадков неодинаково, но, как правило, в одной и той же гор-

ной системе оно с высотою становится больше до известного предела, после которого вновь уменьшается. Это правило относится преимущественно к наветренным склонам окраинных частей горного массива и главным образом к тому случаю, когда хребет перпендикулярен к направлению господствующего влажного ветра. При параллельности направлений горной цепи и воздушного влажного течения увеличение осадков с высотою сказывается не так резко, и оно более или менее равномерно на обоих склонах. Увеличение количества осадков по вертикали идет параллельно с понижением температуры в том же направлении (убыль температуры равна в среднем 0,5—0,7° на каждые 100 м подъема). Вследствие этого на некоторой высоте осадки могут большую часть года (или весь год) выпадать в твердом виде.

Таким образом, циркуляция атмосферы обусловливает годовое количество осадков в данном районе; от солнечной радиации и температуры воздуха зависит, какая доля выпадет в форме снега и какое количество этого снега убережется от таяния и испарения в течение года. В общем виде можно сказать, что развитию оледенения благоприятствует та совокупность метеорологических элементов, которая приближает климат данной местности к океаническому типу климата; изменение же климата в сторону континентальности производит обратное действие. Морской климат благоприятнее потому, что богаче осадками, и лето в нем прохладнее, так что зимний снег не очень энергично уничтожается таянием. Континентальный климат менее пригоден для ледников не только из-за своей сухости, но и потому, что лето в нем (за исключением полярных стран) жаркое и таяние снегов энергичное.

Общие климатические черты территории претерпевают некоторые изменения внутри горного района под влиянием рельефа. В этом и заключается одна из сторон воздействия рельефа на оледенение. Вторая сторона — воздействие на форму, величину и свойства ледников. Наконец, рельеф вообще определяет возможность или невозможность аккумуляции твердых атмосферных осадков. Последнее связано с его абсолютной высотой и, если эта высота достаточна, с наличием площадок, удобных для накопления снега.

Разность отметок между снеговой границей и вершинами, поднимающимися над нею, я предложил называть *положительной разностью оледенения;* разность отметок между той же линией и точками рельефа, лежащими ниже ее, можно называть *отрицательной разностью оледенения* (Калесник, 1934). Очевидно, что с увеличением положительной разности возрастает в какой-то пропорции и энергия процессов оледенения; с уменьшением абсолютной величины отрицательной разности увеличивается возможность оледенения данной

страны. Р. Кёхлин (Koechlin, 1944, стр. 31) тоже отмечает, что площадь фирновых полей (области питания) зависит от разности высот снеговой границы и наивысших точек фирнового поля. В Швейцарии эта разность около 1000—1300 м, в Гималаях —3200 м, оттого длина Алечского ледника в Альпах около 24 км, а длина гималайских ледников достигает 80 км.

Чтобы изолированная вершина могла быть покрыта вечным снегом, она должна лежать выше снеговой границы и обладать достаточно обширной площадью и удобной формой. На крутых горных вершинах снег обычно не удерживается, скатывается вниз и, следовательно, не в состоянии дать больших скоплений: во многих горах часть пиков, вздымающихся выше снеговых полей, оголена от снега. Зато плоские и вогнутые формы рельефа (горизонтальные площади, котловины, водосборные цирки в верховьях долин, кратеры потухших вулканов) особенно удобны для аккумуляции твердых атмосферных осадков. На открытых ветрам вершинах аккумуляция твердых осадков сильно уменьшается тем, что ветер сдувает отсюда большое количество снега.

Чтобы установить «способность» вершины нести на себе постоянную снеговую шапку, Мэнли (Manley, 1955) изучил по картам и литературным источникам многие отдельные вершины в Норвегии, Исландии и Альпах и установил, что эта способность зависит от ширины вершины и от высоты ее над снеговой линией (иначе говоря, от положительной разности оледенения). Выяснилось, что в умеренном климате вершина шириною в 1000 м может удержать на себе снежную шапку, если возвышается на 200 м над снеговой линией; при ширине вершины в 300 м необходима положительная разность оледенения в 400 м, а при ширине в 100 м эта разность должна быть порядка 600—700 м. Вышеизложенное — не закон, а эмпирическое обобщение фактического материала.

Рельеф сказывается на интенсивности оледенения и другим путем. Например, у Главного Кавказского хребта северные склоны растянутые и пологие, южные — крутые. И хотя на южной стороне местами больше влаги, чем на северной, самое мощное оледенение приурочено к северному склону. Ничтожное оледенение западного Куньлуня, по Г. К. Соболевскому (1918), есть не только результат сухости климата, но и орографических условий: горный массив весьма крут и узок, вследствие чего снежные поля развиты слабо, а ледники, спускаясь с гребня, очень быстро достигают пределов своего распространения, не успевая развиться в длину.

Наконец, микроклиматическая обстановка, создаваемая различными формами рельефа, делает возможной аккумуляцию снега, фирна и льда ниже снеговой границы — в полосе между нею и границей фирновых пятен. Наряду с условиями затенения тут немалую роль играет и ветер (метелевый перенос снега).

38. Принцип соответствия. Для характеристики взаимоотношения между оледенением, климатом и рельефом М. В. Тронов (1954а и др.) сформулировал принцип соответствия, подразумевающий степень соответствия форм рельефа, вмещающих ледники, тем возможностям оледенения, какие дает климат. Если, например, цирк определенных размеров целиком заполняется стекающими с его склонов ледниками — налицо полное соответствие; цирк меньших размеров в тех же климатических условиях как бы искусственно ограничивает возможные размеры ледника; наконец, цирк очень большой и глубокий целиком заполнен не будет, и в нем вместо одного большого ледника на склонах разместится несколько меньших. Таким образом, действие данного рельефа, как фактора оледенения, не постоянно и зависит от климата и от размеров и состояния самих ледников. В связи с этим принцип соответствия может быть выражен так: «любая форма или комплекс форм рельефа представляется наиболее благоприятным или активно оказывает благоприятное воздействие на оледенение лишь при определенных климатических условиях или в определенных пределах их изменений» (Тронов, 1954а, стр. 104—105).

Как определить те максимальные размеры оледенения, которые могли бы быть признаком полного соответствия?

Для установления общего критерия М. В. Тронов предложил понятие *коэффициента соответствия A:*

$$A = S : P,$$

где S — площадь снеговых поверхностей, лежащих выше снеговой линии, отнесенная к единице протяжения хребта, а P — величина положительной разности оледенения на данном участке хребта.

Одно лишь отношение $S : P$ не может, конечно, дать исчерпывающего представления о соответствии между климатом, рельефом и оледенением (ибо, например, важны не только площади, но и условия накопления на них снегов и т .п.), но оно все же характеризует это соответствие в первом приближении, так как A, по существу, это вертикальный градиент площадей питания ледника для данного склона.

Построим кривую изменений величины A в зависимости от P, откладывая A по оси ординат, а P — по оси абсцисс. Если A увеличивается вместе с увеличением P, т. е. кривая идет вверх, это служит признаком возрастающего благоприятствования склона оледенению при снижении снеговой линии, ибо увеличивается площадь питания ледника, приходящаяся на каждый метр «запаса высоты» склона над уровнем снеговой границы. Рис. 19 — пример того, как меняется кривая коэффициента соответствия A при изменении высоты снеговой ли-

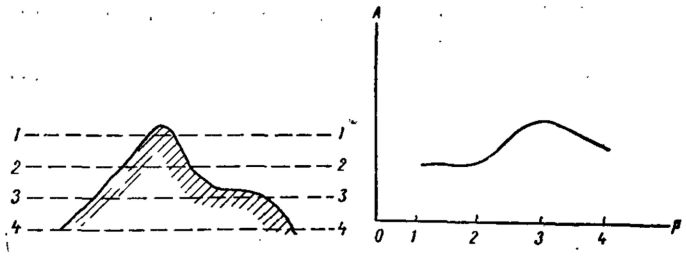

Рис. 19

нии на склоне со ступенью: видно, что максимум величины A, как функции от P, отвечает положению снеговой границы на уровне 3—3: именно при таком климате данная форма склона наиболее благоприятствует оледенению.

Указанным образом можно сравнивать и различные участки одного и того же или разных хребтов: значения A будут говорить о различной (или одинаковой) степени благоприятствования оледенению со стороны рельефа.

39. Гляциоклиматические показатели. Как справедливо отметил Г. К. Тушинский, «до настоящего времени не существует способа точного количественного выражения зависимости оледенения от всей совокупности климатических факторов, обусловливающих его» (1958, стр. 17—18). Тем большее внимание следует уделить гляциоклиматологии, т. е. специфическим проблемам климатологии, разработка которых важна для понимания условий зарождения и развития ледников. Первые опыты обоснования гляциоклиматологии связаны с именем М. В. Тронова. Ему же (1957а и др.) принадлежит идея *гляциоклиматических показателей,* т. е. количественных показателей таких свойств климата, которые существенно влияют на ледниковые процессы.

Система подобных показателей еще не разработана, так как высокогорные и ледниковые климаты плохо изучены, но некоторые показатели назвать можно. Главные из них (и частично уже известные читателю): 1) высота снеговой границы; 2) сумма эффективных температур; 3) сумма солнечной радиации за теплый сезон; 4) количество осадков в фирновом бассейне; 5) количество твердых осадков, эквивалентное (по своему воздействию на годовой баланс ледника) изменению температуры воздуха на 1°; 6) температурный эквивалент осадков, т. е. изменение температуры, равносильное изменению количества твердых атмосферных осадков на 100 мм; 7) разного рода градиентные показатели: понижение температуры воздуха с высотой, изменение с высотой числа дней со снежным покровом, изменение с высотой атмосферных

осадков вообще и процента твердых атмосферных осадков и т. д.

40. Показатели, отражающие связь оледенения с рельефом. Два таких показателя уже рассмотрены: это положительная и отрицательная разность оледенения (§ 37). П. А. Черкасов несколько видоизменил данные мною определения: положительной разностью оледенения он называет наибольшую длину фирнового поля (области питания ледника) по вертикали, а отрицательной разностью — наибольшую длину ледникового языка (области абляции) по вертикали (1960б, стр. 205).

О. П. Щеглова (1951) предложила *гипсографический коэффициент*. Вернувшись к рис. 17, обратим внимание на гипсографическое распределение площади абляции, т. е. на часть *AbC* кривой *AbCdE*. Котангенс угла θ составленного секущей *AC* с осью абсцисс, служит количественной характеристикой гипсографического распределения площади абляции. Это и есть гипсографический коэффициент (k). Смысл этого параметра заключается в том, что он представляет собою отрицательную разность оледенения, приходящуюся на единицу длины фирновой линии.

О. П. Щеглова подсчитала среднее значение k для некоторых районов оледенения (табл. 7).

Таблица 7

Гипсографические коэффициенты

Район оледенения	Число изученных ледников	k
Бассейн Соха	29	0,268
„ Исфары	9	0,194
„ Матчи	33	0,216
Ледник Хинтерейсферпер	1	0,207

В данном случае k в среднем близок к 0,200. Это значит: на 1 км длины нижней границы фирновых полей приходится отрицательная разность оледенения около 200 м. По-видимому, среднее значение k для данного района оледенения — такая же физико-географическая характеристика, как, например, средняя высота фирновой линии.

По мнению Н. Н. Пальгова, гипсометрический фактор оледенения (т. е. зависимость оледенения от абсолютной высоты гор) хорошо выражается средней высотой верхней границы фирновых полей, а фактор орографический (наличие удобных для накопления снега площадей) — длиной той же верхней границы, так как с нею связаны размеры области накопления снегов.

При помощи этих показателей Н. Н. Пальгов выразил зависимость оледенения от гипсометрического и орографического факторов для северных экспозиций в Заилийском Алатау формулой:

$$S = 0{,}00258\, l\, (h - f),$$

где S — площадь (в кв. км) ледника с фирновыми полями (но без погребенной под моренами оконечности), приходящаяся на 1 км протяжения верхней границы его фирновых полей, l — длина (в км) верхней границы фирновых полей, h — средняя высота (в м) этой границы, f — средняя высота (в м) фирновой линии на леднике (1956г, стр. 53)*. Для ледников

* У Н. Н. Пальгова (и далее у В. А. Зенковой, К. Г. Макаревича и П. А. Черкасова) в формулах вместо S, l, h и f стоят русские буквы П, Д, В и Ф. Здесь (и в некоторых других случаях) я заменил их латинскими в целях унификации начертания формул в нашей книге.

с южными экспозициями коэффициент при l будет 0,00301. Коэффициенты при l обозначают площадь оледенения (в км²), приходящуюся на 1 метр высотной разницы между h и l.

Следуя Н. Н. Пальгову (1958), П. А. Черкасов для ледников северной экспозиции бассейна р. Баскан в Джунгароком Алатау составил выражение:

$$S = (h - 3550) \cdot 0{,}0029,$$

где S — площадь ледника в км² (на этот раз с погребенными под мореной частями), приходящаяся на 1 км верхней границы его фирновых полей, h — средняя высота этой границы (в м), число 3550 — нижний предел высоты (в м), при которой S=0, число 0,0029 — градиент величины S, т. е. площадь оледенения, приходящаяся на 1 метр вертикального протяжения фирнового поля ледника свыше нижнего предела в 3550 м (1960б, стр. 199).

В том же Джунгароком Алатау градиент величины S для бассейна Лепсы оказался 0,029 (Макаревич, 1959), а для бассейна Каратальской Коры — 0,00286 (Зенкова, 1959б).

Уравнения, приведенные выше, ввиду их формального содержания, вряд ли перспективный путь отыскания физически объяснимых связей оледенения с рельефом. Проблема эта нуждается в особой разработке.

41. Источники питания ледника. Главный источник питания ледника — твердые атмосферные осадки, непосредственно отлагающиеся в бассейне питания. Так как роль снега достаточно выяснена в предыдущих главах, мы остановимся здесь дополнительно на второстепенных источниках питания, именуемых, впрочем, так только потому, что значение их выяснено гораздо хуже, чем значение снега. К этим источникам относятся:

1. Конденсация водяного пара в снеге и фирне (при некоторых определенных условиях).

2. Нарастающие осадки — иней, твердый налет, но главным образом изморозь. По В. М. Котлякову (1959) и Х. Я. Закиеву (1961), изморозь имеет существенное значение в питании ледникового покрова центральных районов Антарктиды; велика ее роль и во внешней, океанической, зоне материка, и лишь в зоне стоковых ветров образование изморози ничтожно мало (Котляков, 1960б). О большом участии изморози в питании ледникового щита северного острова Новой Земли говорит Н. М. Сватков (1960а); впрочем, Н. В. Давидович (1961) придерживается противоположного взгляда.

Ледники умеренных стран тоже пополняют запасы своего вещества за счет изморози. Значительные скопления этого осадка наблюдаются в Альпах на высоте 2000—3000 м, в прибрежных горных цепях Аляски, в южной Патагонии, в Гималаях (Loewe, 1938), в шведской Лапландии между высотами 1850 и 2090 м, на вершине Минья-Гонкар в восточных горных цепях Тибета на уровне выше 5800—6000 м (Heim, 1936) и т. д. Толщина слоя изморози на горных вершинах и их склонах достигает 1 м (например, на леднике Блю в Олимпийских горах в США) (Трошкина, 1960), а нередко 1,5—2 м и более, после чего эта масса под собственной тяжестью соскальзывает вниз

и может попасть непосредственно в область питания ледника. Изморози на склонах бывает иногда так много, что она обрушивается в форме лавин.

3. Метелевый снег. По Г. К. Тушинскому (1959б, стр. 30), формирование настоящих ледников происходит именно в подветренных частях отдельных возвышенностей, куда снег перевевается с наветренной стороны; в частности, наибольшее оледенение Кавказа развилось в ветровой тени Главного Кавказского хребта. На некоторых ледниках Заилийского Алатау около 12—15% общей величины прихода снега составляет снег, принесенный с окружающих фирновый бассейн склонов и перевеянный из соседних бассейнов (Судаков, Вилесов, Шабанов, 1961). Выяснена значительная роль ветрового питания у ледников Полярного Урала, Эльбруса и др. На Эльбрусе благодаря метелевому переносу основные массы снега скапливаются в поясе от 4000 до 4500 м, поэтому фирновая область получила форму кольца. В полярных странах ледяные террасы, окаймляющие берега на большом протяжении, образуются из скоплений метелевого снега на морском льду.

4. Наложенный лед. Как известно, снег, попавший в бассейн питания ледника, преобразуется со временем в фирн, а затем в лед. Однако бывает, что снег, выпавший на леднике зимою, летом весь растаивает, а возникшая из него талая вода при соприкосновении с холодным льдом ледника вновь замерзает и образует наложенный лед (см. §30). Следовательно, снег, выпавший на ледник, участвует в его питании не в форме осадочного и метаморфического льда, а во вторичной форме льда гидрогенного.

Ледниковый купол Барнса на Земле Баффина вовсе лишен фирнового покрова и поддерживается исключительно намерзанием наложенного льда. Аналогичные особенности питания свойственны многим полярным ледникам на островах Девон, Элсмир, Байлот и других — в условиях небольших высот, малого количества осадков, короткого холодного лета, долгой суровой зимы и низких температур во льду ледника.

Наложенный лед образуется не только на полярных ледниках. Явление это широко представлено, например, на ледниках Тянь-Шаня. В. Шютт (Schytt, 1949) описывает образование наложенного льда в Кебнекайсе (Швеция). В марте 1947 г. бамбуковая палка была воткнута в снег на леднике Стур (на высоте 1300 м над уровнем моря), причем конец ее упирался в лед, лежащий под снегом. В середине июня того же года палка оказалась вмерзшей в слой льда толщиною 20 см. По своей структуре слой сильно отличался от ледникового льда: в нем не было морены (минеральных обломков), кристаллы его мельче, чем кристаллы ледникового льда, по-

верхность ровная, изобилует множеством маленьких пузырьков воздуха, придающих ему серый цвет. Толщина наложенного льда обнаруживает тенденцию увеличиваться с абсолютной высотой ледника. Так, в Кебнекайсе на высотах 1100, 1200, 1315 и 1380 м эта толщина, соответственно, была 10, 15, 17 и 19 см.

Питание при отсутствии фирна характерно и для некоторых южноамериканских ледников — например, для всех трех ледников Оливарес в массиве Хункаль. Фирновый покров появляется на них только в особо влажные годы. Но ледники эти вполне живые, так как они питаются за счет замерзания талых вод, на манер ледникового купола Барнса (Lliboutry, 1954a).

42. Лавины и лавинное питание ледников. К «случайным» источникам питания ледников причисляют также снежные обвалы, или лавины (древнероманское labina — скольжение, оползень). Три основные причины возникновения обвалов снега: 1) выпадение или наметание свежего снега на старый; это ведет к увеличению общего веса снега на склоне, 2) уменьшение прочности снега при его перекристаллизации — это, пожалуй, главная причина многих обвалов, 3) таяние снега (талая вода, циркулирующая на границе соприкосновения снега с почвой, разрушает связь между грунтом и снегом; при оттепели отсыревший рыхлый снег сдвигается целым пластом; если на склон, покрытый снегом, упадет со скал снежный карниз или комья подтаявшего снега, они, катясь вниз, облепляются снегом, отрывающиеся от них кусочки тоже накатывают на себя снег, и весь склон покрывается сотнями комков, которые мчатся вниз и, сливаясь в общую массу, образуют лавину).

Первые две причины стимулируют возникновение зимних лавин. Снег начинает ползти по склону и, дойдя до крутого перегиба, обрушивается от малейшей причины. Достаточно бывает порыва ветра, выстрела или даже громкого крика, сотрясающего воздух, — и гигантская масса снега срывается и падает, разбиваясь в облако белых ледяных брызг. В теплое время года лавины чаще всего возникают вследствие таяния снега.

В соответствии с этим издавна принято различать две главные категории лавин:

1. *Пылевые лавины* — Staublawinen, avalanches de poussière. В Пиренеях их называют «летучими лавинами» (avalanches volantes), а в Тессине — «холодными лавинами» (avalanga fredda), так как они падают преимущественно зимой.

2. *Грунтовые лавины* — Grundlawinen, avalanches de fond, в Пиренеях — avalanches terrières, в Тичино — «теплые лавины» (avalanga calda), так как они падают весной.

Однако это подразделение далеко не отображает всей сложности явления и всех его многочисленных форм. Зернистый сыпучий снег, напоминающий порох, может стекать по пологим склонам совершенно спокойно, струями, — такие лавины невелики и неопасны. Но сыпучий снег может двигаться и гораздо быстрее, тогда перемещение лавины сопровождается клубами снежной пыли и сильным ветром. Очень характерную лавину дает сухой спрессованный снег: отдельные участки его при сползании сохраняют форму плитообразных глыб («снеговые доски»); когда глыбы падают, слышен своеобразный рокот. В лавинах может принимать участие и смешанный снег (старый — мокрый и свежевыпавший — сухой). Движение снега в лавинах самое разнообразное: он несется по воздуху, скользит и сползает, оплывает, течет, перекатывается в виде шаров и глыб и т. п.

Скорость мокрых лавин до 10—20 м/сек, сухих — до 80—100 м/сек. Она зависит не только от качества снега (сухой, мокрый), но и от его общей массы, профиля горного склона и т. д. Сход лавин наблюдается со склонов крутизною от 15° до 60°, но иногда и 10—12° (Сулаквелидзе, 1958).

Причиной лавин бывают и сейсмические явления. В июле 1902 г. произошло два страшных обвала с северного склона горы Джимарай-Хох (район Казбека). Сорвалось семь снеговых полей. Лавина, наполнив ущелье Колки, перелетела через Майлийский ледник, пронеслась по долине Генал-Дона и остановилась, пройдя 12 км за 4 минуты. Общая масса рухнувшего снега составляла 70—75 млн. м^3.

Стремительное движение снега вызывает возникновение впереди лавины мощного ветра (воздушная волна, лавинный ветер, лавинный вихрь), не менее разрушительного, чем самое лавина. Грунтовые мокрые лавины кроме снега увлекают за собою дерн, землю, валуны, деревья, глыбы скал. Они часто имеют свои постоянные пути, или «лотки» (chemins, couloirs d'avalanches, Lawinenträge), по которым скатываются. В Альпах многие из этих лавинных тальвегов получили у горцев собственные названия.

Подробное изучение лавин породило многочисленные и довольно сложные их классификации*. Мы ограничимся здесь в качестве примера проектом классификации, разработанной Швейцарским институтом по изучению снега и лавин.

Лавины различаются:

а) по типу отрыва масс: линейный — *плитовидная лавина* (slab avalanche, Schneebrettlawine); из одной точки — *рыхлая лавина* (loose snow avalanche, Lockerschneelawine);

---

* О классификациях лавин см. Г. К. Сулаквелидзе (1958), де Кервен (de Quervain, 1958), Г. К. Тушинский (1949, 1963), В. Фляйг 1960), В. Н. Аккуратов (1959).

б) по положению поверхности скольжения: над грунтом, внутри снежного покрова — *поверхностная лавина* (surface layers avalanche, Oberlawine); на грунте — *грунтовая лавина* (full depth avalanche, Bodenlawine) (не смешивать с Grundlawine других авторов);

в) по состоянию влажности: сухой снег — *сухая лавина* (dry snow avalanche, Trockenschneelawine); мокрый снег — *мокрая лавина* (wet snow avalanche, Nassschneelawine);

г) по форме пути: открытый ровный тракт — *необрамленная* (нерусловая) *лавина* (unconfined avalanche, Flächenlawine); явно выраженный лоток — *лотковая лавина* (channeled avalanche, Runsenlawine);

д) по форме движения: вихревое по воздуху — *пылевая лавина* (airborne powder avalanche, Staublawine); течение по грунту — *скользящая лавина* (flowing avalanche, Fliesslawine).

В этой схеме немецкая терминология разработана Швейцарским институтом по изучению снега и лавин, перевод терминов на английский язык выполнен Британским гляциологическим обществом, Британским альпийским клубом и Клубом горнолыжного спорта. Перевод на русский язык сделан мною.

В основе классификации, как видим, — формальные, чисто внешние признаки.

Как уже отмечалось, лавины не принадлежат к регулярным источникам питания ледников. Однако для очень многих ледников в разных странах этот тип питания не менее нормальный, чем атмосферные осадки. Лавины — вовсе не случайные явления. Они — неотъемлемый элемент высокогорной природы. В Альпах их бывает до 17 500 в год (Charlesworth, 1957, стр. 20). В некоторые зимы их так много, что можно говорить о «лавинном потопе», в белых волнах которого гибнут люди, животные, леса и постройки. Общий объем вещества, вливаемого лавиной единовременно в область питания ледника, бывает весьма значительным: от 200 до 20 000 м^3, в отдельных случаях — до 2—3 млн. м^3, а иногда 50—75 млн. м^3.

Возможно, что в начале ледниковых эпох некоторые ледники возникали из сливающихся лавинных конусов (Тушинский).

43. Способы измерения аккумуляции снега на ледниках. *Аккумуляцией* называется накопление в ледниках всех видов твердых атмосферных осадков (снег, град, иней, изморозь), наметенного снега, лавинного снега, а также дождя, если дождевая вода, не стекая, задерживается в снеге, фирне либо на поверхности льда в жидком или твердом состоянии.

Процесс аккумуляции сложный: интенсивность его от года к году меняется, кроме того, он сопровождается противоположным ему процессом абляции. На Кляриденфирне (высота 2900 м), где наблюдения в области питания ледника велись непрерывно свыше 20 лет, годовая аккумуляция снега колебалась, даже в смежные годы, от 140 до 500 см, а в некоторые годы (1921, 1928) с очень теплым летом она была отрицательной: —65 и —66 см (Morawetz, 1949).

Основные способы измерения аккумуляции: 1) суммарными осадкомерами; 2) при помощи снегомерной съемки, т. е. путем измерения толщины снега по длинному профилю; 3) снегомерными рейками; 4) окрашиванием поверхности снега.

Первые два способа общеизвестны, так как они применяются в метеорологии. Остановимся на двух других, с которыми гляциологу приходится чаще иметь дело. Аккумуляцию выражают обычно в толщине слоя воды. Поэтому при всех измерениях необходимо определение плотности снега и фирна. Содержание (E) воды в снежном покрове в данной точке — это произведение высоты h снега (в см) на его плотность ρ (г/см^3). В миллиметрах слоя воды $E = 10 \rho h$.

«Реечный» метод. На заранее намеченных профилях в высверленные ручным буром скважины (глубиною 1—2 м) устанавливают бамбуковые шесты длиною 2—3 м, разделенные на сантиметры (каждое десятое деление подписывается). Для снятия показания рейки служат либо круглые жестянки диаметром 20—25 см, с отверстием в центре (кружок надевают на рейку, и когда он ляжет на снег, то отсчет делают по верхней поверхности кружка), либо приложенная к рейке широкая линейка (отсчет производят по линии касания ею ледниковой поверхности).

В отношении каждой рейки необходимо знать ее номер, номер створа (или площадки), абсолютную высоту, экспозицию и угол наклона площадки, на которой установлена рейка*. На конце вехи помещают яркий флажок, чтобы лучше ее видеть.

Некоторые авторы советуют вставлять в цилиндрические скважины рейки квадратного сечения (например, 2,5 см^2 в сечении в скважины диаметром 3,2 см) из твердого дерева. Такие рейки хорошо схватываются льдом и фирном.

Прямые измерения аккумуляции снега при помощи реек могут дать удовлетворительные результаты лишь при статистической обработке большого числа наблюдений, так как отложение снега происходит неравномерно. Например, на подветренной стороне неровностей поверхности оно больше, чем на обращенной навстречу ветру. Небольшие завихрения вокруг самих реек тоже искажают показания. У основания реек возникают небольшие снежные надувы («косы») на подветренной стороне и радиационные воронки. Поэтому при отсчете показаний реек лучше брать поверхность снега в расстоянии 15—20 см от рейки. Исключить искажающее влияние реек можно и другим способом: между двумя рейками натяги-

* Дополнительно см. «Основные методические указания по гляциологическим исследованиям», 1957, вып. 4 (авторы О. П. Чижов и Г. А. Авсюк).

вается тонкий металлический трос, маркированный узелками через каждый метр, и отсчет ведется от поверхности снега до натянутого троса (Котляков, 1960в). Надо лишь остерегаться, чтобы трос не провисал.

Если снег очень рыхлый, наблюдатель не должен подходить близко к рейке, так как это может вызвать в отдельных местах уплотнение снега. В этом случае рекомендуется делать отсчет издалека (бинокль, подзорная труба).

Ч. Свитинбэнк, изучавший аккумуляцию снега в Антарктиде, предложил использовать рейки в форме алюминиевых труб диаметром 25 мм (Swithinbank, 1956, 1957б). После установки рейки в скважине последнюю плотно забивали твердым снегом. Трубы можно было наращивать, навинчивая на них двухметровые отрезки. Возвышаясь над поверхностью снега на 3 м, труба не изгибалась даже при ветре 40 м/сек.

У реек два возможных существенных недостатка, с которыми надо бороться: они могут погружаться в дно скважины под влиянием нагрева и собственного веса, что, конечно, исказит показания.

Чтобы рейка не погрузилась, надо расширить горизонтальное основание, на которое она опирается. В холодном снеге плотностью 0,5 г/см^3 рейка «тонуть» не будет, если нагрузка не превышает 300 г/см^2. При пользовании алюминиевой трубой в скважину на дно сперва вставляют пробку, а затем трубу. Но если снег тающий, несущая поверхность основания рейки должна быть увеличена: на дно скважины кладется дощечка. Однако закапывать дощечку — дело трудоемкое, и вместо этого иногда распределяют вес рейки (давление на поверхность снега) на широкий белый воротник вокруг нее или же закапывают рейку так глубоко, чтобы трение ее боков о лед (или фирн) не допустило ее погружения.

При нагревании хуже всего ведут себя металлические рейки. Алюминиевая трубка, если все поглощенное ею тепло пойдет на таяние, может за день в теплую погоду, проплавив под собою лед, погрузиться в него на 10 см (Eriksson, 1958, стр. 157). Правда, большая часть тепла отводится от стенок трубки, и действительное ее погружение будет меньше. О. Листёль подсчитал, что труба длиною 3 м, диаметром 2,5 см, помещенная в скважину глубиною в 1 м, погружается за 48 часов на 45 мм. Но если труба на конце снабжена деревянной пробкой (втулкой), погружение в лед исключено.

Деревянные рейки тоже проводят тепло. Если теплопроводность дерева 0,001, а температура рейки на поверхности +5°, легко подсчитать, что за 1—2 дня рейка осядет всего на 1 мм. Такой величиной вполне можно пренебречь (Eriksson, 1958).

Очевидно, деревянные рейки следует предпочесть металлическим, хотя они и уступают последним в прочности. В полярных же странах с их низкими температурами годятся и алюминиевые трубки.

Определяя аккумуляцию, надо помнить, что, поскольку снег непрерывно оседает, измерение его накопления практически ведется все время от постоянно понижающегося уровня (начальной поверхности снежного покрова)*. Кроме того,

* Оседание снега удобно определять прибором конструкции М. И. Анисимова (Анисимов, 1958, стр. 36—37).

свежевыпавший снег имеет разную толщину, в зависимости от того, уплотнен он ветром или нет, подвергался частичному испарению либо таянию или не подвергался и т. д. — все это ведь может произойти как раз в промежутке между двумя последовательными отсчетами.

Вариантом реечного метода для длительных периодов служат так называемые нивометры. Ф. Форель еще в 1890 г. предложил устраивать в областях питания ледников нивометрические шкалы для суждения о приходе и расходе снега. Нивометр — это крутая (лучше — вертикальная) скалистая поверхность (стенка, склон), на которую яркой и несмываемой краской на одинаковом расстоянии (например, через 0,5 м) нанесены горизонтальные деления. Деления нумеруются снизу вверх от условного нуля, который считается погребенным под снегом. Нивометр «устанавливают» недалеко от обычных путей альпинистов и притом так, чтобы его было видно издалека. Путнику нужно заметить номер черты, лежащей вровень с поверхностью снега, и сообщить этот номер (устно, почтой) и дату его отсчета лицу или учреждению, ведающему нивометром.

Идея нивометров мало где реализована. П. Меркантону (Mercanton, 1958б) удалось обобщить систематические наблюдения, проведенные в течение 50 лет на нивометре, который он устроил в 1906 г. в верховьях западного притока Нижне-Гриндельвальдского ледника. Баланс снега здесь за 1906—1933 гг. (27 лет) составил +9,5 м, а за 1934—1956 гг. (23 года) — 3 м; следовательно, общий баланс 1906—1956 гг. равен +6,5 м.

Метод окрашивания: снег посыпают нерастворимым в воде веществом и через некоторое время копают в снегу ямку до глубины окрашенной поверхности. Глубина ямки и будет слоем аккумуляции снега между двумя последовательными отсчетами.

44. Оценка метелевого переноса снега. Для оценки переноса снега ветром служат две основные характеристики: 1) интенсивность переноса, или расход (i г/см^2 мин),— вес снега, переносимого в единицу времени через единицу площади поперечного сечения снего-ветрового потока (это сечение есть плоскость, перпендикулярная к общему направлению потока, 2) общая интенсивность переноса, или общий расход (q г/см мин),— вес снега, переносимого ветром в единицу времени через единицу длины фронта снего-ветрового потока в слое произвольной высоты h см над поверхностью земли.

Интенсивность (i) переноса определяется (впрочем, не очень точно) метелемерами. Метелемер — это вертикальный полый цилиндр или ящик, устанавливаемый на вертикальной

стойке на заданной высоте. В наветренной стенке — приемное отверстие (сопло) в форме выступающей наружу короткой горизонтальной цилиндрической или конической трубки Наверху цилиндра (ящика) с противоположной стороны — другое отверстие, предназначенное для выхода воздуха*. Снего-ветровой поток входит в сопло, снег остается на дне цилиндра (ящика), а воздух вытекает из прибора через выходное отверстие.

Снег, уловленный метелемером, взвешивается до и после метели. Обозначив его количество через g (в г), получим:

$$i = \frac{g}{FT},$$

где F — площадь приемного отверстия метелемера (в см^2), расположенного перпендикулярно к снего-ветровому потоку, и T — продолжительность периода накопления снега в приборе (в мин.).

Из этой формулы можно получить $q = ih$.

---

* Более подробное описание метелемеров см.: П. П. Кузьмин, 1960, стр. 33—43.

ГЛАВА V

СТРОЕНИЕ ЛЕДНИКА

45. Подразделение ледника. Известно (§ 30), что фирновая граница делит ледник на область питания и область абляции. Различать в леднике две части предлагал еще Рандю: верхнюю он называл «ледниковым резервуаром» (glaciers réservoirs), нижнюю — «ледником истечения» (glacier d'écoulement). Аналогичную по смыслу терминологию дал и Л. Агассиц: для верхних частей — «ледяные моря» (mers de glace), для нижних — «ледники в собственном смысле слова» (glaciers proprement dits).

Современная терминология: в горных ледниках верхняя часть называется областью питания, фирновой мульдой или *фирновым бассейном,* нижняя — областью абляции, областью стока, *ледниковым языком,* или диссипатором (т. е. областью траты вещества; термин Рейда, мало употребительный); в полярных ледниках верхняя часть называется фирновой областью или областью питания, нижняя — областью абляции.

Говоря о вещественном составе горного ледника, Л. Агассиц придерживался уже не двойной, а тройной номенклатуры, различая область плотного льда (la glace compacte), соответствующую ледниковому языку; область фирна (névé), которая занимает преимущественно внутреннюю часть фирнового бассейна и характеризуется либо совсем плоской поверхностью, либо ничтожными уклонами (1—3°), редко доходящими до 15°, да и то у небольших ледников; наконец, область снежных полей (les champs de neige), занимающих склоны фирновой мульды, а также господствующие над нею перевалы и плато.

У ледников полярных стран, по Ф. Мюллеру (Müller, 1962), область аккумуляции иногда подразделяется на несколько зон (снизу вверх по течению): 1) наложенного льда (см. § 41); 2) снежной слякоти (снег текущего года, лежащий на водо-

упорном слое льда и напитанный за лето водой; при уклоне в 3—4° уже ползет и образует «слякотную лавину»); 3) просачивания (здесь талая вода просачивается в снег и замерзает в нем); 4) сухого снега. Верхние границы первых трех зон предложено называть соответственно: годичной снеговой линией, линией снежной слякоти (slush line) и линией сухого снега. Отдельные зоны могут и не быть выраженными.

Можно было бы думать, что горные вершины, поднимающиеся над фирновыми бассейнами, покрыты только снегом. На самом же деле на них часто находят лед. Рандю считал этот лед результатом кристаллизации водяного пара на вершинах, вокруг которых непрерывно клубятся облака, т. е. видел в нем скопления изморози. Дезор, исходя из того, что лед встречается преимущественно на южных склонах, объяснял его возникновение действием солнечных лучей на снег. Ныне не подлежит сомнению, что склоны гор, окружающие фирновый бассейн, нередко бывают покрыты льдом, образовавшимся не от уплотнения снега, а от замерзания талых вод, которые летом в жаркие дни сочатся по скалам, а ночью замерзают. Тонкая масса такого льда, выстилающая скат горы, держится подчас и на уклоне более 45°. Она как бы «приклеена» к склону и движется крайне медленно. По предложению Н. Оделла этот ледяной покров называют ледяным фартуком или *ледяной облицовкой* (ice apron) (Seligman, 1941, стр. 296). В некоторых гляциологических работах название «ледяная облицовка» применяется ко всей массе снега и льда (независимо от генезиса последнего), залегающей на склонах выше так называемой подгорной трещины (Armstrong and Roberts, 1958) (см. § 47). Введение этого термина подтверждает правильность тройной номенклатуры Л. Агассица.

46. Ледниковые формулы. В леднике издавна принято сопоставлять размер площади питания и площади абляции, так как их соотношение может послужить известной характеристикой ледника и указанием на фазу его развития. Численное соотношение между площадью бассейна питания f и площадью ледникового языка z называют *ледниковой формулой* (Калесник, 1939, стр. 237). При вычислении пропорции за единицу принимается площадь области абляции. Тогда в общем виде

$$f : z = k,$$

где k — *ледниковый коэффициент*. Пример: $f = 6{,}3$ км², $z = 4{,}2$ км², $f : z = 1{,}5 : 1$ и, стало быть, $k = 1{,}5$.

Ледниковый коэффициент — не постоянная величина. Так, в среднем для бассейнов Большого и Малого Баскана

(Джунгарский Алатау) он в 1956 г. был 0,80, а в 1957 г. — 1,34 (Черкасов, 1960б, стр. 205).

За последние два десятилетия в гляциологии появились и другие ледниковые формулы, следовательно, и новая система коэффициентов. Накопление данных о мощности (толщине) ледников позволило вычислить ледниковый коэффициент не только по площадям, но и по объемам (в этом случае его удобно называть *объемным ледниковым коэффициентом*). Приводим коэффициенты для некоторых ледников Джунгарского Алатау из работ Н. Н. Пальгова (1956б) и К. Г. Макаревича и В. А. Зенковой (1956):

Название ледника	Ледниковый коэффициент (по площади)	Объемный ледниковый коэффициент
Ледник Бессонова	1,26	0,38
Ледник Берга	1,70	1,04
Ледник Сатпаева	3,0	2,2

Н. Н. Пальгов и его сотрудники разработали характеристику оледенения, названную *средним ледником*. Такой ледник строят путем осреднения основных цифровых показателей по всем ледникам какой-нибудь долины, бассейна или горной системы. У В. А. Зенковой (1959б, стр. 171) заимствуем сопоставление двух средних ледников, один из которых характеризует оледенение долины Коры в Джунгарском Алатау (подсчеты В. А. Зенковой), а другой — оледенение главного ледникового узла Заилийского Алатау (подсчеты Н. Н. Пальгова):

	Средний ледник долины Коры	Заилийского Алатау
Длина	1,75 км	3, 3 км
Ширина	1,29 „	1,54 „
Площадь	2,26 км²	5,11 км²
Высота фирновой линии .	3380 м	3350 м
„ конца ледника . .	3170 м	3530 „

Хорошо видно, что в Заилийском Алатау, несмотря на значительно более высокое положение фирновой линии, оледенение гораздо сильнее, чем в долине Коры.

Некоторое представление об интенсивности оледенения может дать и *суммарная длина* всех ледников изучаемого района. По Льюису, длина эта для Гиндукуша достигает 1200 миль, или 1930 км (причем ледники короче 2 миль во внимание не приняты).

Казахстанские гляциологи в своих подробных исследованиях подсчитывают не только обычные ледниковые коэффициенты, но и соотношение площадей ледника, занятых фирновым полем, открытой частью языка, погребенной под моренным чехлом частью языка, боковыми и срединными мо-

ренами (на открытой части). Вся совокупность этих показателей именуется *структурой ледника.*

Пример структуры ледника (в относительных величинах): фирновое поле — 40%, открытая часть языка — 49%, боковые и срединные морены — 6%, погребенная часть языка — 5%. Другой пример (в абсолютных цифрах) — для ледника Берга (Джунгарский Алатау): фирновое поле — 8,03 км², открытая часть языка — 6,34 км², погребенная часть языка — 2,32 км².

Подсчеты, бесспорно, интересны, ибо каждый элемент «структуры» имеет характерные для него черты (например, процессы таяния протекают по-разному на фирновых полях, на чистом льду языка и на льду, засыпанном обломками горных пород). Однако сам по себе термин «структура» — мало удачный. Он употребляется в переносном смысле, а между тем каждый ледник обладает также и структурой в прямом смысле слова, т. е. присущими ему особенностями внутреннего строения (по аналогии со структурой горной породы, кристалла, почвы).

Для морфометрической оценки оледенения предложен еще ряд показателей (Пальгов, 1955а, стр. 177 и след.): 1) коэффициент общего оледенения — площадь фирна и льда (в том числе и погребенного) ледника по отношению к площади вмещающего его бассейна; 2) коэффициент всего ледникового языка — отношение площади всего языка (с погребенной частью) к площади ледникового бассейна, расположенной ниже снеговой линии; 3) коэффициент открытого языка — отношение площади открытой части языка (без морен) к площади ледникового бассейна, расположенной ниже снеговой линии; 4) разность высот между открытым и погребенным концами языка; 5) средняя по площади высота всего языка; 6) средняя высота открытой части ледникового языка; 7) средняя по площади высота фирнового поля; 8) коэффициент заснеженности фирнового поля — отношение площади фирнового поля, покрытой снегом, ко всей его площади, включая обнаженные от снега участки; 9) коэффициент моренности — отношение площади морен (боковых, срединных, фронтальных) (см. § 140 и 141) к площади голых участков бассейна, расположенных ниже снеговой линии.

47. Морфология фирнового бассейна. В горных ледниках умеренных стран поперечный профиль фирнового бассейна из-за усиленного питания по краям (сползание снега, лавины) вогнутый: поверхность фирнового поля напоминает плоскую чашу. В материковых покровах бассейн питания, в соответствии с общей формой ледникового щита, выпуклый.

Поверхность фирна обычно слабо и однообразно наклонена, но редко бывает совершенно гладкой. На ней встречаются трещины различных размеров, направлений и очертаний. Вследствие небольшого уклона и медленного движения фирновых толщ в центральной части бассейна трещин обычно немного. Л. Агассиц описал некоторые из них под названием *погребов*, или каверн. Это широкие и глубокие рассе-

лины (длиною до 300 м, шириною 15—20 м, глубиною до 50—100 м), эллиптические в плане, с округленными оконечностями. Вверху они уже, чем на глубине, а подчас и вовсе сомкнуты и тогда опасны, ибо толщина их «крыши» сплошь и рядом всего несколько сантиметров. Располагаются погреба в местах наибольшего уклона снеговых полей; впрочем, последнее не обязательно, как мы имели возможность наблюдать в фирновом бассейне ледника Петрова (Центральный Тянь-Шань).

Когда трещины располагаются густо, они рассекают фирновое поле или отдельные его участки на множество призматических или кубических глыб льда, называемых по предложению Соссюра *сераками* (швейцарские горцы называют сераками белые и плотные сыры, приготовляемые в прямоугольных ящиках).

Выделяется своим постоянством и генезисом система *подгорных трещин* (местное швейцарское название Bergschrund; термин Дезора и Агассица — la rimaye). Возникают они вдоль подножия склонов, обрамляющих фирновую мульду, в своей совокупности напоминают в плане подкову и отделяют движущийся ледниковый лед от скалистой стенки склона и прикрепленной к ней ледяной облицовки (см. § 45). Происхождение их связывают с тем, что снежно-ледяная пелена, выстилающая стенки фирнового цирка и опирающаяся нижним краем на поверхность фирнового поля, в своей нижней части опускается вместе с оседающей поверхностью фирнового поля, верхняя же, довольно прочно приклеенная к склонам, отстает от нижней, ибо движется медленнее (так как мощность снега на склоне меньше, чем у подножия склона). Поэтому как раз у подошвы склона, но на некотором расстоянии от него, образуется разрыв. Здесь мы имеем дело с оседанием фирнового поля — это видно из положения пластов снега по обе стороны от расселины: оно дает картину сброса (внутренний край трещины лежит ниже внешнего). Вертикальное смещение достигает иногда 15—20 м. Кроме оседания массы снега происходит, по-видимому, также и ее горизонтальное движение, направленное от склонов гор к центру фирновой котловины: ширина трещины (от 1—2 до 30 м) — функция этого горизонтального перемещения.

Глубина подгорных трещин бывает от 5 до 150 м* (Tricart et Cailleux, 1953). Зимою они либо заполняются снегом лавин, либо перекрываются (хотя бы на отдельных участках) снеговыми мостиками. Весною, когда фирн оседает, отрываясь от ледяной облицовки, трещина открывается. Но так-

* На глубине 150 м подгорную трещину встретила подледниковая галерея на Мер-де-Гляс под Монтанвером.

как и вышележащие (на склоне) массы снега и льда тоже текут, хотя и медленно, это вызывает образование новой трещины выше первой, пока лед между двумя трещинами не обвалится в первую.

Подгорная трещина может зародиться и не у подножия склона, а на самом склоне — там, где он настолько крут (свыше 50°), что снег к нему не прилипает.

Когда нет над фирновым полем ледяной облицовки, трещина между скалистым склоном и фирновым полем называется *краевой трещиной*, или рандклюфтом (Randkluft). Краевая трещина образуется таянием и развивается из подгорной в конце теплого сезона.

Подгорные и краевые трещины встречаются только в фирновом бассейне. На ледниковом языке их нет. Нет их также на ледниковых щитах и на ледниках плато.

Помимо трещин, сераков и конусов лавинного снега по краям, в фирновом бассейне горных ледников встречаются и некоторые другие, обычно малые формы рельефа, обусловленные таянием, испарением и действием ветра.

На высокогорных фирновых полях и в полярных ледниках заметную роль в рельефе снежно-фирновой поверхности играют формы эрозии и аккумуляции снега. К аккумулятивным формам относятся: снежная рябь, снежные дюны, барханы и гряды. Если крупинки льда разных размеров, то ветер поднимает в воздух только мелкие, а те, которые побольше, скапливаются в валики (длиной 10—15 см и высотой 2—4 см), перпендикулярные к направлению воздушных струй. Они и создают на поверхности *снежную рябь*, или ветровую ребристость (Windrippung). Более крупная форма — *снежная дюна:* высота ее до 30—40 см, иногда до 1,5 м. Края в снежной дюне ниже, чем ее центральная часть, на концах ледяные зерна перемещаются ветром быстрее, чем в центре, и со временем дюна становится *снежным барханом* — подковообразным сугробом навеянного снега, с «рогами», вытянутыми по ветру. Высота снежных барханов доходит до 1 м, а скорость их движения при сильном ветре — до 4 м/час (Кузнецов, 1960а). Отдельные *снежные гряды* достигают 50—100 м длины, 10—50 м ширины и 2 м высоты.

У всех аккумулятивных форм наветренные склоны пологие, подветренные — крутые. Со временем аккумулятивный снежный рельеф закрепляется на месте, поверхность снега отвердевает. И тогда ветер начинает разрушать созданный им рельеф при помощи переносимых им зернышек льда, которые царапают затвердевшую поверхность снега и в конце концов прорезают ее; когда верхний уплотненный слой прорезан, ветер начинает выдувать из-под него более рыхлый снег. Особенно энергично разрушаются наветренные склоны; они

становятся крутыми. Снег, снесенный с них на подветренную сторону, там аккумулируется, и подветренные склоны делаются пологими. Эрозионным формам снежного рельефа дано изящное и меткое название «вырезных форм».

Наиболее распространенная разновидность вырезного рельефа, возникающая при развевании ветром прежних сугробов снега, — это *заструги*; высота их до 50 см, длина до 2 м и вытянуты они параллельными цепями. Термин «заструга» стал международным, и лишь изредка вместо него употребляют слово «скавлер» (норвежск. skavler — морские волны; ед. число skavl). Д. Селигмэн (Seligman, 1936, стр. 231) предложил обозначать словом «скавлер» совокупность соответствующих эрозионных форм, а отдельную форму называть застругой*.

К тепловым формам снежного рельефа относятся лунки или чаши таяния (Schmelzscholen) — плоские многоугольные чашеобразные углубления диаметром от нескольких сантиметров до 1 м, борозды таяния (Schmelzwasserfurchen) глубиною до 0,5 м и волны плавления — результат неравномерного обтаивания снежной поверхности под действием теплого влажного ветра. Волны плавления перпендикулярны к направлению ветра.

О кающихся снегах, возникающих в фирновых бассейнах некоторых ледников, см. § 104.

48. Вертикальная поясность процессов образования льда в бассейнах питания ледников. Пути превращения снега в лед зависят от климатической обстановки. Она характеризуется на Земле не только горизонтальной зональностью, но и вертикальной поясностью. Фирновые бассейны различных ледников, расположенные на разных высотах, находятся в разных климатических условиях, следовательно, превращения фирна и снега в лед совершаются в них неодинаковыми способами.

Установлено несколько характерных зон льдообразования (Шумский, 1955; Шумский и Цыкин, 1961; Цыкин, 1962):

1. Снежная (рекристаллизационная)**. Климат холодный, таяние отсутствует, поэтому лед образуется путем ре-

---

* Слово «заструга» в том значении, в каком оно использовано для гляциологического термина, женского рода (см. у В. Даля, «Толковый словарь», т. I, 1955, стр. 642). Теперь, к сожалению, его употребляют иногда в мужском роде («образуется много застругов»). Хорошо бы не путать «заструг» (столярный инструмент) с «застругой» (следом работы этого инструмента).

** Первое название — морфологическое, второе (в скобках) — генетическое. Название «снежные льды» (взамен рекристаллизационных) предложено в свое время К. Марковым (1956).

кристаллизации. Для этого нужно накопление больших толщ твердых осадков (чтобы получить необходимое давление). Верхние горизонты ледника на глубину в несколько десятков метров состоят из снега, почти не затронутого фирнизацией. Центральные районы Антарктиды и Гренландии, вершины наиболее высоких гор.

2. Снежно-ледяная (режеляционно-рекристаллизационная). Основной способ образования льда — рекристаллизация. Но в теплый период возможно кратковременное слабое таяние поверхностного слоя снега; все талые воды вскоре вновь замерзают, образуя корочки режеляционного льда. Периферия ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды, а также высокие горы (немного ниже снежной зоны).

3. Холодная фирновая (холодная инфильтрационно-рекристаллизационная). Талых вод довольно много. Просачиваясь в холодную фирновую толщу, они замерзают там. Но для заполнения всех пор в фирне талых вод недостаточно, и образование льда завершается на глубине десятков метров путем медленной рекристаллизации. Ледникам этой зоны присущ мощный (20—40 м) слой режеляционного фирна с прослойками инфильтрационного льда.

4. Теплая фирновая (теплая инфильтрационно-рекристализационная). Интенсивное летнее таяние, обилие талых вод. Основные процессы образования льда — те же, что и в предыдущей зоне, различие лишь в температурных условиях: в холодной фирновой зоне талых вод не хватает на прогрев всего активного слоя до 0°, а в теплой фирновой зоне вся толща ниже активного слоя имеет температуру 0°. Фирновые области большинства альпийских ледников.

5. Фирново-ледяная (инфильтрационная). Инфильтрационный лед заполняет все поры, какие имеются в годовом нестаивающем остатке снега. Многие ледники Тянь-Шаня, Полярного Урала, Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и т. п.

6. Ледяная (инфильтрационно-конжеляционная). Обилие талых вод. Одна их часть заполняет все поры нестаивающего годового остатка снега (инфильтрационный лед), другая замерзает с образованием линз гидрогенного льда, наложенных на массы инфильтрационного, третья стекает за пределы зоны. Фирна нет; сразу под сезонными снегами — натечные льды.

7. Зона абляции, где на поверхность выходит монолитный лед.

Общая схема расположения зон льдообразования по вертикальному профилю такова:

<table>
<tr><td colspan="4">Снежная зона</td></tr>
<tr><td colspan="4">Снежно-ледяная зона</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Континентальный климат</td><td>Холодная фирновая зона</td><td>Холодная фирновая зона</td><td rowspan="3">Морской климат</td></tr>
<tr><td>Фирново-ледяная зона</td><td rowspan="2">Теплая фирновая зона</td></tr>
<tr><td>Ледяная зона</td></tr>
<tr><td colspan="4">Зона обляции</td></tr>
</table>

В фирновой области ледника на поверхности лежит снег, под ним — толща фирна, а еще глубже — лед; в области абляции весь вертикальный профиль ледника сложен льдом, и только в холодное время года лед прикрыт тонким пластом зимнего снега. Как велика мощность фирна в фирновом бассейне? Иными словами, на какой глубине происходит превращение фирна в лед?

На Юнгфрауфирне на высоте 3350 м мощность фирна оказалась 20 м (Gerrard, Perutz and Roch, 1952). В Алечском леднике около фирновой линии эта мощность составила 11 м, на высотах 3200 и 3300 м она была, соответственно, 16 и 20 м, а на высоте 3450 м льда не было еще на глубине 30 м, что заставило Д. Селигмэна (Seligman, 1941) даже поставить вопрос: быть может в головных частях фирнового бассейна весь ледник до дна состоит из фирна, и льда здесь вовсе нет? Однако можно думать, что лед был бы здесь обнаружен на следующих 3—5 м глубины, поскольку в «теплой» фирновой зоне толщина фирна обычно колеблется от 30—40 м в верхней части зоны до 0 м — в нижней (выклинивается на фирновой линии).

Ледяная зона характеризуется практически отсутствием фирна. В холодном фирновом поясе фирн превращается в лед на глубине 20—40 м. Предполагалось, что в снежной зоне толщина фирна должна достигать 30—50 м, истинные же его мощности, обнаруженные 3-й Советской антарктической экспедицией, превзошли все ожидания: глубина превращения фирна в лед на станции Пионерской оказалась 120 м, на станции Комсомольской — 137 м и на полюсе относительной недоступности — 164 м (Котляков, 1961). В Гренландии эта глубина — до 100 м.

49. Слоистость фирна. Фирновая толща имеет слоистое строение (stratification), обусловленное тем, что отложение снега совершается прерывисто. Между двумя снегопадами поверхность свежего снега успевает метаморфизоваться, и новый слой осадков оказывается обособленным от предыдущего достаточно четкой границей — обычно ледяной прослойкой (слоем замерзшей воды). Отчетливее всего видно строение фирна, когда слои отделены друг от друга еще и присыпкой землистых частиц (пыли).

Толщина слоев фирна, заключенных между ледяными прослойками, колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Сами прослойки тоже неодинаковы: некоторые не толще 1 мм, другие — до 0,5 м. По Х. Альманну, мощность одной и той же прослойки, если за нею следить по простиранию, непрерывно меняется (увеличивается, уменьшается, исчезает, вновь появляется). Но при этом

нижняя поверхность ее всегда остается горизонтальной. Вероятно, ледяная прослойка первоначально возникает в виде ровной корочки, параллельной свободной поверхности снега, а затем, когда корка погребается новыми осадками, она различными путями увеличивается в мощности сверху, что и ведет к формированию пологоволнистой верхней поверхности ледяной прослойки. В случае прогрессивного утолщения двух или более соседних прослоек они сливаются в одну. Вещество между утолщенными прослойками нередко изменено и представляет смесь фирна и льда, которую Х. Альманн называет обледенелым фирном (iced firn). Из него (по Р. Шарпу, из воды, замерзшей в вертикальных ходах в фирне) образуются *ледяные втулки*, или пробки (ice-glands), напоминающие сучковатые стволы до 2 м в диаметре, неправильно расположенные в общей массе фирна и часто ориентированные вертикально.

Известное число слоев фирна должно составлять годичный пласт. Ныне методы распознавания годичных слоев разработаны хорошо. Эти слои, мощностью от нескольких дециметров до 3 м и более, обнаруживаются благодаря темным прослойкам пыли, разнице в размере кристаллов, прослойкам льда, по характеру отложений пыльцы и т. д. В полярных ледниках, где нет ни пыли, ни пыльцы и где таяние ничтожно, обособление годичных слоев труднее, но тем не менее возможно. Летом, когда снегопады редкие, а скалы обнажены, на поверхности снега в течение нескольких месяцев отлагается пыль. На ледниках Терскей-Алатау в обычные дни выпадает на 1 см^2 поверхности ледника от 133 тыс. до 272 тыс. частиц, а в дни с пылевой мглой — втрое больше (Глазовская, 1952). Зимой осаждение пыли прекращается или резко уменьшается. Таким образом, буроватый слой пыли (Staubschichte) в фирне, если только мы удостоверились, что он накопился за один летний сезон, позволяет выделить годичные слои: каждый годичный слой — между двумя последовательными прослойками пыли.

На ледниках умеренных стран, где сезоны аккумуляции и абляции ясно разграничены, руководящими горизонтами в фирне могут быть также наиболее мощные и выдержанные по простиранию ледяные прослойки. Самые протяженные и толстые ледяные слои отвечают корке, возникшей осенью, после сезона абляции. Количество фирна между двумя осенними слоями льда и представит собою избыток аккумуляции над абляцией за год (Ahlmann, 1948, стр. 17).

Годичное наслоение фирна в полярных ледниках легко наблюдать в тех краевых их областях, где летом бывает таяние снега. Л. Кох и А. Вегенер обнаруживали такую стратификацию в Гренландии до высоты 2300 м, но выше все

следы таяния исчезли, и никаких ледяных прослоек в снеге не возникало. Однако впоследствии Э. Зорге показал, что стратификацию можно установить и другим способом, исходя из того, что зимнему слою снега свойственна большая твердость и плотность, летнему — меньшая. В. Шютт (Schytt, 1958а, стр. 26) в районе Модхейма (Антарктида) в шахте глубиною 12 м обнаружил годичные слои, пользуясь двумя главными признаками: слои, которые в свое время находились под воздействием антарктического лета, были пористые и грубозернистые; осенне-зимние состояли из тонкозернистого снега. Советские гляциологи различали зимние и летние слои снега в Антарктиде по целой совокупности признаков (Котляков, 1961). В центральных районах материка зимний снег более плотный и твердый, кристаллы его небольшие (следовательно, он менее пористый), в нем есть корки ветрового наста. Летний снег менее плотный и твердый, более пористый, с бо́льшими размерами кристаллов и с корками радиационного таяния.

График изменения твердости снега с глубиною, полученный при помощи зонда-твердомера, состоит из правильного чередования пиков (максимумов) твердости, соответствующих середине зимы, и промежуточных минимумов, соответствующих лету. Эти отличия зимних и летних слоев служат хорошим мерилом для выделения годичных слоев (годичный слой между двумя пиками твердости), определения абсолютного возраста снежной толщи и определения средней величины ежегодного снегонакопления.

Большие перспективы для изучения слоистости фирна и других явлений в леднике открывает *метод пыльцевого анализа*, впервые примененный к ледникам Фолькмаром Варески (Вареши) в 1932 г. Исследования, посвященные пыльцевым анализам ледникового льда, велись на ледниках Гриндельвальдском, Алечском, Гепачфернере и на других. Вплоть до 1951 г. работы Ф. Варески были единственными. В 1951 г. аналогичные исследования были поставлены на леднике Таку в Северной Америке. Первые работы по спорово-пыльцевому анализу льда в СССР начаты летом 1956 г. на ледниках Эльбруса (Трошкина, 1958; Трошкина и Махова, 1961) и продолжены впоследствии на ледниках Земли Франца-Иосифа (Кренке и Федорова, 1961). Приведем некоторые общие сведения (Vareschi, 1935; Godwin, 1949).

На поверхность ледников попадает пыльца местных растений. Возможен также занос ее издалека, так как диаметр пыльцевых зерен всего 10—100 мк, и они легко переносятся на большие расстояния. Во льду достаточно пыльцы для статистического анализа — иногда до 5000 зерен в дм^3, причем сохранность их хорошая.

По составу пыльцы во льду можно судить о том, в какое время года она отложилась. Период цветения растений в районе Алечского ледника продолжается с марта по август: первыми зацветают ольха и орешник, затем сосна и ель, позже всех — кедровая сосна (Pinus cembra). На Эльбрусе в апрельской пробе фирна преобладает пыльца лещины и ольхи, в майской — березы, бука и ели, максимум пыльцы ели и пихты попадает на ледник летом. Таким образом, легко обособить весенние, летние и осенние пыльцевые спектры. Слои зимнего снега почти не содержат пыльцы — по этому признаку (количественному) они и выделяются в качестве опорных горизонтов для распознавания годичных слоев фирна.

В фирновом бассейне пыльца отличается четкой стратификацией. На ледниковом языке пыльцы во много раз больше, чем в фирновом бассейне, но здесь лед тает, и пыльца из разных горизонтов может перемешаться. Пыльцевые зерна не «просачиваются» в нижние слои по капиллярным трещинам и ходам, и это повышает их стратиграфическое значение. На Клариденфирне Ф. Варески нашел в двух слоях, отстоящих на 10 см: в верхнем — 36 тыс. зерен пыльцы, в нижнем — 1 зерно. Аналогичные результаты были получены и на других альпийских ледниках. Опыты, поставленные К. Хюсером (Heusser, 1954) на леднике Таку, подтвердили выводы Ф. Варески в отношении «просачиваемости» пыльцы из слоя, в котором она отложилась, в более глубокие слои: просочились единичные зерна.

Следует иметь в виду, что время распространения пыльцы может быть гораздо длительнее, чем время ее продукции: отдельные зерна пыльцы сосны в районе Джуно оседают из воздуха круглый год, а продукция ее длится всего 3—4 месяца*.

50. Зернистое строение ледникового льда. Ледниковый лед — это зернистая порода, в которой зерна неправильной формы очень тесно примыкают одно к другому без посредства какого-нибудь цемента. Каждое зерно есть самостоятельный кристалл, ориентированный по-своему. Так как кристаллы не имеют правильной геометрической формы, их называют иногда кристаллитами. Зерна соединяются так, что выступающие части одного зерна входят в углубления соседнего (рис. 20).

Зернистое строение льда в сухой глыбе обнаруживается лишь при помощи поляризационного микроскопа. Но если кусок ледникового льда подвергнуть давлению или действию тепла (выставить на солнце либо согреть дыханием), то на его поверхности отчетливо проступит рисунок тонких сплета-

---

* Указания по сбору образцов льда для спорово-пыльцевого анализа см. у А. Н. Кренке и Е. С. Грошкиной (1958).

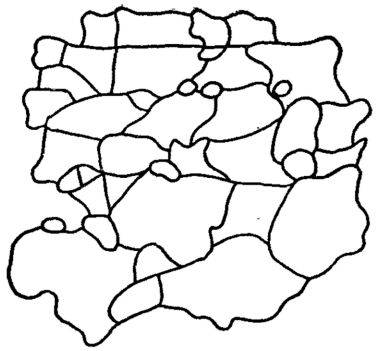

Рис. 20. Зернистая структура ледникового льда

ющихся линий — границы отдельных зерен в форме крохотных канавок полукруглого поперечного сечения. При сильном таянии лед сам распадается на составляющие его кристаллиты.

Первые тщательные исследования структуры ледникового льда сделаны были Хагенбах-Бишофом. Каждое зерно — особый кристалл, причем изучение в поляризованном свете показывает, что кристалл этот одноосный. Индивидуальность его подтверждается еще его монолитностью, отсутствием пор: если зерно с фигурами Тиндаля погрузить в воду или керосин, ни одна из этих жидкостей не проникает в пространство, занятое фигурами, пока целы стенки полостей.

Зерна соприкасаются между собою поверхностями, как правило, неплоскими. Оси различных зерен пересекаются под углами (об исключениях будет сказано особо). В сухом состоянии, т. е. при отрицательных температурах, кристаллы настолько прочно сцеплены, что излом куска льда получается раковистый.

На свободной поверхности льда, медленно тающего от соприкосновения с теплым и почти неподвижным воздухом, проступают очертания зерен, а если вода, получившаяся в результате оттаивания, немедленно испаряется, — на каждом зерне можно видеть и своеобразную *штриховку Фореля* (stries de Forel)*. Это — чередование весьма тонких ребрышек с разделяющими их бороздками. Расстояние между ребрышками 0,25—0,5 мм. Штрихи чаще всего прямые и параллельные, но иногда они чуть-чуть изгибаются и даже раздваиваются, напоминая своим рисунком линии на человеческой ладони. Штриховка всегда перпендикулярна оптической оси и параллельна плоскостям, в которых развиваются фигуры Тиндаля. Она свидетельствует о том, что кристалл льда состоит из множества налегающих друг на друга тончайших слоев, неодинаково поддающихся таянию.

Для изучения штриховки ледниковых зерен пользуются очень простым методом. Деревянную дощечку, обернутую бумагой, покрывают растопленным воском, прикладывают навощенной стороной ко льду, а по противоположной (тыльной) стороне ударяют молотком. Из полученного

* В полярных странах, например в Антарктиде, штриховка эта на ледниковых зернах обычно не проявляется (Wright and Priestley, 1922).

таким путем негативного слепка делают затем позитив на гипсе. Если отпечаток должен служить недолго, можно вместо гипса взять пластилин.

Разработаны методы и для изучения зернистого строения льда.

Мы уже говорили, что для проявления этой структуры нужно лед обогреть, выставив его на солнце. В лабораторных условиях Б. А. Савельев (1957) рекомендует электролампу в 1000 ватт, помещаемую в расстоянии 5—10 см от образца льда. Х. Альманн применял небольшую паяльную лампу.

Несмотря на обогревание, может оказаться, что рисунок контуров зерен будет все же мало заметный (это сплошь и рядом бывает на полярных ледниках). Есть разные способы сделать контуры виднее: слегка провести по поверхности льда щеточкой (из тонкого волоса) с сажей; смазать пальцем, погруженным перед тем в жидкую краску (например, в чернила для лент самописцев), поверхность куска льда, а затем вытереть ее сухой тряпкой, чернила с поверхности будут удалены, а в желобках останутся; натереть поверхность куска льда мягким графитовым карандашом, графит отлагается в желобках между зернами, но на поверхности зерен следов не оставляет (Wright and Priestley, 1922).

Когда границы зерен видны хорошо, тогда их можно «зафиксировать» разнообразными способами:

1) сфотографировать в отраженном свете;

2) наложить на выструганную рубанком и осушенную промокательной бумажкой поверхность льда мягкую бумагу и по ней сделать мягким карандашом растушевку. Границы кристаллов обрисуются как белые линии на темном фоне. Копирование растушевкой (или ретушированием), как показал опыт, годится только для тающего льда. С холодным льдом этот способ не удается, несмотря на обогревание поверхности льда рукой, спиртом, утюгом и т. д.;

3) способом Альманна и Дресслера (Ahlmann and Droessler, 1949): поверхность льда натирается смесью глины и коричневого порошка (краски) не растворимого в воде. К обработанной поверхности осторожно прикладывают обыкновенную абсорбирующую (непроклеенную) бумагу, слегка прижимая ее кончиками пальцев до плотного соприкосновения со льдом. Когда сквозь бумагу станут видны очертания кристаллов (обычно через 2—3 минуты), бумагу снимают, осторожно сворачивают в трубку и доставляют в лагерь для высушивания и изучения (измерения кристаллов можно производить сразу на отпечатке);

4) отпечатки кристаллов можно снять на гипс или пластилин;

5) стеклянную пластинку покрывают формваром (3—5-процентным раствором поливинилформалевой смолы в дихлорэтане) и после этого прижимают к предварительно выровненной поверхности льда для получения отпечатка. Поверхность образца льда выравнивается сначала пилой, а затем шлифованием при помощи все более и более тонкозернистого абразива на бумаге, после чего эта поверхность полируется последовательно бархатом, замшей, бумагой (при этих операциях надо остерегаться вызвать чрезмерное нагревание образца). Получив отпечаток, пластинку помещают в затененное, но хорошо вентилируемое место, чтобы растворитель мог испариться. Пока растворитель не испарился (на это требуется несколько минут), отпечаток следует держать при температуре ниже 0° С (В. Шефер).

Раствор формвара можно и прямо наносить на поверхность льда; после испарения растворителя образуется пленка с точным отпечатком не только зерен, но и более тонкой структуры в пределах каждого зерна. Пленку снимают пинцетом, кладут внешней гладкой поверхностью на стеклянную пластинку, вводят в промежуток между пленкой и стеклом несколько капель воды (чтобы пленка расправилась) и затем изучают.

Для получения отпечатков ледяных кристаллов А. Д. Малкина (1959) рекомендует прозрачные и оптически однородные пленки из форполимера метилметакрилата и из раствора полиметилметакрилата в дихлорэтане.

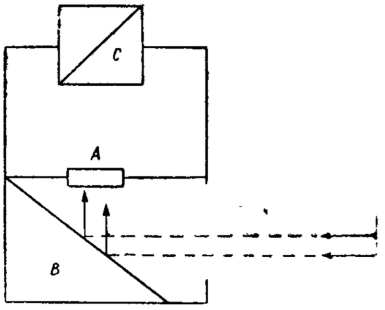

Рис. 21. Схема простейшего поляризационного прибора для изучения строения льда:

A — шлиф льда (толщиною около 0,05 *см*); *B* — поляризатор (отражающая зеркальная стеклянная поверхность); *C* — анализатор (призма Николя)

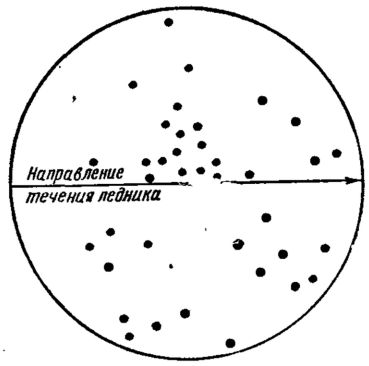

Рис. 22

Структура зерен исследуется и в поляризованном свете. Идея простейшего поляризационного прибора показана на рис. 21. Так как каждый кристалл окрашивается по-разному, то при рассмотрении шлифа через анализатор легко различить границы кристаллов и зарисовать их. Методика исследования при помощи поляроидов или поляризационного микроскопа описана П. А. Шумским (1955, стр. 121—138).

51. Ориентация кристаллов фирна и ледникового льда. Одно время полагали, что зерна в ледниковом льду и в фирновой толще расположены беспорядочно. Лишь некоторые исследователи отмечали, что на концах ледников в нижних слоях зерна имеют тенденцию располагаться одинаково, т. е. их оптические оси стремятся стать параллельными (наблюдения Э. Дригальского в Антарктике и Гренландии, Шерцера — в Канаде). За последние 20 лет примеры упорядоченного расположения кристаллов ледникового льда и фирна заметно умножились.

Направление главной оси в кристалле определяют оптическим путем, а также по положению тех элементов и образований кристалла, которые заведомо перпендикулярны к этой оси: тиндалевых фигур плавления, штриховки Фореля, плоских дисков водяных сумок вокруг воздушных пузырьков и т. п.

Ориентация кристаллов в каком-нибудь срезе фирна или льда изучается на стереограммах (рис. 22). Экваториальная плоскость стереограммы параллельна поверхности ледника (но может быть параллельной и плоскости любого слоя, раскола и т. п.). Каждый кружок на ней представляет проекцию оси кристалла в данном срезе. Все оси, перпендикулярные к поверхности ледника, будут иметь свои проекции в центре стереограммы. Угол между осью кристалла и нормалью к поверхности соответствует на стереограмме расстояниям проекции оси от центра, а все оси, параллельные поверхности ледника, будут иметь свои проекции на окружности круга. На рис. 22 представлен случай, когда ориентация кристаллов

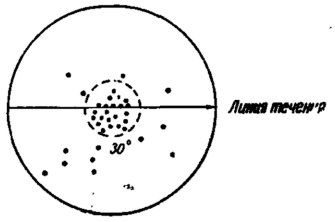

Рис. 23

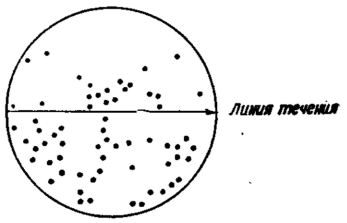

Рис. 24

не вполне беспорядочна: большой процент проекций осей группируется около центра, отвечающего осям, перпендикулярным к поверхности.

Замечено, что когда снег превращается в фирн, то в процессе перекристаллизации в нем возникает предпочтительная ориентация осей зерен перпендикулярно поверхности снежного покрова (Тушинский, Гуськова, Губарева, 1953). Изучая ориентацию кристаллов в образцах фирна, взятых с разных глубин в истоках Большого Алечского ледника, М. Перутц и Д. Селигмэн (Perutz and Seligman, 1939) установили, что как на поверхности, так и на глубине 8 м кристаллы имеют предпочтительную ориентацию (рис. 23), но на глубине 23 м ориентированы беспорядочно (рис. 24). Такая же картина наблюдается и в разрезе (глубиною 22 м) фирново-ледяной толщи в цирке Центрального Туюксуйского ледника (Макаревич и Токмагамбетов, 1961). Констатирован, следовательно, переход от порядка к беспорядку.

Каковы могут быть причины упорядоченной ориентации? Не есть ли это следствие того, что в падающем снеге преобладают пластинки и звездочки, которые ложатся на землю так, что плоские их поверхности параллельны поверхности ледника? Однако в снегопаде мало пластинчатых форм, да и те ломаются ветром. Турбулентные процессы при снегопадах скорее способствуют хаотическому расположению осаждающихся снежинок. Кроме того, в старом фирне предпочтительная ориентация кристаллов выражена лучше, чем в свежевыпавшем снеге. Следовательно, мысль об унаследованной от стадии отложения снега ориентации кристаллов не подходит.

Тогда, не содействует ли дифференциальное движение (т. е. различие скоростей) ледника росту кристаллов в определенном направлении? В отношении кристаллов фирна эту идею тоже приходится отбросить, так как образцы, взятые с участков, где дифференциальное движение отсутствует, имели такую же ориентацию кристаллов, как и в любых других местах ледника. М. Перутц и Д. Селигмэн пришли к выводу, что ориентация кристаллов в фирне зависит от температурного градиента: оси кристаллов вытягиваются в направлении

этого градиента, т. е. в направлении потока тепла и сопровождающего его потока водяного пара. Авторы прямо не объясняют потерю фирном упорядоченной ориентации зерен на глубине, но вскользь замечают, что когда фирн приходит в движение, то это движение обусловлено скольжением кристаллов друг по другу, и в процессе скольжения, вынуждающего зерна совершать разные повороты, предпочтительная их ориентация нарушается.

Вопреки широко прежде распространенному мнению, кристаллы в ледниковом льду либо ориентированы, либо обнаруживают склонность к однообразному расположению, что, по Д. Селигмэну (Seligman, 1941) и другим авторам, есть результат давлений (напряжений) во льду, свидетельство непрерывно совершающихся в леднике пластических деформаций.

В основании толщи неподвижного ледникового льда, как и в верхних слоях фирновых бассейнов, оси кристаллов бывают вытянуты в направлении градиента температуры. В полярных ледниках оптические оси перпендикулярны или почти перпендикулярны плоскостям чередования слоев чистого льда и льда с пузырьками воздуха; в ледниках умеренных стран оптические оси образуют от двух до четырех максимумов предпочтительной ориентации, причем эти максимумы тоже как-то связаны, по-видимому, с листоватостью. Эти выводы опираются на результаты изучения ориентации более 8000 кристаллов в ледниках полярных и умеренных стран, выполненного Дж. Ригсби (Rigsby, 1958, 1960 и др.).

52. Размеры и развитие ледниковых зерен. В глыбе льда, взятой на конце ледника, можно найти зерна разной величины — от маленькой дробинки до яблока. В результате специальных исследований кристаллов льда на поверхности или вблизи поверхности ледника Д. Селигмэн (Seligman, 1949б) установил, что средний диаметр кристаллов в альпийских ледниках 1,43—2,34 см, наибольшая длина 3,3—14,5 см, но наибольшая средняя величина не превышает 2,5 см.

Средние размеры кристаллов на ледниках Кебнекайсе (Швеция) колебались от 1,7 до 2,4 см (Ahlmann and Droessler, 1949, стр. 271—272). На конце ледника Супеллебре (Норвегия) я находил причудливой формы «рогатые» отдельные кристаллы льда (вытаявшие из общей массы) поперечником 5—6 см. На леднике Эммонс (гора Рейнир) зерна в активном льду были в среднем по 2,5—5 см и имели апофизы, неправильно внедренные между другими зернами*, а кристаллы в

* Кстати, надо иметь в виду, что многие «мелкие» зерна, какие можно видеть при изучении структуры льда на тонких его срезах, оказываются подчас не самостоятельными зернами, а сечениями концов утонченных отростков крупных зерен. В этом легко убедиться, рассматривая последовательные тонкие параллельные срезы одного и того же куска льда.

мертвом (неподвижном) льду достигали в поперечнике 15 см и более (Rigsby, 1951). Д. Селигмэн тоже обращает внимание на особенно крупные размеры кристаллов мертвого льда: ему случалось находить там зерна размером 18×8×5 см. На леднике Эке в западной Гренландии средний диаметр зерен оказался 2,16 см, т. е. близким к среднему диаметру зерен на концах швейцарских ледников (Boyé and Cailleux, 1954). В нижней части Зеравшанского ледника зерна 3—4 см, на Ронском леднике Хагенбах-Бишоф и Ф. Форель находили зерна в 9, 12 и 14 см в поперечнике. На Алечском леднике попадаются кристаллы весом до 700 г (Buchanan, 1908, стр. 19).

Раньше думали, что в полярных ледниках зерна вообще мельче, чем в ледниках умеренных стран. Но это неверно. В ледниках, температура которых была на десяток градусов ниже нуля, П. А. Шумский находил кристаллы до 12—16 см в поперечнике и весом до 500—700 г (1955, стр. 357).

Статистическое распределение по леднику зерен различных размеров подчинено известным закономерностям: 1) кристаллы на боках альпийских ледников крупнее, чем в средних частях, иначе говоря, — на линии наибольшей скорости движения они наименьшие; П. Меркантон (Mercanton, 1950) на поперечном профиле ледника Мер-де-Гляс установил, что средняя площадь ледниковых зерен, взятых в 30 м от правого края ледника, составила 1,68 см^2, в центре ледника 0,32 см^2 и в 25 м от левого края ледника — 0,83 см^2, т. е. в среднем зерна на краях в 4 раза по площади и в 8 раз по объему больше, чем в центре; 2) средняя величина кристаллов возрастает с увеличением пути, пройденного ледником; отсюда 3) чем длиннее ледник, тем крупнее кристаллы на его конце и 4) средний размер кристаллов увеличивается вниз по течению ледника — от подгорной трещины к концу ледника; 5) средняя величина кристаллов на более крутых (быстрее движущихся) ледниках меньше, чем на более пологих (медленнее движущихся); 6) кристаллы в мертвом льду достигают бóльших величин, чем в движущемся; 7) размер кристаллов в той или иной степени зависит от их возраста; 8) размер кристаллов увеличивается с глубиною; под ледопадом ледника Гара-Баши на глубине 190 см преобладали кристаллы от 0,01 до 0,06 см^2, а на глубине 580 см — от 0,20 до 0,52 см^2; в фирновом поле Эльбруса на высоте 4000 м на глубине 350 см средняя площадь кристаллов определена в 0,11 см^2, а на глубине 1070 см — в 0,32 см^2 (Трошкина, 1959).

Следовательно, размеры зерен закономерно увеличиваются вместе с глубиной, удалением от бассейна питания, удалением от средней части ледника к бокам и с ослаблением движения льда. Главную роль в этом играет время, т. е .возраст кристалла. Очевидно, что на конце ледника, его боках и дне

лед старше, чем в истоках ледника, в его срединной части и на поверхности. Чем старше лед, тем больше стадий метаморфизма при прочих равных условиях он претерпел и тем крупнее могут стать его кристаллы в процессе собирательной перекристаллизации. Осложняет этот процесс движение ледника, вызывающее в его массе внутренние напряжения, под действием которых, если они достаточно велики, кристаллы льда дробятся на более мелкие. Под умеренным напряжением кристаллы растут, но избирательно: те, которые лучше ориентированы относительно давлений, уступают напряжениям сдвига путем скольжения по своим базальным плоскостям и, следовательно, подвергаются меньшему давлению, чем кристаллы другой ориентации. Стало быть, если кристалл расположен так, что его главная ось перпендикулярна, а базальная плоскость параллельна направлению движения ледника, он, как обладающий меньшей свободной энергией, будет расти за счет соседних более напряженных зерен. Таким путем и возникает, кстати, предпочтительная ориентация кристаллов; в «борьбе за существование» ориентированные кристаллы в движущемся леднике оказываются лучше приспособленными к сохранению и росту. Очевидно, что полное освобождение кристалла от напряжения создаст ему особенно благоприятные условия роста; это и видно на примере кристаллов мертвого (т. е. неподвижного и не испытывающего динамических напряжений) льда.

Старые воззрения на механизм укрупнения ледниковых зерен представляют теперь уже исторический интерес. Вместе с тем их не следует предавать забвению, потому что некоторые идеи гляциологов прошлого века подчас оживают в измененном виде в гляциологических трудах нашего времени.

Хюги (1843) думал, что зерна растут благодаря замерзанию воды, попадающей с поверхности ледника в промежутки между зернами. Однако вода просачивается в лед на очень небольшое расстояние, и в этих условиях увеличение зерен должно бы происходить только в верхних слоях ледника, что не подтверждается фактом увеличения зерен с глубиною.

Другая теория опиралась на режеляцию. Движение ледника вызвано якобы тем, что он дробится под влиянием собственного веса на мелкие куски, которые перемещаются все вместе вниз по уклону наподобие сыпучего тела. Во время движения кристаллы соприкасаются и, если при этом их оси окажутся параллельными, смерзаются. Таким образом, рост кристалла поставлен в зависимость от простой случайности. У соседних зерен мало шансов на приобретение надлежащего положения, раз они не имеют его с самого начала: им трудно «поворачиваться» по всей массе, особенно при существующем способе сцепления между ними («зазубринами»).

Оригинальная теория Г. Квинке (Quincke, 1905) исходит из тезиса, что вещество ледника не «сухое»: между ледниковыми зернами всегда есть тонкая пленка воды*, остающейся в жидком состоянии потому, что она

* В настоящее время этот тезис в отношении ледников умеренных стран хорошо подтвержден и развит в работах А. Рено (Renaud, 1949, 1952a, 1958 и др.).

представляет собою раствор солей. Жидкость, развивающая поверхностное натяжение в поверхности, общей с другой жидкостью, с которой она соприкасается, называется, по Г. Квинке, маслянистой. Вода со взвешенными в ней каплями маслянистой жидкости дает эмульсию. Капли могут объединяться и образовать непрерывную массу пузырей, или пену, состоящую, следовательно, из воды, разделенной перегородками маслянистой жидкости. Автор довольно смело рассматривает ледниковые зерна как ячейки пены, наполненные чистым льдом и разделенные перегородками «маслянистого» раствора солей. При этом увеличение размеров ледниковых зерен Г. Квинке уподобляет слиянию двух коллоидных комков, содержащих жидкие ячейки.

Хагенбах-Бишоф, Дили, Флетчер, Эмден, Чемберлин и другие положили начало современным представлениям о росте ледниковых зерен. По Хагенбах-Бишофу, Дили и Флетчеру, рост зерна регулируется взаимным обменом частиц в месте соприкосновения двух кристаллов. Эмден указал, что внутренние молекулярные силы стремятся к параллельному расположению молекул соприкасающихся кристаллов, т. е. к замене двух кристаллических решеток одной. Наконец, Т. Чемберлину принадлежит разработка идеи сублимационной перекристаллизации.

53. Полосчатость ледников. Кроме зернистой структуры ледниковый лед отличается еще одной характерной чертой — *полосчатостью*, или *ленточностью*. Явление это именуется различно: Л. Агассиц называл его слоистостью (stratification), Д. Форбс — ленточной структурой (ribboned structure), Д. Тиндаль — жилистым строением (veined structure), другие авторы — сланцеватостью (schistosity), пластинчатостью (lamination), листоватостью (foliation, Blätterung), полосчатостью (zonation, banding), тонкой полосчатостью (Feinbänder) и т. п. Неоднородность терминологии в значительной мере отражает личные взгляды исследователей на происхождение структуры. Обозначения «ленточность», или «полосчатость» предпочтительнее, так как они более или менее нейтральны.

Один вид ленточности, открытый Гюйо и подробно описанный затем Д. Форбсом (Forbes, 1842a), представляет собой чередование *белых* и *голубых* или голубоватых *полос льда*. В. Кэмб (Kamb, 1959), подробно изучавший строение льда на леднике Блю (гора Олимп, штат Вашингтон), описывает голубую полосчатость как чередование тонких (1—5 см) слоев чистого прозрачного грубозернистого льда, почти лишенного пузырьков воздуха, состоящего из сложно соединенных зерен от 3 до 12 см в диаметре, со слоями грубозернистого льда другого типа, с несколько менее крупными, в среднем, кристаллами (1—6 см), весьма богатыми пузырьками воздуха и водяного пара. При выветривании первый лед образует неровную и прозрачную поверхность с хорошо заметной штриховкой Фореля, а поверхность слоев льда второго типа становится молочно-белой, похожей на фарфоровую. По описаниям других авторов, голубая полосчатость состоит в чередовании светлого пористого мелкозернистого льда с плотным голубым, лишенным пузырьков воздуха. Во всех, стало быть, случаях речь

идет о перемежаемости более плотных и бедных воздухом слоев со слоями менее плотными и более богатыми включениями воздуха.

Мощность голубых лент обычно от 1 мм до 5—7,5 см, расстояние между ними — от нескольких сантиметров до нескольких метров. Основной фон полосчатости дает белый (менее плотный) лед, так что голубые ленты кажутся иногда параллельными жилами, пронизывающими белую массу.

Лучше всего голубая полосчатость образована по бокам ледника, на его конце, в срединной части и на переломах продольного профиля в так называемых ледопадах (у подножия последних). Длина полос достигает нескольких сот метров.

Полосы рассекают ледник преимущественно в вертикальном направлении, располагаясь отвесно и параллельно его длине. Однако к концу ледника полосчатость из продольной превращается в поперечную, хотя и остается по-прежнему почти вертикальной, падая внутрь ледника. В общем, вся совокупность полос залегает мульдообразно (изогнута в виде ложки) и состоит из множества отдельных чешуй, вложенных одна в другую, как в половинке разрезанной луковицы: у краев ледника слои наклонены по направлению к продольной его оси (тем круче, чем ближе к ней), а на конце они падают вверх по течению. Вместе с тем, угол падения отдельных голубых полос может колебаться от 0° до 90°.

Другой вид ленточности, или полосчатости, обусловлен *чередованием плотного прозрачного льда* (не обязательно голубого) *с лентами пористого мутного льда*, либо переслаиванием пластов (толщиной 2—15 см) тонкозернистого и грубозернистого льда. Такая структура распространена на поверхности ледника почти повсеместно.

Исследования Г. Краммера показали, что полосы состоят каждая из большого количества чечевицеобразных листочков, черепитчато перекрывающих друг друга (рис. 25).

У ледников полярных стран полосчатость создается тем, что одни слои льда богаче примесью пузырьков воздуха (или землистого материала), чем другие; непрерывных «слоев» нет: где кончается один, там — немного выше или ниже его — начинается другой (Э. Дригальский).

В горных ледниках, как и в полярных, встречаются оба вида полосчатости: чередование голубых лент с белыми или прозрачных с мутными. Последний тип удается наблюдать всегда, первый — сравнительно редко. В. Кэмб (Kamb, 1959) основным видом полосчатости считает перемежаемость тонкозернистого и грубозернистого льда (он



Рис. 25

называет именно это листоватостью); голубые полосы — явление не столь распространенное. Такого же взгляда и той же терминологии придерживается и Н. Унтерштейнер (Untersteiner, 1955); по его наблюдениям, падение и простирание голубых полос отличается от падения и простирания листоватости. Согласно Л. Ноблсу (Nobles, 1961a), полосчатость проявляется вследствие чередования слоев льда, различающихся по содержанию минеральных примесей, пузырьков воздуха, степени вытянутости (удлинения) этих пузырьков, либо, наконец, по сочетаниям перечисленных признаков. Комбинации последних дают главнейшие цветовые разности льда: лед белый (богатый воздухом, чистый), янтарно-желтоватый (богатый воздухом, сильно загрязненный), голубой (бедный воздухом, чистый) и бурый (бедный воздухом, насыщен минеральными частицами).

54. Морфологические проявления полосчатости. Так как перемежающиеся слои льда, которые создали полосчатость, отличаются различной плотностью и различным содержанием минеральных включений, то их головы, выходящие на поверхность ледника, тают неодинаково: более рыхлые или загрязненные быстрее, чем более плотные, и на месте первых образуются канавки или бороздки, а вторые возвышаются в виде валиков либо гребешков. Высота и ширина валиков (соответственно, глубина и ширина понижений между ними) измеряется от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров; наблюдались и более значительные размеры. На поверхности ледника образуются своеобразные «морщины».

При расположении полосчатости по краям вдоль ледника эти морщины получили название *гребней Рейда*. Синонимы: параллельные полосы, продольные полосы, колеистый лед, бороздчатый лед (Pflugfurcheneis, буквально — лед, изборожденный плугом). Однако при ложкообразном залегании полосчатости она проявляется на поверхности льда в виде ряда овальных волн, переходящих затем в гиперболы или параболы, большие оси которых направлены параллельно длине ледника (рис. 26). Прекрасное описание этого мы находим у Л. Агассица (Agassiz, 1847). Наблюдатель, поднявшийся на склон ледниковой долины, может оттуда видеть на поверхности ледника множество линий, имеющих форму более или менее вытянутых дуг. В низовьях ледника они выражены хуже, в верхней части — более четко. При ближайшем рассмотрении оказывается, что эти «линии» суть борозды, напоминающие колеи, сделанные колесами экипажа. По предложению Шлагинтвейта, их назвали *огивами* (Ogiven, ogives, аркады, заостренные готические арки). Впоследствии, к сожалению, терминология запуталась, потому что огивами стали называть не только эти, но и сходные с ними образования, именуемые также еще гря-

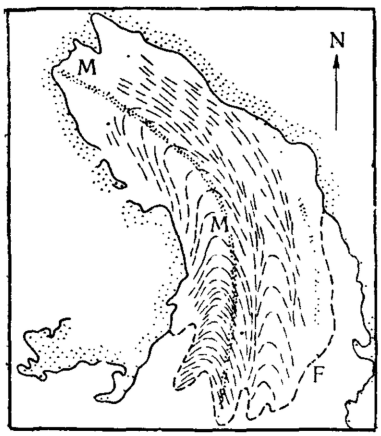

Рис. 26. Рисунок полосчатости на поверхности ледника Блю (США) (*по В. Кэмбу*):

M — срединная морена; *F* — фирновая грачица в азгусте 1958 г.; дугообразные линии — огивы

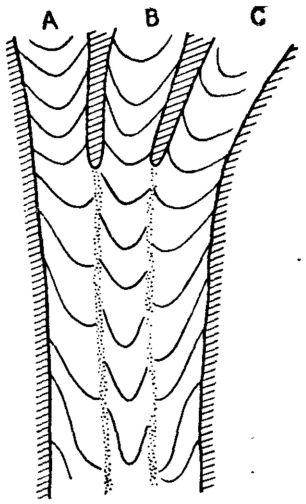

Рис. 27. Системы огив на сложном леднике

зевыми полосами (dirt bands), полосами Форбса (Forbes's bands), грязевыми полосами Форбса, годичной полосчатостью, чешуями (écailles), шевронами (chevrons), стропилами (Sparren) и т. п. Приходится поэтому различать огивы двух родов: простые и сложные. Каждая простая огива — результат препарирования таянием одиночного, элементарного пласта (ленты, полосы) льда; сложная огива — это уже целая пачка простых огив, обладающих каким-нибудь общим дополнительным признаком.

В ледниках, не имеющих притоков, средние части простых огив, изогнутых вниз по течению, обычно совпадают с осью ледника. Чем ближе к концу ледника, тем сильнее вытянуты дуги. Около фирновой границы огивы почти поперечные. Форма их указывает на распределение скоростей движения льда на поверхности ледника. В ледниках, которые состоят из двух и более ветвей, распределение аркад гораздо сложнее. До слияния с другими ветвями каждая ветвь ледника имеет нормальную, т. е. параболическую систему огив. Но после объединения ледников в одном русле эта картина сохранится только у тех, которые попадут в середину составного ледника. У других же, которые окажутся по бокам, огивы будут асимметричны, растянуты и образуют тем более острый угол с направлением склонов долины и ближайшей срединной мореной (см. § 140), чем ниже они располагаются по течению. На рис. 27 показано соотношение огив на ледниках *A*, *B* и *C* до и после слияния этих ледников.

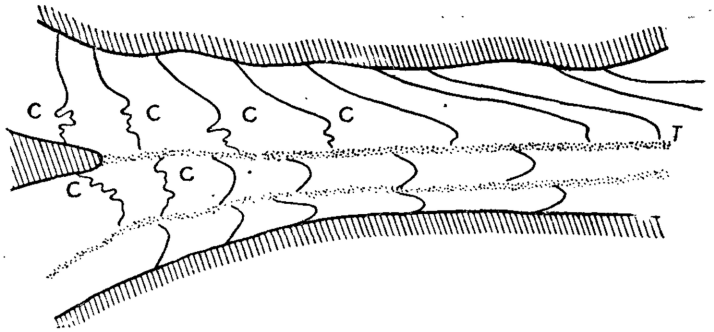

Рис. 28. Форма огив на сложном леднике.

В правой части ледника (нижняя половина рисунка) огивы образуют систему параболических кривых. В левой части эти кривые менее правильны: из поперечных (в верхнем течении) они становятся все более косыми, встречая морену *T* под более острым углом. Буквами *C* обозначены «шевроны»

Форма простых огив может измениться не только в результате взаимного приспособления, но и вследствие бокового давления, оказываемого одним ледником на другой. Вдоль разграничивающей их линии огивы делаются заостренными, напоминая переломанные дуги, либо обогащаются рядом мелких, но очень резких изгибов, названных Л. Агассицем шевронами (т. е. «нашивками») (рис. 28)*.

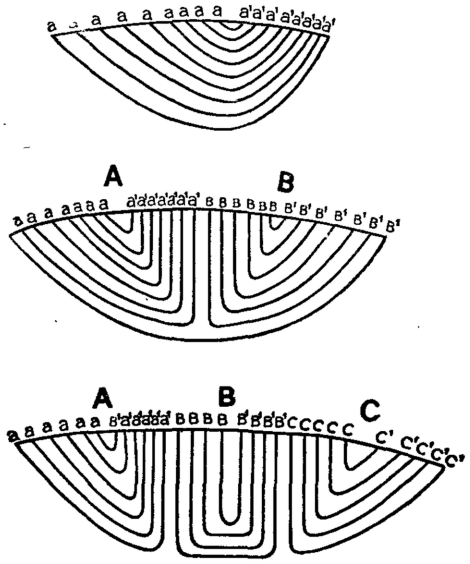

Рис. 29. Полосчатость в леднике (*по Л. Агассицу*):

Сверху вниз: в простом леднике; в двойном леднике; в леднике, состоящем из трех ветвей

Л. Агассиц построил несколько поперечных профилей (рис. 29), из которых виден характер залегания полосчатости внутри ледников. Впоследствии установлено, что иногда и в простом леднике бывает по 2—3 ложкообразные системы полос.

* Другие авторы именуют шевронами сложные огивы.

Сложные огивы наблюдаются далеко не на всех ледниках и развиваются с различной степенью четкости. Бывают они, по-видимому, только на ледниках с ледопадами.

Многие исследователи отмечают на поверхности ледников ниже ледопадов ряды валообразных возвышений, идущих, в общем, поперек ледника и разделенных прогибами: они напоминают волны мертвой зыби, застывшие в своем беге (Nye, 1958; Fisher, 1962). Иногда их называют «гребнями давления» (pressure ridges), но гораздо чаще — *волновыми огивами* (wave ogives). На леднике Ист-Твин (Аляска) таких гребней всего 4, ширина их от 60 до 150 м, они неправильно концентричны друг относительно друга, выпуклы вниз по течению и постепенно загибаются к бокам ледника (Leighton, 1951). На леднике Аустердальс (Норвегия) ниже ледопада Одинсбре обнаружено 7 поперечных ледяных валов (гребней) и 7 ложбин между ними; максимальная амплитуда волн, измеренная от средней поверхности ледника, равна 6 м, а длина волны (от гребня к гребню) уменьшается от 240 до 75 м в направлении к концу ледника (Nye, 1959a).

Вниз по течению ледника волновые огивы быстро затухают и сменяются серией темных полос льда, изогнутых в виде больших остроконечных дуг и разделенных полосами более светлого льда. Переход от волновых огив к огивам, имеющим форму дугообразных темных полос, весьма постепенный. На леднике Ист-Твин на протяжении 3 км — около 20 таких темных огив, примерно на одинаковых друг от друга расстояниях. Ширина их в середине ледника 75—110 м; такой же ширины и участки белого льда между огивами. Вблизи ледопада огивы имеют форму полумесяца, а к концу ледника становятся параболическими.

Как уже отмечалось, огивы состоят из более темного льда, чем разделяющие их пространства. Разница в окраске обусловлена тем, что лед в огивах сильнее насыщен обломочным материалом и свободнее от пузырьков воздуха, чем богатый воздухом белый лед, слагающий промежутки между огивами. Вследствие разного альбедо, огивы и участки между ними тают по-разному, вследствие чего участки белого льда несколько выступают (до 20—30 см) над темными огивами.

Залегают сложные огивы (как и простые) ложкообразно. Например, на боках ледника Ист-Твин они падают в сторону его оси под углом 70—80°, а на своих вершинах — вверх по леднику под углом 35—50°, залегая согласно с промежуточными (лежащими между огивами) слоями льда. Истинная средняя мощность огив № 8, 9 и 10 равна 72 м, участков между огивами — 75 м. Как для огив, так и для промежутков между ними характерна полосчатость, или ленточная структура. Угол падения огив (на их вершинах) в сторону истоков

ледника на одних ледниках увеличивается вниз по течению (например, в Исландии на Морсар-Йокуле от 17° до 60—84° на протяжении 1 км; см. King and Ives, 1955, 1956), на других — уменьшается: здесь полосы как бы опрокидываются, переходя по продольному профилю ледника из вертикального положения почти в горизонтальное (Lliboutry, 1958a; Charlesworth, 1957)*.

Поверхностный обломочный материал в огивах появляется из самого льда при вытаивании. Материал этот преимущественно угловат и плохо сортирован, причем илистые и глинистые частицы распределены во льду более или менее равномерно, а крупные обломки сосредоточены вдоль некоторых слоев. Штриховка на отдельных обломках показывает, что они были когда-то под ледником. Промежутки между огивами (белый лед) тоже не свободны от обломочного материала. Он здесь тот же, что и в огивах, только менее обильный.

Важно отметить, что расстояния между сложными огивами более или менее *одинаковые*; это заставляет предполагать *периодичность* их образования. На леднике Морсар-Йокуль расстояние между вершинами соседних огив колебалось от 91 до 151 м и составляло в среднем 110 м, а средняя годовая скорость движения ледника около 108,5 м; следовательно, эти огивы так или иначе связаны с *годовым* ритмом движения ледника. Фотографии Морсар-Йокуля, выполненные в 1937, 1938, 1948, 1952 и 1953 гг., показывают, что каждый год число огив на леднике увеличивалось на одну, т. е. огивы формируются ежегодно (Ives and King, 1954, стр. 426). На леднике Мер-де-Гляс сейчас 70 огив, а в 1842 г. их было 42 (Fisher, 1962). Уменьшающиеся вниз по течению расстояния между волновыми огивами на леднике Аустердальс (см. выше) соответствуют (с отклонением всего ±5—10%) годовой скорости движения поверхности ледника в месте расположения соответствующей волны (Nye, 1959a). На леднике Аролла (Швейцария) расстояние между сложными огивами («полосами Форбса») тоже практически равно средней годовой скорости движения поверхности ледника; ниже ледопада ежегодно образуется одна огива (Haefeli, 1951).

Помимо описанных выше годичных огив и наряду с ними встречаются еще огивы, промежутки между которыми намного меньше, чем величина годовой скорости движения лед-

---

* Возможно, что распределение по продольному профилю углов падения полосчатости (стало быть, и огив — простых и сложных) служит генетическим признаком: полосы, возникшие на плоскостях надвигов, становятся вниз по течению круче; полосы, возникшие путем замерзания воды в трещинах (поверхностные образования), делаются вниз по течению положе (т. к. верхние слои ледника движутся быстрее нижних и верхушка вертикальной полосы опережает ее нижиюю часть).

ника. Так на Свинафелс-Йокуле расстояние между годичными огивами 175 м и между негодичными — 35 м (King and Ives, 1955, 1956, стр. 648).

Эти примеры позволяют сделать следующие выводы:

1. Первичной текстурой ледника является полосчатость, которая, как правило, характерна для всей массы ледника.

2. Морфологическое проявление полосчатости на поверхности ледника обусловлено не только каждым отдельным ее элементом (слоем), что приводит к образованию простых огив, но и целыми комплексами элементов, объединяемых какой-нибудь дополнительной чертой (например, один комплекс полос обогащен мореной больше, другой — меньше), что приводит к образованию сложных огив. Тем самым полосчатость в собственном смысле слова становится внутренним текстурным элементом самого комплекса, хотя она и первична по отношению к нему.

3. Процессы, объединяющие полосчатость в комплексы, могут носить как периодический, так и не периодический характер. Периоды могут быть, по-видимому, разной длительности, но лучше всего выражена годовая периодичность.

4. Среди сложных огив особый интерес представляют волновые огивы, расположенные на участках, примыкающих к подножиям ледопадов, и сменяющие их вниз по течению дугообразные полосы темного (загрязненного) льда, которые удобно называть годичными огивами. На боковых крыльях огив, вытянутых параллельно длине ледников, образуется бороздчатый лед.

5. Комплекс полосчатости, называемый годичной огивой или волновой огивой, может подразделяться на несколько мелких огив с более короткой длиной волны, но и более мелкая огива чаще всего состоит из комплекса полос (а не из одного элементарного слоя). Волновые огивы, каждая из которых является системой более мелких огив, описаны, например, для ледника Университад в чилийских Андах (Lliboutry, 1958а). Здесь каждая огива сложена льдом, образованным чередованием голубых и белых его слоев.

6. В годичных и других огивах, где существенную роль играет чередование комплексов слоев льда, более и менее насыщенных минеральными примесями, последние при таянии льда выступают на поверхность ледника, здесь концентрируются и образуют поверхностный слой грязи. Такой слой на леднике может возникнуть только путем вытаивания морены из самого льда, поэтому обособление «грязевых полос» в особую категорию морфологических проявлений полосчатости, как это делают некоторые гляциологи, лишено смысла: ведь если удалить с ледника поверхностную пленку грязи, то под нею, без сомнения, обнажится темный, загрязненный лед, из.

которого она произошла, а не какая-нибудь другая (белая, чистая) поверхность. Грязевая полоса генетически связана с той формой, поверх которой она возникла и где обычно она и располагается (если только не смыта в другое место).

55. О происхождении полосчатости. На первый взгляд в ленточности (полосчатости) льда мы имеем аналог слоистости фирна (см. § 49). Именно такая точка зрения, привлекающая своей простотой и естественностью, сначала и была выдвинута. В самом деле, раз слоистое строение свойственно всей массе фирна, почему оно должно исчезнуть в области ледникового языка? Л. Агассиц (Agassiz, 1847) утверждал, что слои в фирне и слои, наблюдаемые в ледниковом языке, — это одно и то же. Полосчатость так называемых возрожденных ледников (см. § 132), по Агассицу, вовсе не противоречит этому представлению: у обычных ледников один слой отвечает годовому слою отложения снега, а у возрожденных каждый слой отвечает одному обвалу льда.

Вместе с тем Л. Агассиц и Дезор проводили резкое различие между слоистостью (stratification) и голубой полосчатостью (structure rubanée), т. е. между двумя формами полосчатости, о которых мы говорили в § 53. «Слоистость» (чередование слоев прозрачного и мутного льда) наблюдается во всех частях ледника, а голубые ленты — только в некоторых. «Слоистость» льда есть наследие слоистости фириа, а происхождению голубых полос авторы дают другое объяснение (см. ниже).

Чем объяснить то обстоятельство, что в фирновом бассейне слои снега горизонтальны, а в ледниковом языке полосчатость вертикальна? Объясняют это тем, что при переходе из широкой фирновой мульды в суженный канал истечения первичные фирновые пласты, сдавливаясь, превращаются в ложкообразные слои.

Возможность подобного перехода Г. Гесс (1903) установил экспериментально. Деревянные формочки, дно которых представляло собою приблизительно модель ледникового ложа, заполнялись положенными друг на друга разноцветными кружочками воска. Гидравлическим прессом воск продавливался через боковое отверстие формочки размером в 4 см^2. Вытекая из него, масса дала точное отображение полосчатости ледника. Чем шире отверстие, тем менее изогнутыми оказывались восковые кружочки.

В других аналогичных опытах был использован лед, переслоенный песком. Результат получился тот же.

Крупным доводом в пользу генетической общности слоистости фирна с полосчатостью льда служит то, что Г. Рейдом и Г. Краммером на многих альпийских ледниках, в частности, на Нижне-Аарском, Форно, Марцельфернере и Фернагтфернере констатированы совершенно отчетливые переходы между обеими структурами. Такой переход хорошо описан Г. Краммером (Crammer, 1908, 1909). Уже около фирновой границы слои фирна не горизонтальны, а образуют широкие

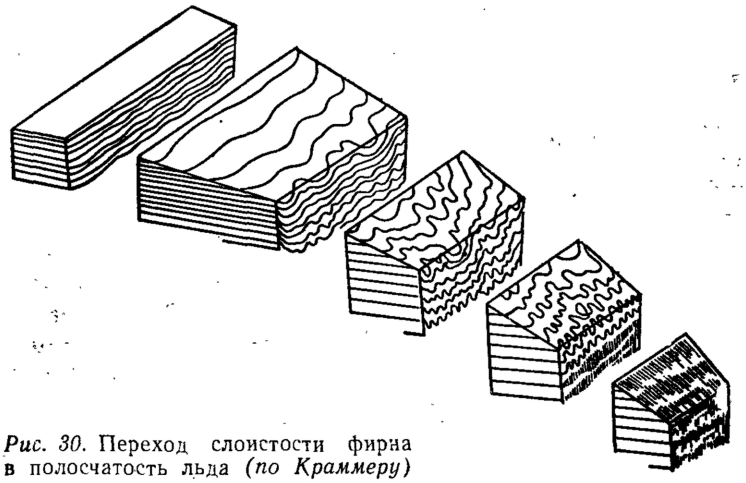

Рис. 30. Переход слоистости фирна в полосчатость льда *(по Краммеру)*

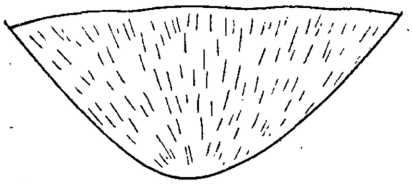

Рис. 31. Расположение полосчатости внутри ледника *(по Краммеру)*

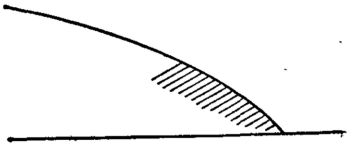

Рис. 33. Полосчатость на конце ледника (в продольном профиле)

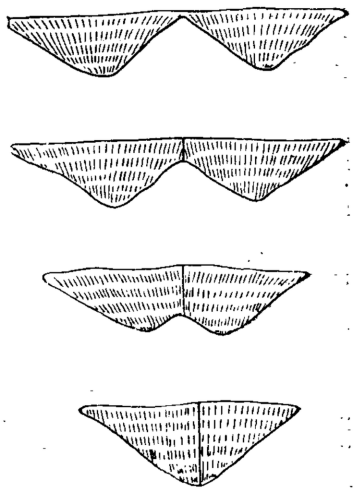

Рис. 34. Расположение полосчатости в сложном леднике *(по Краммеру)*

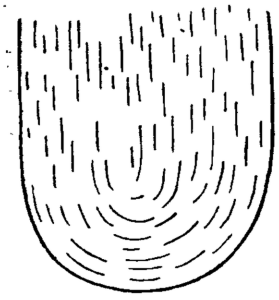

Рис. 32. Проекция полосчатой структуры на поверхность ледника вблизи его конца *(по Краммеру)*

волны, оси которых параллельны оси ледника. Ниже по течению во льду наблюдаются ясно выраженные складки (рис. 30). Так как процессы таяния вниз по леднику усиливаются, то поверхность ледника сечет эти антиклинали и синклинали на все более глубоком уровне. Выходы слоев на поверхность проектируются в виде огив. Еще ниже по течению складки сближаются между собою и делаются все более крутыми, тогда как огивы вытягиваются таким образом, что их ветви становятся параллельными продольной оси ледника. В конечном итоге оба крыла каждой складки соединяются. Ленты, если смотреть ледник в поперечном разрезе, в центре вертикальны, а по бокам падают к оси ледника, образуя в своей совокупности веер (рис. 31). На рис. 32 показано расположение полосчатости ледника в плане, на рис. 33 — в продольном профиле, на рис. 34 — образование полосчатости в сложном (в данном примере — в двойном) леднике.

Чем дальше от фирнового бассейна, тем яснее слоистость фирна приобретает облик полосчатости льда. Вместе с тем установлено, что обе структуры бывают пересечены закрытыми трещинами, и рубцы этих «зажывших» расселин чаще всего имеют вид голубых лент, *секущих* полосчатость. К концу ледника швы трещин тоже вытягиваются в огивы и порождают, таким образом, *новую* полосчатую структуру.

Изложенное выше мнение о преемственности между полосчатостью ледника и слоистостью фирна вызвало ряд возражений. Из них главные:

1. У основания ледопадов, расположенных вблизи фирновой границы, полосчатость обыкновенно залегает отвесно. Трудно допустить, что горизонтальные слои фирна, проходя через ледопад, вдруг становятся вертикальными.

2. Если бы полосчатость ледника была наследием слоистости фирна, почему бы ей на середине ледника быть хуже развитой, чем по краям, как это наблюдается на ледниках?

3. На Алечском леднике, а также на ледопаде ледника Фургге (у подножия Мон-Сервена) Д. Тиндаль отчетливо наблюдал, как отвесные голубые «жилы» пересекали горизонтальные «слои» (рис. 35).

4. На ледниках шведской Лапландии А. Гамберг констатировал отсутствие постепенной смены слоистости фирна полосчатостью языка и взаимное пересечение обеих структур. Кроме того, полосчатость, по его наблюдениям, независима от перехода ледника из фирновой мульды в долину, так как очень хорошо развита

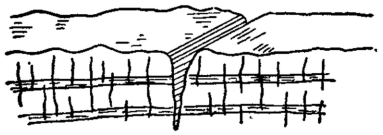

Рис. 35. Пересечение горизонтальной слоистости вертикальной полосчатостью

и в таких ледниках, поперечный профиль которых везде одинаков (т. е. у которых нет противопоставления широкого бассейна питания узкому каналу стока).

5. На ледопадах лед так «перемалывается», что сохранение первоначальной слоистости невозможно.

6. Толщина некоторых огив (сложных) достигает 60 м и более — трудно допустить, чтобы «загрязнение» слоев фирна достигало такой мощности.

7. Обломочный материал в огивах грубозернистый, стало быть, тонкая пыль, осевшая на фирновых полях, не может быть его источником.

По поводу этих возражений следует заметить, что из них пункты 2 и 3 касаются, в сущности, не полосчатости вообще, а только той ее формы, которая представлена голубой ленточностью. Пункт 4 — это попытка сделать универсальными явления на шведских ледниках — столь же незаконная, как и попытка Г. Краммера экстраполировать особенности ледников Альп на все другие ледники. Представление о «перемалывании» льда на ледопадах (пункт 5) явно преувеличено: даже если поперечные трещины рассекают тело ледника на всю его толщину (до самого дна), то пластины льда в ледопаде обычно соскальзывают одна на другую и никаких особых резких поворотов не делают. Толщина огив (пункт 6) может, как мы говорили, зависеть от дополнительных процессов, накладывающихся не на отдельные слои фирна (или полосчатости), а на целые их комплексы.

На ледниках, где нет ледопадов, наблюдаются так называемые *осадочные полосы* (sedimentary bands). Д. Фишер называет их *аляскинскими полосами* (Alaskan bands), Р. Клебельсберг — Schichtogiven (слоистыми огивами). В фирновой области каждое лето отлагается слой пыли; возникают загрязненные слои, которые затем в неизмененном виде вновь появляются в области абляции в форме осадочных полос.

Серьезные доказательства в пользу происхождения полосчатости ледников из слоистости фирна получены в последнее время Ф. Варески при помощи пыльцевого анализа. Изучение огив на Большом Алечском леднике показало, что сами огивы, состоящие из более темного льда, представлены, судя по имеющейся в них пыльце, весенним, летним и осенним льдом, а промежутки между соседними огивами — более светлым и только зимним льдом. Вывод: огивы — это первоначальные фирновые слои, слабо нарушенные после отложения и затем отпрепарированные процессами таяния. При переходе от одной огивы к другой (вверх или вниз по леднику) получается полная сезонная смена пыльцевого спектра. В зоне гребней Рейда, располагающейся на боковых крыльях огив или между параллельными системами огив, вдоль гребня пыльца об-

наруживает один и тот же сезонный аспект, а в образцах, взятых поперек зоны гребней, правильная смена сезонных аспектов в отложениях пыльцы не наблюдается (рис. 36). Следовательно, в этой зоне ледник движется по другому, чем в зоне огив (Godwin, 1949, стр. 328). Ю. Махова и Е. Трошкина (1962) на основании спорово-пыльцевых данных считают огивы на ледниках Эльбруса тоже результатом чередования зимних и летних слоев льда.

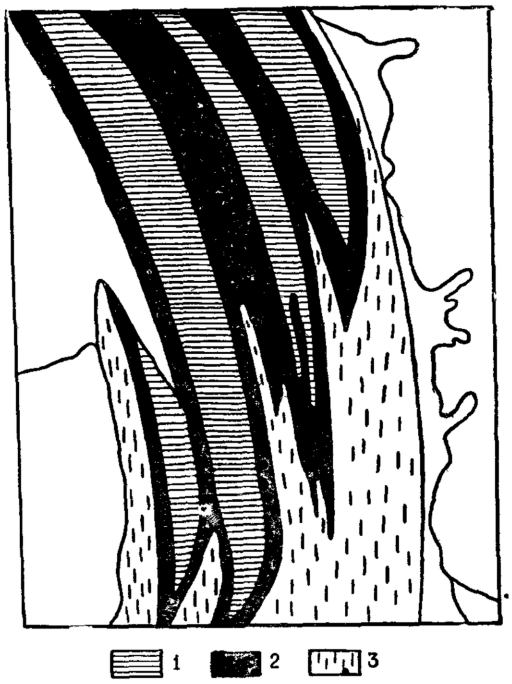

Рис. 36. Распределение масс льда на одном из участков языка Большого Алечского ледника *(по Ф. Варески)*:

1 — область, где первичная фирновая стратификация не нарушена (огивы); *2* — стратификация нарушена, но массы льда не смешаны (края ледниковых потоков); *3* — область перемешанных масс льда (зона абляции)

Другая концепция связывает полосчатость ледников с теми внутренними напряжениями, какие развиваются в нем при его движении.

Уже Л. Агассиц при объяснении происхождения голубых лент исходил из того, что они встречаются в местах, где лед подвергнут сдавливанию (на слиянии ледников, под срединной мореной) и, следовательно, уплотнен. Рыхлый лед достаточно порист, чтобы не растрескиваться при переменах температуры на его поверхности, а более плотный от тех же колебаний рассекается капиллярными трещинками. В них попадает вода, замерзает и образует голубую ленту. Замерзая, вода расширяется, поэтому образуются новые трещины, которые, тоже заполняясь водою, увеличивают при отвердевании последней общую массу голубых лент. Поэтому голубые полосы Л. Агассиц называет еще *полосами инфильтрации* (les bandes d'infiltration).

По мнению Д. Форбса (Forbes, 1843), существенное значение имеет расположение полосчатой структуры перпендикулярно к линиям наибольших давлений в леднике. Поскольку

различные части ледника движутся с неодинаковой скоростью (см. § 76), должны возникать силы, отделяющие одну часть от другой. Разрывы происходят параллельно склонам и дну вместилища. Разрывы, образовавшиеся таким путем в белом льду, впоследствии заполняются водою, которая замерзает зимой, превращаясь в плотные голубые ленты.

По Д. Тиндалю (Tyndall, 1858), полосчатость обусловливается давлением на лед, которое вызывает кливаж, или пластинчатость, а кроме того, частичное плавление льда. Из жидкости воздух изгоняется легче, чем из твердого тела. Поэтому, замерзнув, вода образует голубые ленты, лишенные пузырьков воздуха.

Идеи Д. Форбса и Д. Тиндаля в несколько иных вариантах были развиты впоследствии А. Гамбергом, Э. Дригальским, Г. Филиппом, Чемберлином и др. Было доказано наличие плоскостей разрывов и в полярных ледниках, и в ледниках стран умеренного климата. Эти плоскости суть трещины (сомкнутые, иногда открытые, шириною до 2 см) с гладкими стенками, обычно параллельные ложу ледника. Если наклон ложа или мощность льда уменьшаются, плоскости разрывов поднимаются кверху (как это показано на рис. 33) — получается ложкообразное залегание с обратным (т. е. в сторону верховьев ледника) падением у концов ледников и краев ледниковых куполов. Если уклон ложа затем увеличивается, может возникнуть вторая (пересекающаяся с первой) система разрывов, параллельная более крутому участку ложа. Отдельные разрывы на большое расстояние не тянутся. Но в леднике образуется целая серия параллельных поверхностей, кулисообразно перекрывающих друг друга своими концами, и она может прослеживаться иногда на километры. Скольжение одних слоев льда по другим подтверждено непосредственными измерениями движения льда, а также констатацией сдвига пересекаемых разрывами структур и подъемом по плоскостям разрывов обломочного минерального материала со дна ледника на его поверхность. Возникновение голубых лент связывают с плавлением льда под действием трения скользящих друг по другу слоев и с повторным замерзанием образовавшейся воды.

Однако М. Перутц и Д. Селигмэн (Perutz and Seligman, 1939) показали, что этот механизм образования голубых лент с точки зрения физики невозможен.

Пусть в толще фирна плотностью 0,55 на глубине 100 см от дневной поверхности образуется ледяная прослойка мощностью 5 мм. Тогда потребуется 0,19 $см^3$ воды, чтобы заполнить воздушные пустоты в 0,5 $см^3$ такого фирна. Для получения такого количества воды надо затратить 15 калорий тепла, при условии, что температура фирна равна точке плавления. Предположим также, что вся потенциальная энергия, теряемая фирном при движении вниз по леднику, переходит в тепло трения и осво-

бождается в воображаемой плоскости скольжения. Тогда работа A, производимая столбом фирна высотою в 100 см и площадью сечения в 1 см^2, движущегося со скоростью v см/год вдоль склона под углом α, будет:

$$A = 0{,}55 \cdot 100 \cdot v \cdot g \cdot \sin \alpha$$

(g — ускорение силы тяжести).

Произведя вычисления для двух пунктов, где велись исследования, М. Перутц и Д. Селигмэн получили для этих пунктов годовую продукцию тепла: 0,67 и 0,23 кал. Иными словами, требуется, соответственно, 11 лет и 33 года, чтобы расплавилось количество льда, необходимое для получения количества воды, способного образовать слой льда толщиною в 5 мм.

Голубые ленты на плоскостях скольжения возникают под действием деформации, которая ускоряет здесь рекристаллизацию льда, способствует удалению из него пузырьков воздуха и переориентировке осей кристаллов.

Многие современные гляциологи разделяют взгляды на «тектонический» генезис полосчатости ледников. Некоторые, однако, применяют их только к голубой ленточности и признают (одни — открыто, другие — молчаливо), что другой вид полосчатости может быть связан и со слоистостью фирна.

Продольную полосчатость, идущую параллельно краям ледника, М. Боссоласко (Bossolasco, 1930), попросту называет трещинами и поверхностями продольного скольжения (superficie di scorrimento longitudinale). Отдельные ленты чистого льда (толщиною около 5 см), пересекающие под разными углами годичную слоистость на ледниках плоских вершин, Г. А. Авсюк (1950а) считает зарубцевавшимися плоскостями скалывания. Голубые ленты могут быть и результатом замерзания воды (которая получается от таяния набившегося в трещину снега) в открытых трещинах, возникающих на поверхности ледника при его движении. Но такие ленты недолговечны, так как трещины неглубоки и быстро исчезают под влиянием абляции в недалеком расстоянии от места своего образования. Р. Хэфели и Ф. Брентани (Haefeli and Brentani, 1956, стр. 574—576) в ледниковых туннелях, заложенных в Юнгфрауиохе (истоки Большого Алечского ледника), наблюдали голубые полосы буквально в процессе их зарождения и развития: тонкие вертикальные трещинки во льду постепенно расширяются, заполняются просачивающейся сверху водою, и вода, замерзая, образует голубую полосу; такие полосы состоят из грубозернистого льда, со средней длиною зерен от 5 до 12 см.

Против универсального применения теории разрывов есть два серьезных возражения:

1. Полосчатость охватывает все тело ледника, и если допускать, что она вся образована разрывами, то нужно представить себе, что *все части* ледника *одинаково* подвержены скалывающим напряжениям (поскольку всюду одинаковый

результат: скалывание, разрыв). Трудность обоснования такого представления и заставляет многих гляциологов применять теорию разрывов не ко всей полосчатости, а только к той, которая возникает вдоль плоскостей *максимального* сдвига. Последнюю Л. Ллибутри (Lliboutry, 1957), в частности, предлагает называть (в отличие от обычной полосчатости) пластическими слоями, или слоями течения (plastic layers, flow layers).

2. Невозможно предполагать, что вся полосчатость представляет систему плоскостей скольжения, так как относительные движения вдоль ложкообразных поверхностей, характерных для полосчатости, никогда не смогли бы быть согласованы с наблюдающимся распределением скоростей *по всему* леднику. В теле ледника Пастерце полосчатость образует 2 или 3 ложкообразно залегающие и рядом расположенные (от левого борта к правому) системы полосчатости. При скольжении слоев друг относительно друга в каждой «ложке» было бы свое распределение скоростей. На самом же деле скорость движения плавно уменьшается по всему леднику от середины к краям независимо от расположения «ложек» (Untersteiner, 1955).

Таким образом, все теории можно разбить на два уклона: один — в пользу генетической общности слоистости фирна и полосчатости льда, другой — в пользу их независимости. Трудность выбора между обеими группами теорий обусловлена тем, что фактический материал, выдвигаемый каждой из них, абсолютно достоверен: наблюдаются и постепенные переходы от слоистости фирна к полосчатости льда и скрещивание обеих структур; на одних ледниках залегание полосчатости ложкообразное, на других оно только параллельно очертаниям ледникового вместилища, на третьих полосы собраны в сложную систему складок.

Пересечение слоистости и ленточности в одном и том же месте сразу наталкивает на предположение, что, быть может, существуют две независимые друг от друга структуры и что, следовательно, попытки объяснить оба явления какой-нибудь одной универсальной гипотезой должны быть заранее обречены на неудачу. Подобная идея выдвигается многими гляциологами (Агассиц, Краммер, Ллибутри, Селигмэн, Шумский, Чарлзворт и др.). Очевидно, нужно допустить, что есть *два типа* строения: *первичная полосчатость* — следствие дальнейшего преобразования слоев фирна (чередование лент прозрачного и мутного, но в общем более или менее однородного по цвету льда), и *вторичная полосчатость* (чередование голубых и белых полос), сложившаяся под влиянием больших давлений в теле ледника и, по-видимому, при непременном участии замерзающей воды.

Вторичная структура может иметь в качестве исходного положения первичную (в частности, плоскости первичного напластования снега — это те, по которым легче всего осуществляется разрыв), но может возникать и совершенно самостоятельно.

56. О происхождении огив. Происхождение огив теснейшим образом связано с происхождением полосчатости, но в образовании их есть и своя специфика, особенно если огива возникает не из одной ленты (полосы), а из целого комплекса полос.

Волновые огивы, по мнению Д. Форбса, обязаны своим возникновением пульсирующему движению. Летом ледник скользит по своему ложу легче, чем зимой (талые воды служат «смазкой»), и у подножия ледопада, на переходе от крутого уклона к пологому, возникают волны давления, постепенно затухающие вниз по леднику.

В последнее время эту точку зрения поддерживали Р. Штрейф-Бекер и Р. Хэфели. Как только уменьшение скорости между двумя пунктами в направлении течения достигает своего максимума — эффективное продольное давление со стороны масс льда, движущихся быстрее, на более медлительные массы тоже достигает своего наибольшего значения, лед пластически изгибается кверху и образует гребень волны, ориентированной поперек ледника. У подножия ледопада каждый год образуется новая волна давления. Со временем возникает целая система таких волн; по мере движения со льдом вниз по леднику они постепенно изгибаются, обращаясь выпуклостью вниз, в сторону конца ледника.

Расстояние, измеренное по направлению течения между осями двух смежных волн, отвечает средней годовой скорости движения ледника в данном месте, а число волн равно числу лет, какое понадобилось какой-нибудь точке для смещения между соответствующими волновыми огивами вдоль по леднику (Haefeli, 1951).

Измерения, специально проведенные на леднике Аустердальс (Норвегия) в 1955—1957 гг. английскими гляциологами, показали, что между распределением напряжений в леднике и распределением волновых огив нет явной связи. Вдоль главной продольной оси системы волновых огив, начиная от нижней части ледопада и далее вниз по леднику, устанавливали от 23 до 35 вех в расстоянии примерно 30 м одна от другой; линия стержней охватывала первые 2—3 волны. Чтобы определить абсолютные и относительные движения вех, расстояния между ними измерялись неоднократно стальной лентой.

Этим способом был получен материал для построения кривой степени продольного напряжения во льду ε, как функции x (т. е. расстояния вниз по леднику). Оказалось, что степень

сжимающего напряжения по продольному профилю часто и заметно меняется, но повышенного сжатия в гребнях волн и пониженного в рытвинах между волнами (как следовало бы ожидать из теории продольного сжатия) не обнаружено. Деформации прежде всего обусловлены сжатием, которое должно возникать во льду всегда, когда его уклон уменьшается и лед становится толще, а также сгибанием и разгибанием, которым лед подвержен, когда он течет по ложу с меняющейся кривизной (Nye, 1959a). Таким образом, гипотеза образования волновых огив путем давления не подтверждается.

Как известно, волновые огивы вниз по течению ледника постепенно сменяются темными годичными огивами. Характер взаимоотношений между этими двумя видами огив не установлен, но вряд ли можно сомневаться в том, что между ними должна быть прямая связь. По поводу происхождения огив высказаны следующие мнения:

1. Огивы — это поверхностные полосы, образованные чередованием зон пористого и более плотного льда и возникшие у подножия ледопада. Минеральный материал в них поверхностного происхождения, причем в более пористом льду он накапливается легче, чем в более плотном. Это — гипотеза Д. Форбса. Ее никто больше не поддерживал.

2. Огивы возникают благодаря накоплению обломочного материала на поверхности в депрессиях у подножия ледопада и ниже по течению ледника. Д. Тиндаль полагал так: когда лед на ледопадах разламывается поперечными трещинами, между гребнями накапливается обломочный материал; гребни затем понижаются (абляцией) и превращаются в пологие возвышения, лежащие поперек ледника, а на их склонах и у их подножий концентрируется обломочный материал. Примерно таковы же взгляды Уошберна, Шерцера, Тэттона, Штрейф-Бекера, различающиеся лишь трактовкой генезиса депрессий. Одни считают их не вполне закрывшимися трещинами ледопадов, другие — волнами давления, и т. п.

Высказанные возражения: трещин, пересекающих ледник во всю его ширину, не бывает. Кроме того, на ледопадах неоткуда взяться обломочному материалу.

3. Огивы — это пластины загрязненного льда, тянущиеся на всю ширину ледника, разделенные чистым льдом, образованным при заполнении снегом трещин ледопада (Фишер).

Сделанные возражения (Leighton, 1951): нет трещин, пересекающих ледник во всю его ширину; на ледопадах не бывает загрязненных пластин; отложения чистого льда в трещинах должны быть уничтожены абляцией задолго до того, как полосы его достигнут конца ледника; с объяснением Д. Фишера не вяжется и грубозернистость и крупность обломочного материала в огивах.

4. Образование волновых огив можно объяснить сочетанием пластических деформаций и механизма абляции. Перетекая через ледопад, лед, вследствие местного увеличения скорости своего движения, пластически растягивается в продольном направлении, и общая поверхность его увеличивается. Оттого массы льда, проходящие через ледопад летом, теряют путем абляции больше, чем те, которые «проводят» лето в районах меньшей скорости движения, и у подножия ледопада поперек ледника возникают прогибы (впадины) (Nye, 1958, 1959a). Механизм абляции, резко меняющейся вниз по ледопаду, создает за год одну полную волну. Начальная амплитуда этой волны соответствует разности величин абляции на вершине ледопада и у его подножия (так, на леднике Аустердальс эта разница 5 м в год), но со временем, преимущественно за счет таяния гребней, волновые огивы становятся все более плоскими.

5. Огивы возникают в ледопадах благодаря чередованию зимних снегопадов и летних отложений пыли, кроме того, зимою и летом через ледопады проходят различные объемы льда (Миллер). Близка к этому представлению точка зрения Кинга и Льюиса (King and Lewis, 1961): огивы образуются в связи с тем, что массы льда, переваливающие через ледопад, подвержены в разное время года разным воздействиям: летом лед засоряется пылью с окрестных гор, кристаллы его растут быстро, трещины заполняются водою (которая потом замерзает); зимой лед защищен покровом снега, пыль на него не садится, кристаллы растут медленно, а в трещины вместо воды набивается снег. Стало быть, лед, достигающий подножия ледопада, обладает сезонными различиями, которые затем и выступают в форме огив, представляющих чередование летнего и зимнего льда на поверхности ледника.

6. Из-за обилия трещин, многократных обвалов и быстрого движения лед на ледопадах не только делается тоньше, но дробится, распыляется и даже перемешивается. Поэтому он становится доступным действию температуры воздуха во всей своей толще. Выходя из ледопада на плоский участок ледника, лед немедленно консолидируется (из-за резкого уменьшения скорости движения): зимою — как очень холодная масса, без талой воды, богатая пузырьками воздуха (т. е. как лед полярных ледников), а летом — как масса с талой водою, почти лишенная пузырьков воздуха (как в ледниках стран умеренного климата). Зимний («полярный») лед образует белую огиву, летний («умеренный») — темную (Fisher, 1962).

7. Огивы — это выходы на поверхность плоскостей скалывания (shearing planes) (Чемберлин, Миллер, Льюис). В пользу этого говорят: трехмерный характер огив, крупность

заключенного в них обломочного материала, сходство со взброшенными (надвинутыми) слоями, какие можно видеть в продольном профиле концов ледников. Быстро движущийся лед ледопадов как бы блокируется медленнее текущим льдом ниже ледопада, поэтому «ледопадный» лед получает стимул к надвиганию на впереди лежащие массы вперед и кверху, с образованием плоскостей разрыва.

При анализе этих различных гипотез и выдвинутых возражений необходимо обратить внимание прежде всего на следующий факт: огивы (как и волновые огивы) — это образования, тянущиеся поперек всего ледника — от края до края; изгиб огив вниз по течению лишь деформирует их. Стало быть, начало огивам может дать только такое образование, которое тоже тянется поперек всего ледника. С этой точки зрения лучше всего подходят те прогибы, которые могут возникать у подножия ледопадов вследствие усиления на ледопадах абляции. Между прочим, соображения, высказанные против участия трещин в формировании огив, не столь уж неопровержимы, как это на первый взгляд кажется: действительно, никакая одна трещина не пересекает весь ледник поперек, но целая система трещин, обычно и возникающая на ледопадах, может тянуться сплошь от одного края ледника до другого, ибо в ледопадах трещины по бокам ледника и трещины по середине продолжают одна другую и частично заходят кулисообразно одна за другую. Плоскости скалывания аналогичным путем могут образовать систему, идущую поперек всего ледника. Таким образом, вероятность того, что в формировании огив участвуют абляционные прогибы под ледопадами, поперечные трещины или плоскости скалывания, одинакова.

Соображения о том, что на ледопадах неоткуда взяться обломочному материалу, не выдерживают критики. Прежде всего, не все ледопады лежат на фирновой линии или выше нее. В области абляции на поверхности ледников моренный покров уже появляется, может он быть, следовательно, и на ледопаде, если тот находится на ледниковом языке. Однако, как мы знаем, вещество фирнового бассейна тоже содержит прослойки пыли. И когда при переходе через ледопад лед подвергается летом сильной абляции (например, на леднике Аустердальс на коротком пути через ледопад стаивает пятиметровый слой льда!), то вся пыль, содержащаяся в стаявшем слое, окажется осевшей в абляционной ложбине у подножия ледопада. Следующая порция льда, перевалившая через ледопад в зимнее время, не подвергается абляции или слабо тает, поэтому она и образует валообразное возвышение у подножия ледопада, количество вытаявшей из нее пыли ничтожно мало.

и лед этой порции остается на поверхности ледника в виде белой полосы.

Из описаний Ф. Лейтона (Leighton, 1951) видно, что тонкозернистый минеральный материал распределен во льду, слагающем огивы, равномерно, а более крупный и плохо окатанный сосредоточен лишь вдоль некоторых слоев. Можно полагать, что этот крупный материал попал в огивы уже после того, как массы льда перевалили через ледопад, и вынесен со дна ледника на поверхность по плоскостям скалывания (надвигов), для возникновения которых участок ледника сразу ниже ледопада обладает особенно подходящими условиями (см. выше).

Лед в огивах описывается не только как более загрязненный (что легко объясняется тем, что он глубже срезан абляцией), но и как более плотный, чем в промежутках между огивами. А так как истинная мощность льда сложных огив и межогивных пространств достигает 75 м, то надо вообразить такой процесс, при котором слой льда в 75 м толщиной усиленно уплотнялся (и загрязнялся), следующий слой такой же толщины перестал уплотняться (и загрязняться), еще следующий слой опять уплотнялся и т. д. Картина мало вероятная. При ближайшем анализе она оказывается и ненужной, так как из подробных описаний сложных огив становится ясно, что и огивы, и пространства между ними обычно одинаково состоят из чередующихся слоев более плотного и менее плотного льда и отличаются между собою не столько плотностью, сколько степенью засоренности мореной. Надо, впрочем, иметь в виду, что не на всех ледниках ширина огив достигает десятков метров. Есть огивы шириною в 2—3 м, и в этих случаях, возможно, слои темного льда огив действительно плотнее слоев светлого льда между огивами: это, по-видимому, простые огивы, в строении которых участвуют не комплексы полосчатости, а отдельные ее элементы (отдельные полосы).

Расстояние между годичными огивами равно годовой скорости движения ледника. Бывает, однако, что это расстояние превышает длину пути ледника за год. Это может быть объяснено тем, что движение ледника за последние годы, в течение которых ледник становился все более тонким, замедлилось (и тогда по разности расстояний можно определить величину замедления), либо тем, что угол падения огив уменьшается с глубиною, что и приводит при абляции к увеличению видимого расстояния между огивами на поверхности.

57. О классификации полосчатости и ее морфологических проявлений. Обилие терминов, касающихся полосчатости и ее морфологических проявлений, служит источником большой путаницы, тем более, что нередко под одинаковыми названиями понимаются разные вещи, а под разными терминами —

одинаковые. Стремление внести ясность в эту сложную проблему побудило английских гляциологов обсудить в 1952 г. на географическом факультете в Кембридже терминологию и классификацию полосчатости.

Обсуждалась следующая классификация полосчатости по морфологическим (внешним) признакам*:

I. Голубые полосы (пластины или линзы льда, в котором мало воздушных пузырьков):

а) *наслоенные голубые полосы* (stratification blue bands) — образуются в фирновой толще параллельно ее поверхности либо из талой воды, просочившейся в фирн и вновь замерзшей, либо из ледяной корки, возникшей на поверхности, но затем погребенной под новыми слоями снега;

б) *жильные голубые полосы* (infilled blue bands) — обычно вертикальные, образованы посторонней водой, замерзшей в трещинах и расселинах;

в) *текстонические голубые полосы* (tectonic blue bands); к ним предлагали применить также название foliation, т. е. листоватость) — возникают в плотном льду в результате скалывания, разрыва, сдвига.

II. Грязевые полосы (dirt bands) — образуются как наслоенные полосы в области аккумуляции. Состав «грязи»: принесенная ветрами пыль, вулканический пепел, органическое вещество и др.

III. Огивы — полосы разного происхождения, видимые на поверхности ледника и по своим очертаниям напоминающие контуры готической арки. Могут возникать из любых полос, поименованных в разделах I и II:

а) *огивы грязевых полос;*

б) *огивы Форбса* (Forbes's ogives) — обычно встречаются ниже ледопадов и ниже слияния ледников и образуют на поверхности ледника волны;

в) *огивы плоскостей скалывания* (shear plane ogives);

г) *огивы плоскостей скалывания, обогащенных обломочным материалом* (debris-laden shear plane ogives);

IV. Продольные полосы (longitudinal bands) — параллельные полосы, подобные бороздам, проведенным плугом, вытянутые в направлении течения ледника на его поверхности и распространяющиеся также в теле ледника вертикально, по крайней мере, до глубины открытых (т. е. зияющих) трещин. Возникают там, где ледник суживается. Происхождение тектоническое (в гляциологическом смысле слова) либо в результате разности скоростей движения середины ледника и его краев.

Бросаются в глаза следующие особенности (в основном отрицательные) этой классификации: морфологический принцип в ней не выдержан и перемешан с генетическими элементами; не проведено четкое различие между самой полосчатостью и ее морфологическими проявлениями на поверхности ледника; грязевые полосы без всяких оснований выделены в особую форму полосчатости, без достаточных оснований выделены и продольные полосы (IV) — их надо бы объединить в одну группу с другими тектоническими полосами.

Что же проясняет или упорядочивает предложенная классификация? В сущности, она эклектически объединила в себе

* The Journal of Glaciology, № 13, 1953, стр. 229—232.

почти все разнообразие существующих воззрений. Этим путем добиться ясности, конечно, трудно.

Основываясь на анализе материала, приведенного в § 53—56, я осмеливаюсь предложить следующую рабочую схему классификации:

А. Полосчатость ледника

I. *Первичная полосчатость* — унаследованная и преобразованная слоистость фирновой толщи. Чередование слоев более плотного, прозрачного, обедненного воздухом льда со слоями льда менее плотного, мутного, богатого пузырьками воздуха. Плотные слои возникли, вероятно, из ледяных прослоек в фирне; они могут быть и голубого цвета. Этот вид полосчатости представлен на леднике повсеместно. Нормальное (горизонтальное) залегание полосчатости изменено в области абляции процессами складчатой и дизъюнктивной тектоники льда.

II. *Вторичная полосчатость* — возникшая независимо от слоистости фирна. Может образовать в леднике несколько систем, пересекающихся друг с другом или (и) с первичной полосчатостью. Этот вид полосчатости встречается на леднике реже, чем первичная полосчатость, и довольно определенно локализован в тех местах, где лед в леднике подвергается большим напряжениям:

а) *тектонические голубые полосы* — приурочены во льду к плоскостям скольжения, разрыва, скалывания, сдвига, надвига;

б) *жильные голубые полосы* — образовались в трещинах ледника в результате замерзания попавшей в них воды.

Б. Морфологические проявления полосчатости

Морфологические проявления полосчатости сводятся:

а) к образованию на поверхности ледника «морщин» (повышений и параллельных им понижений) вследствие неодинакового сопротивления процессам абляции различных элементов полосчатости, б) к формированию иногда из этих «морщин» некоторых более сложных систем под влиянием, по-видимому, сезонных изменений абляции, в) к превращению поперечных «морщин» и слагаемых ими систем в дугообразные и продольные вследствие характерного для поверхности ледника распределения скоростей движения льда.

Основные формы:

I. Простые огивы: валики и борозды на поверхности ледника, образованные неравномерным таянием отдельных слоев (лент, полос) льда.

II. Сложные огивы, или комплексы (пакеты) простых огив:

а) *годичные, или гороритмические огивы* (от греч. horos — год, rythmos — соразмерность), — различной ширины загрязненные мореной дугообразные полосы льда на поверхности ледника, разделенные полосами более чистого льда, причем расстояние между вершинами смежных огив равно величине средней годовой скорости движения ледника в данном месте. Начинаются у подножия ледопадов в виде поперечных ледяных волн (волновых огив), которые вниз по леднику сглаживаются, затухают и переходят в плоские изогнутые по течению полосы, описанные выше. Каждая огива может состоять из одной волны или подразделяться на две или несколько более коротких волн. Каждая огива охватывает целый комплекс элементов полосчатости (т. е. в каждую огиву входит много чередующихся прозрачных и мутных либо голубых и белых полос льда); неодинаковое таяние этих элементом может создавать серию «морщин» вниг-

ри большой огивы. На загибающихся вдоль боков ледника крыльях огив морщины эти образуют гребни Рейда, или бороздчатый лед;

б) *микроритмические огивы* (от греч. mikros — малый) — загрязненные дугообразные полосы льда на поверхности ледника, расстояния между которыми меньше величины годовой скорости движения ледника, но подчинены известной закономерности и, стало быть, обусловлены ритмами продолжительностью меньше года;

в) *аритмические огивы* (греч. частица *а* означает отрицание) — дугообразные полосы льда, расстояния между которыми не подчинены никакой явной закономерности*.

---

* Примером могут служить *каймы вытаивания* вулканического пепла, характерные для тех патагонских ледников, на которых действуют вулканы. Полосы вытаивания пепла на поверхности ледников отмечают не годы, а количество извержений. Впрочем, на леднике Виедма эти извержения почти периодические: приблизительно каждые шесть лет (Lliboutry, 1957).

ГЛАВА VI

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕДНИКОВ

В жизни ледников выдающаяся роль принадлежит давлению, температуре и воде. От этих факторов зависит и степень пластичности льда, и развитие ледниковых зерен, и движение ледника, и многие другие его особенности.

О давлении можно судить только при наличии сведений о мощности (толщине) льда. Знать мощность необходимо и для сравнения ледников по их массам, следовательно, для подсчетов запаса воды в леднике.

Толщина льда определяется несколькими способами, которые различаются по технике и по точности результатов. Они рассматриваются в § 58—60.

58. Бурение ледников. Бурение ледников, помимо определения мощности, преследует и другие цели: измерение температур внутри ледника, установку вех для изучения процессов таяния и скорости движения льда. В последнем случае довольствуются обычно неглубоким механическим бурением (на несколько метров).

Экспедиция Э. Дригальского в Гренландию (1891—1893) с успехом пользовалась ложковым буром (Löffelbohrer). На Этцтальских ледниках А. Блюмке и Г. Гесс работали винтообразным буром (диаметром 5 см) с двойным зубчатым лезвием. Гамберг при своих исследованиях в Лапландии применял обычный горный бурав.

При неглубоком бурении затруднений никаких не встречается. Гораздо сложнее обстоит дело с глубоким механическим бурением.

Первый опыт был сделан Л. Агассицем в 1841 г. на Нижне-Аарском леднике: ударным бурением получена скважина в 46 м глубиной, причем до 23 м работа шла вручную, а затем пришлось соорудить деревянный копер. Немного глубже (до 65 м) удалось пройти Л. Агассицу в 1842 г. Опыты с глубоким бурением производили также Дютуа и П. Меркантон (1900), но классическими нужно считать работы А. Блюмке и Г. Гесса

на леднике Хинтерейсфернер (в Этцтале). С 1895 по 1909 г. они заложили 11 скважин глубиною от 66,5 до 224 м. После этого механическое бурение стало применяться довольно часто, хотя оно дорогое, громоздкое и отнимает много времени.

Методика бурения совершенствовалась А. Блюмке и Г. Гессом с каждым годом. Описание ее можно найти у П. Меркантона (Mercanton, 1905). Здесь мы только отметим затруднения, которые встречаются в применении этого способа. Прежде всего, вес аппаратуры (с 280 метрами штанг) достигал 4 т. На глубоких скважинах занято было до 8 рабочих; проходка за час составляла в среднем 6 м, в редких случаях — до 9 м. Очень опасно заклинивание инструмента в скважине вследствие ее деформации, ибо это может повести к потере бура. Если бур наткнется на камень в теле ледника, необходимо либо пробить этот камень, либо закладывать другую скважину. Наконец, всегда есть риск встретить во льду внутреннюю полость или трещину. Тогда в эту полость начнет уходить вода, употребляемая для очистки скважины, что приведет к закупорке последней, так как буровая муть уже не выносится на поверхность.

В новейших конструкциях вес бурового комплекта удается снизить до 3,5 т, среднюю скорость бурения довести до 10 м/час, с сокращением числа обслуживающих рабочих до 3 (вращательный бур Блаши, примененный в районе Монблана)*.

На полярных ледниках, где фирн и лед имеют отрицательную температуру, применяют сухое механическое бурение. Французские полярные экспедиции в Гренландии закладывали таким способом скважины до глубины 125—150 м. Так как колонку фирна каждый раз надо извлекать наверх и освобождаться от нее, бурение идет с перерывами, и скорость его не более 1,5 м в час.

Из опыта работ на ледниковом куполе Барнса (остров Баффина) выяснилось, что бур с алмазной коронкой для проходки холодного льда не годится: он не входит в лед даже при большой осевой нагрузке. В этих случаях следует применять резец, снабженный пильными зубьями. Без риска заклинивания бура можно (при температуре —12°) брать колонки льда длиною до 45 см (Ward, 1952). На том же острове, на ледниковом куполе Пеини, в 1953 г. была использована облегченная буровая установка, достаточная для получения скважин глубиною до 20 м; весь комплект ее весит всего 36 кг**.

У сухого бурения — свои трудности: иногда проникает в скважину талая вода, которая может там замерзнуть; хлопотливо удаление ледяной «буровой муки».

Советские гляциологи в Антарктиде сверлили скважины глубиною до 86,5 м компактным горнопроходческим буровым станком марки ГП-1, заменяя обычную жидкостную промывку скважины воздушной продувкой при помощи компрессора (Модель, 1959). При бурении глубокой (371 м) скважины (в 7 км от Мирного) был проведен опыт промывки скважины керосином. Это сильно облегчило бурение, но сделало со временем работу вредной для людей и опасной в пожарном отношении, так как керосин пропитал всю буровую вышку. В основном и тут бурение велось сухим методом (Трешников, 1960, стр. 107).

В 1956—1957 гг. в северо-западной Гренландии, в 320 км к востоку от Туле, на высоте 2134 м Американский исследовательский институт для изучения снега, льда и вечной мерз-

---

* О методике бурения на ледниках см. у Е. Н. Вилесова и П. Ф. Шабанова (1961) и у Л. Д. Базанова (1961).

** Описание ее см. Journal of Glaciology, № 16, 1954, стр. 433—435.

лоты (SIPRE) соорудил скважину, которая прошла в толще ледника 411 м. До 300 м образцы брались почти с каждого горизонта; с большей глубины добыты лишь две 6-метровые колонки, причем последняя — с глубины 400 м. После изучения кернов на месте в целях установления стратиграфии фирна и льда, их затем резали на куски длиною 15—45 см, удобные для дальнейшего исследования, хранения и пересылки. Образцы сохраняют в сухом льду (твердой CO_2). Изучение разных частей этого громадного вертикального разреза ледникового щита вели лаборатории самого института, университетов и других учреждений*.

В последние годы все чаще начинают применять термическое бурение, при котором скважина получается путем плавления льда проникающим в него нагревателем.

В фирновом бассейне ледника Сьюорда (Аляска) применялась аппаратура, состоящая из портативного (весом около 50 кг) генератора, электронагревательного наконечника, бурильной трубы и подводящего кабеля. Скорость бурения на первых 20 метрах была 19 см в минуту, а ниже — уменьшилась, но оставалась почти постоянной и равной 3,6 см/мин (Sharp, 1951б, стр. 479). Термическое бурение применялось также на леднике Сомон (Береговой хребет Британской Колумбии). Этим способом в 1956 г. в средней части ледника заложено 5 скважин. Скорость бурения доходила до 1,8 м/час (Mathews, 1959, стр. 448—450). Термобур с электрическим нагревателем использован и на Юнгфрауфирне для получения скважины глубиною 137 м, на что потребовалось 2 недели (Gerrard, Perutz and Roch, 1952). В Скалистых горах Канады на леднике Атабаска в 1959 г. сделано термобуром несколько скважин. На самую глубокую (312 м) потрачено 48 часов, средняя проходка была 6,4 м/час, максимальная — 9,2 м/час. В нагревателе использована мощность 1800 ватт (по 27 ватт на 1 см длины нагревателя), и коэффициент полезного действия (penetration efficiency) составил 88% (т. е. 88% электроэнергии идет на плавление колонки льда, диаметр которой равен диаметру нагревателя)**.

М. Ременьера и М. Террье (Remenieras et Terrier, 1952) описали сконструированный ими электротермический бур, который позволял проходить во льду скважины со скоростью 20—25 м/час. Очевидно, для получения больших скоростей бурения надо, чтобы нагреватель бура давал большое количество тепла на каждый квадратный сантиметр поперечного сечения скважины.

---

* Journal of Glaciology, № 23, 1958.

** См.: J. S. Stacey. Journ. of Glaciology, № 28, 1960.

Устройство нагревателя («протаивателя»), примененного при бурении льда в Антарктике, описано В. С. Игнатовым (1960).

Термическое бурение дает хорошие результаты во льду, температура которого близка к точке плавления. Термическое бурение в холодном льду (с очень низкими температурами) сопряжено с огромными трудностями и, по-видимому, не эффективно: уже на небольшой глубине трубы вмерзают в лед. На ледниковом куполе Барнса максимальная глубина, какой удалось достигнуть, была всего 21,3 м, и на это потребовалось 25 часов (Ward, 1952).

Своеобразная разновидность термического «бурения» — накачивание из специального котла в полую трубу горячей воды. Этим способом швейцарцы получили на леднике Горнер скважину глубиною в 220 м, причем скорость «бурения» составляла 2 —2,8 м/час (Lliboutry, 1956a). На таком же принципе работает ледниковый бур, построенный П. Кассером (Kasser, 1960): наконечник бура получает тепло от горячей воды, которая нагнетается к нему из алюминиевого котла (нагреваемого газолиновой печкой) по двойному трубопроводу в резиновом шланге. Вода идет по замкнутой цепи: из котла (с температурой около 75°) вниз к наконечнику бура, а оттуда обратно вверх в котел, куда поступает уже с температурой 40—45°. Расход горючего — 1 л/час, скорость бурения 15 м/час, возможная глубина скважины от 30 м (в холодном льду) до 65 м (в ледниках умеренных стран).

В настоящее время разрабатывается идея бурения ледников ультразвуком.

59. Геофизические методы измерения мощности ледников. Сейчас широко применяются геофизические методы определения толщины льда, в частности сейсмический. Сейсмозондирование — это изучение толщины и строения ледника по характеру распространения упругих колебаний в нем. Источник упругих колебаний — удар или взрыв. Место взрыва называется взрывным пунктом. Одни упругие колебания распространяются вдоль поверхности ледника — это прямые волны. Другие, встречая на своем пути поверхность раздела «лед — коренная порода», преломляются и отражаются по законам геометрической оптики. Поэтому при сейсмозондировании можно применять метод преломленных волн и метод отраженных волн. Последний проще. Отраженная волна поступает в сейсмограф (точнее, сейсмоприемник), где механические колебания преобразуются в колебания электрического тока, которые подвергаются усилению и записываются осциллографом. Чтобы узнать толщину ледника, надо определить время, потраченное волной на то, чтобы дойти до ложа ледника, отразиться от него и вернуться на поверхность. Очевидно, при

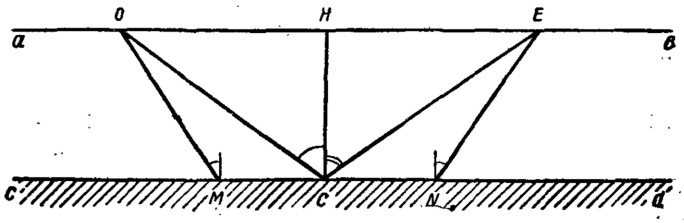

Рис. 37

этом надо знать скорость распространения упругих колебаний во льду.

Поясним общую идею метода схемой (рис. 37). Пусть в точке O — источник упругих волн (взрыв), в точке E — приемник упругих волн (геофон, сейсмограф); OE — расстояние между источником и приемником. Изобразим распространение волн лучами, т. е. линиями, вдоль которых распространяется волновое состояние. В однородной изотропной среде лучи будут прямыми.

Если ab — поверхность ледника, cd — его скалистое ложе, v_1 — скорость волн во льду, v_2 — скорость волн в породах ложа (причем $v_1 < v_2$), то получаем три типа лучей: луч OE — прямой, луч OCE — отраженный от раздела двух разных сред (при этом угол падения равен углу отражения), луч $OMNE$ — преломленный. Так как все лучи выходят из точки O одновременно, то, очевидно, в точку E они придут неодновременно.

При сейсмозондировании ледников чаще всего пользуются отраженными волнами. Если бы лед был однороден, а источник упругих волн и их приемник находились бы в одной точке, мощность ледника была бы равна половине произведения скорости волны на время ее пробега. На практике дело обстоит сложнее. Как видно из рис. 37, источник упругой волны (O) и приемник (E) — не в одной и той же точке. Кроме того, лед не вполне однороден (в нем в разных местах может быть разная температура, разная ориентировка кристаллов, попадаются полости и трещины), поверхность ледника и поверхность его ложа не параллельны и т. д. Но эти отклонения от идеальных условий при значительных мощностях льда дают весьма небольшие ошибки (обычно их все же оценивают и по возможности устраняют).

Пусть $OE = r$, мощность ледника $HC = h$, а t — время от момента взрыва до момента прихода отраженной волны к геофону. Тогда

$$t = \frac{OC + CE}{v_1},$$

где $OC = CE = \sqrt{h^2 + \left(\frac{r}{2}\right)^2}$.

Иначе говоря: $t = \frac{2\sqrt{h^2 + \left(\frac{r}{2}\right)^2}}{v_1}$ или $t = \frac{\sqrt{4h^2 + r^2}}{v_1}$,

откуда $h = \frac{1}{2}\sqrt{v_1^2 t^2 - r^2}$.

Взрывы для получения отраженных волн производят в воздухе, на поверхности снега, на поверхности льда, в буровых скважинах во льду. На ледниковом куполе Пенни (Баффинова Земля) вторые два способа оказались удовлетворительными и сравнимыми по результатам. Для взрывов на поверхности льда нужно больше взрывчатки, но зато не надо тратить время на бурение скважин. Величина заряда колебалась от 230 г до 1,36 кг. На леднике Маляпина отраженные волны получались при взрыве 30 г динамита в 8-метровой скважине, заполненной водою. При скважинах глубиною менее 6 м хороших отраженных волн не удалось получить. Взрывы в трещинах, в ледниковых мельницах (см. § 107), в воздухе и в скважинах без воды не дали эффекта (Allen and Smith, 1953).

В Гренландии заряды от 500 до 1000 г, взорванные на поверхности ледника или в скважине глубиною 1—2 м, давали прекрасные результаты. Однако в районе Северного льда (Northice, 78°04′ с. ш., 38°29′ з. д.) и в ряде пунктов к востоку отсюда до Земли Королевы Луизы британские гляциологи не получили никакого отражения упругой волны, хотя испробовали самые разнообразные способы: меняли заряды от 60 г до 90 кг, расстояние между взрывным пунктом и геофонами от 1,8 м до 3 км, производили взрывы в воздухе до 2,5 м над поверхностью ледника и в 4-метровых скважинах. Причину отсутствия отражения видят в том, что либо акустическое сопротивление подстилающих пород такое же, как и у льда (стало быть, коэффициент отражения равен нулю), либо основание ледника находилось здесь в талом состоянии, и морена под ледником пропитана водою (коэффициент отражения сейсмических волн на границе вода — лед, как это установлено для шельфовых ледников, всего 0,11—0,16) (Hamilton a. o, 1956).

На Земле Адели в Антарктиде прибегали к закладке порций взрывчатки (не свыше 1 кг) в скважины глубиною от 6 до 18 м (Imbert, 1959). Советские гляциологи пользовались на ледниках Алтая скважинами в 10—20 м и зарядами 0,2—3 кг (Кравцов и Терентьева, 1959); в Антарктике хорошие отражения волн удавалось получать лишь при использовании глубоких (50—60 м) скважин и при достаточно больших зарядах, иначе мощная толща фирна поглощала энергию взрывов. Данные о толщине льда, полученные, например, на всем протяжении трансантарктического маршрута В. Фукса (между морями Уэдделла и Росса через Южный полюс), ныне подвергнуты серьезному сомнению именно потому, что сейсмозондирование велось при помощи взрывания малых зарядов в неглубоких скважинах.

Упругие волны во льду можно получить и без взрыва — свободным падением на лед камней весом 15—30 кг с высоты 1,5—2 м (Кравцов, 1957а).

Скорость распространения продольных волн увеличивается с глубиною (из-за возрастания плотности вещества) и с понижением температуры. По данным ряда исследователей, скорость во льду составляет 3600—3800 м/сек, в фирне 1600 м/сек, в рыхлой морене 1200—2400 м/сек, в сцементированной льдом

морене 3700—4400 м/сек, в коренных породах — более 5000 м/сек (Берзон, Пак, Яковлев, 1960). Из сводки, сделанной Робином (de Robin, 1958, стр. 75—76), видно, что при 0° скорости продольных волн в ледниках колеблются от 3570 до 3940 м/сек, а при температурах ниже —15° от 3680 до 4000 м/сек. Средняя в первом случае близка к 3700 м/сек, во втором — к 3850 м/сек. Оказалось (Joset et Holtzscherer, 1954; Holtzscherer and de Robin, 1954), что во льду при 0°, —10°, —17° и —28° скорость продольных волн соответственно 3600, 3800, 3830 и 4000 м/сек.

Робин выполнил специальное исследование о зависимости скорости продольных волн от физических особенностей льда и фирна (1958, стр. 74—93). Значение таких исследований велико, так как они позволят в будущем решать обратные задачи: по скорости распространения продольных волн делать заключения о температуре внутри ледника и о распределении там плотностей льда.

Приблизительная зависимость скоростей v продольных волн от температуры t во льду: $v=v_0+kt$, где $k=6{,}15$ м/сек на 1° (Кондратьев, Лопатин, Манилов, 1960, стр. 85).

Геофизические методы изучения ледников впервые (впрочем, без успеха) испробовал П. Меркантон в 1926 г. В 1927 г. сейсмозондирование на леднике Хинтерейсфернер применил Г. Мотес, причем результаты его измерений хорошо совпали с результатами механического бурения, полученными А. Блюмке и Г. Гессом. После дальнейших удачных опытов на ледниках Пастерце (Австрия) и Большом Алечском (Швейцария) стало возможным рекомендовать новый метод и для изысканий на полярных ледниках. Гренландская экспедиция А. Вегенера (1929—1930) впервые установила мощность ледникового щита в районе станции Айсмитте от 2200 до 2700 м. После этого сейсмозондирование вошло в арсенал гляциологических исследований.

Сейсмозондирование дешевле и проще, чем глубокое механическое бурение, но и у него есть свои недочеты: значительный вес и сложность аппаратуры, необходимость иметь дело со взрывчатыми веществами, трудность измерения малых мощностей, существование многочисленных микросейсмических помех из-за непрерывного раскалывания льда, постепенного роста трещин, порывов ветра, осыпания на лед камней с окружающих склонов и т. д. Оттого поиски новых методов не прекращаются, и в последнее время входит в употребление электрометрический, или электродинамический, метод, основанный на определении электрического сопротивления снега, льда и подстилающих их пород.

Мысль о таком способе на первый взгляд кажется парадоксальной, так как лед, с точки зрения электрических свойств, относят к «изоляторам». Удельное электрическое сопротивление ледникового льда превышает 200 тыс. омов на метр (Боровинский, 1961), а чистый лед обладает еще бо́льшим сопротивлением (Лавров, 1958). Стало быть, и естественные (теллурические) токи во льду, и искусственные, какие можно в нем создать при помощи генератора, должны быть исключительно слабыми; в сущности, ток проводится не льдом, а минерализованными пленками воды, обволакивающими ледниковые зерна. Однако электрическое поле во льду всегда имеется. Вопрос, следовательно, сводится к чувствительности регистратора этого поля (Lefèvre e. a., 1957). Электрическое сопротивление льда гораздо больше, чем сопротивление коренных пород, на которых он залегает.

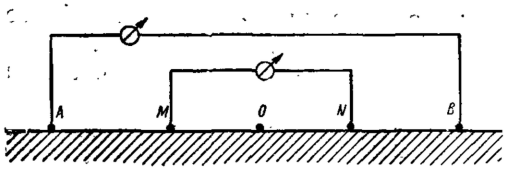

Рис. 38

Сущность метода такова. В пунктах A и B (рис. 38) устанавливают питающие электроды, через которые электрический ток вводится в лед, M и N — измерительные электроды, симметричные относительно точки O — центра электрического зондирования. Измеряют ток J в (в микроамперах) в цепи электродов A и B и разность потенциалов Δv (в милливольтах) между электродами M и N, затем по формуле подсчитывают кажущееся сопротивление ρ_k (в тысячах омметров), относящееся к объему пород, расположенному между M и N:

$$\rho_k = k\frac{\Delta v}{I}.$$

Здесь k — коэффициент, зависящий от расстояний (в м) AB и MN; его можно представить в виде:

$$k = \frac{\pi}{4}\frac{l^2}{a}\left(1-\frac{a^2}{l^2}\right),$$

где $l=AB$, $a=MN$.

Измеряют кажущиеся сопротивления, увеличивая промежутки между A и B. Результаты измерений обобщаются в виде кривой зависимости кажущегося удельного сопротивления от расстояния AB. По кривой можно определить и толщину льда.

И. Г. Михайлов (1939) поставил опыты на одном из ледников Эльбруса. В качестве питающих электродов он взял металлические шары диаметром 12 см, которые целиком погружались в лунку и засыпались сверху смоченным битым льдом. Приемными электродами служили стержни красной меди длиною 20 см и диаметром 3 см. Сделано 3 зондирования с максимальным разносом электродов AB в 300 м. Опыты дали хорошие результаты.

Электрометрический метод применен был также в Заилийском Алатау, на леднике Крийон (Аляска), на альпийских ледниках Пастерце, Мер-де-Гляс, Большом Алечском, Сен-Сорлен. В последнем случае для MN принято 18 м, расстояния AB были последовательно 100 м, 200 м, 400 м, 600 м и 800 м, т. е. произведено пять измерений кажущегося сопротивления; толщина льда оказалась 52,8 м (Queill-Lefeyre e, a., 1959).

Метод имеет значительные преимущества: легкая аппаратура, пригоден для измерения малых мощностей, позволяет изучать внутреннюю структуру ледников.

Разрабатываются также радиолокационные (электромагнитные) методы определения толщины ледников (Гинцбург, 1960; Рудаков и Богородский, 1960). Источник радиолокационных импульсов помещается над ледником на некоторой высоте, причем локатор включает в себя и передатчик, и приемник. На экране осциллографа приемника получается изображение двух импульсов: отраженного от поверхности ледника и отраженного от его основания. Обозначив через t время запаздывания второго сигнала относительно первого, толщину z ледника определяют из формулы

$$z = \frac{c}{2\sqrt{\varepsilon}}t,$$

где ε — диэлектрическая постоянная льда, c — скорость света в пустоте (3×10^8 м/сек).

Радиоволны, проходящие сквозь лед, поглощаются (особенно сильно при температурах, близких к 0°, и когда много воды в леднике). Это и ограничивает использование метода: он приложим лишь к ледникам мощность которых не более 100 м.

В 1948 г. возникла мысль применить для измерения толщины ледников гравиметрический метод, который состоит в измерении силы тяжести вдоль определенных сечений ледника и в вычислении мощности ледника как функции полученной отрицательной аномалии силы тяжести.

Гравиметрический метод сначала был испробован на ледниковом куполе Барнса (о. Баффина) и в некоторых других местах. В 1951 г. на леднике Маляспина была разбита сеть из 54 гравиметрических станций, на расстоянии 300 м одна от другой, на отрезке ледника протяженностью около 5 км (18 поперечных профилей по 3 станции на каждом). На основе наблюдений, сделанных на этих станциях, построена карта силы тяжести в миллигалах*. Истолкование карты позволило установить распределение мощности льда по профилю: она изменялась от 1650 до 2000 футов (503—610 м) и хорошо совпадала с мощностью, установленной на том же участке сейсмозондированием (Allen and Smith, 1953).

В 1955 г. на долинном леднике Аустердальсбре (Норвегия) заложены четыре гравиметрических профиля. Наибольшая мощность льда оказалась 100 м. В двух нижних (по течению) профилях возможная ошибка определения, по-видимому, не превышает 20%, в двух верхних — 40%**. На леднике Лемон-Крик (Аляска) аномалия силы тяжести определена в 182 точках; максимальная толщина льда 200 м.

Производя гравиметрические исследования в Каракоруме, А. Марусси (Marussi, 1959) попутно определил тем же методом мощность ледника Бальторо. По формуле Сомилианы — Лагалли (см. § 60) наибольшая мощность ледника получалась 377 м; в хорошем согласии с этой величиной находится и мощность, устаиовленная гравиметрически. К сожалению, вместо цифр А. Марусси приводит график (поперечный профиль) такого мелкого масштаба, что снять с него мощность без большой погрешности трудно. Марусси ошибочно полагает, будто он впервые использовал гравиметрический метод для изучения толщины ледников.

Советские гляциологи определили при помощи гравиметров толщину льда в Антарктиде в 215 пунктах. Вычисления мощности льда производились по формулам:

$$\Delta g_k - \Delta g_i = 2\pi f\sigma (H_k - H_i);$$

$$H_i = H_k + \Delta h,$$

$$\Delta h = k(\Delta g_k - \Delta g_i).$$

Здесь H_k — глубина залегания коренных пород в опорной точке (по сейсмическим данным), H_i — глубина в определяемой точке, Δg — аномалия Буге, f — постоянная тяготения, $k=12{,}90$ (коэффициент, полученный по точкам, для которых известны глубины залегания коренных пород), $\sigma = 1 : 2\pi^f k$ — разность плотностей льда и подстилающих пород (оказавшаяся 1,85 г/см³) (Лазарев и Шумский, 1960).

Гравиметрический метод имеет перспективы дальнейшего развития, хотя, по-видимому, дает несколько менее точные результаты, чем сейсмический. Гравиметрическая аппаратура легче и проще, чем сейсмическая. Большой контраст между плотностью льда и плотностью горных пород, слагающих ложе ледника, весьма увеличивает четкость результатов.

---

* Миллигал (мгл) — тысячная часть гала. Гал (в честь Галилея) — единица ускорения силы тяжести, равная 1 см/сек².

** The Journal of Glaciology, № 20, 1956, стр. 755—762.

Для вычисления мощности льда гравиметрическим методом по заданному профилю нужно предварительно знать мощность льда хотя бы в одном месте профиля. Эта «отправная» величина обычно измеряется сейсмометрически.

60. Определение мощности ледников путем косвенных вычислений и по теоретическим формулам. К особой группе методов определения мощности ледников нужно отнести разного рода косвенные вычисления и теоретические формулы.

Способ Агассица. Л. Агассиц (Agassiz, 1847) один из первых высказал мысль о зависимости между мощностью ледника и его длиной. Для примера приводится такой расчет*. Камень № 1 (расположенный на Нижне-Аарском леднике, недалеко от Абшвунга) потребует 133 года, чтобы дойти до места, занимаемого камнем № 17 на конце ледника. За это время при годовом таянии в 3,5 м поверхность льда понизится на $3{,}5 \times 133 = 466$ м. Если измеренная мощность в пункте № 17 равна 100 м, то, прибавив ее к величине стаявшего слоя, получим, что толщина ледника под камнем № 1 равна 566 м. Приняв во внимание зимний прирост снега на поверхности (1,4 м), Л. Агассиц вводит поправку в величину стаивания ($3{,}5 - 1{,}4 = 2{,}1$ м) и получает окончательную мощность льда под валуном № 1 в 380 м.

Этот пример математически обобщен нами следующим образом. Пусть A будет точка на леднике, для которой нужно определить мощность льда x, а точка B находится на конце ледника, где мощность известна (измерена) и равна k. Обозначим через a действительную толщину льда, стаивающего за год. Если l — расстояние между A и B, а v — годовая скорость движения ледника, тогда

$$l : v = T,$$

где T есть время, необходимое для того, чтобы точка A подошла к местоположению точки B. В окончательном виде

$$x = T \cdot a + k.$$

Недостаток этого способа в том, что величины v и a непрерывно меняются во времени и по продольному профилю между точками A и B. Стало быть, они нуждаются в осреднении.

Новейшие математические теории движения ледников уделяют внимание также и уравнениям, пользуясь которыми можно было бы судить о толщине ледника на заданном поперечном профиле. Такие формулы мы находим в работах К. Сомилианы (Somigliana, 1921), М. Лагалли (Lagally, 1929 и др.) и С. Альфиери (Alfieri, 1933), которые рассматривали лед как весомую и вязкую жидкость, а также Д. Ная и других, считающих лед пластическим веществом.

Формула Лагалли. Если допустить, что свободная поверхность ледника плоская, уклон ее такой же, как и уклон ложа, движение льда в леднике стационарно, прямолинейно

* Цитирую с исправлением имеющихся в оригинале опечаток.

и параллельно всем образующим канала, а сечение самого канала, по которому течет ледник, есть полуэллипс (с полуосями, отвечающими половине ширины ледника и его глубине), то из уравнения движения получается:

$$z = \sqrt{\frac{2\mu U_0}{\rho g \sin \alpha}},$$

где z — мощность ледника в сантиметрах, μ — коэффициент вязкости льда, ρ — плотность льда, U_0 — скорость движения на поверхности ледника в см/сек, g — ускорение силы тяжести (981 см. сек$^{-2}$) и α — угол наклона поверхности ледника. Существенная трудность в практическом применении подобного уравнения — это определение коэффициента μ.

Формулу Лагалли можно упростить, если выражение $\sqrt{\frac{2\mu}{\rho g}}$ заранее вычислить в качестве константы и преобразовать все уравнение так, чтобы мощность выражалась в метрах, а скорость движения — в метрах за год. Тогда, приняв $\rho = 0{,}917$ г/см^3 и $\mu = 10^{14}$ пуазов, получим в окончательном виде:

$$z\,(\text{в м}) = 8{,}4 \sqrt{\frac{U_0\,(\text{в м за год})}{\sin \alpha}}.$$

Если, например, $U_0 = 180$ м/год и $\alpha = 3°$, тогда

$$z = 8{,}4 \sqrt{\frac{180}{\sin \alpha}} = 8{,}4 \sqrt{\frac{180}{0{,}05}} = 8{,}4 \sqrt{3600} = 8{,}4 \cdot 60 = 504 \text{ м}.$$

Конечно, при иных значениях μ и ρ величина константы соответственно изменится.

Определение мощности ледников по формуле Лагалли дает лишь приближенные результаты, потому что исходное ее положение, будто лед ведет себя всегда как очень вязкая жидкость, ошибочно. Применять формулу следует только к ледникам, которые могут считаться стационарными (т. е. не меняющими своих размеров) и движутся медленно, причем движение это не глыбовое (см. § 79).

Для Нижне-Аарского ледника мощности по формуле и по результатам сейсмзоидирования хорошо совпали. Хорошее совпадение получилось и в других случаях (например, для ледника Пастерце в Альпах, ледника Малого Актру на Алтае), но нередки примеры и непригодности формулы. В. Гоффман (Hoffman, 1958) проверял формулу на леднике Нисквалли (США, гора Рейнир). Он выбрал на леднике профиль 1952 г., для которого $U_0 = 2{,}9 \times 10^{-4}$ см/сек$^{-1}$ и $\sin \alpha = 0{,}1788$*, и получил $z = 188{,}7$ м. В 1956 г. на том же профиле $U_0 = 4{,}0$ см/сек, $\sin \alpha = 0{,}1521$ и, стало быть, $z = 241{,}8$ м. Разница в мощности между 1956 и 1952 гг. составляет 53,1 м. Можно ду-

* Значения μ, ρ и g взяты по М. Лагалли (см. выше).

мать, что на такую величину на данном профиле поднялась поверхность ледника, т. е. произошло его утолщение. Однако на самом деле, по весьма тщательным фотограмметрическим измерениям, поверхность ледника на этом профиле поднялась всего на 13,5 м. Образовавшееся различие нельзя объяснить неточностью величины μ. Объяснить его можно только тем, что ледник Нисквалли в своей нижней части не обладает ламинарным течением, а движется под действием скольжения и скалывания льда. В этих случаях формула Лагалли неприменима. К такому же заключению пришел и А. Бауэр (Bauer, 1955б, стр. 84) в отношении ледника Эке в Гренландии: истинная мощность ледника вблизи фронта 180 м, а формула Лагалли дала невероятный результат — 940 м.

Формула Ная. Джон Най (Nye, 1951, 1952а, 1952в, 1959б и др.), занимаясь теорией пластического течения ледников, пришел к выводу, что при некоторых допущениях можно найти простое соотношение между уклоном поверхности ледникового щита и мощностью его в любой точке.

Представим себе ледник в виде глыбы льда однородной толщины h (малой по сравнению с длиной и шириной глыбы), которая лежит на плоскости, наклоненной под углом α (этот же угол при однородном h будет, очевидно, и углом наклона поверхности ледника). Проекция на линию наклона всех сил, приложенных к глыбе льда, дает уравнение:

$$\tau = \rho g h \sin \alpha \qquad (1)$$

где ρ — плотность льда, g — ускорение силы тяжести, τ — напряжение сдвига, при котором начинается пластическая деформация льда.

Из этого уравнения получаем:

$$h = \frac{\tau}{\rho g \sin \alpha}$$

или, приняв $\frac{\tau}{\rho g} = h_0$:

$$h = \frac{h_0}{\sin \alpha}. \qquad (2)$$

Здесь h_0 трактуется как постоянная, зависящая от напряжения сдвига, при котором лед начинает течь по подледниковому ложу и которая обычно имеет значение от 5 до 17 м.

Для случая малых α можно написать:

$$h = h_0 : \alpha \qquad (2а)$$

или

$$h_0 = \alpha h. \qquad (2б)$$

Угол α в формулах (2а) и (2б) дается в радианах.

Таким образом, толщина льда обратно пропорциональна уклону поверхности ледника. Исследование различных ледников показало, что величина τ колеблется от 0,5 до 1,5 атм. Д. Най предложил брать среднее $\tau = 1$ атм. В этих условиях $h_0 = 11$ м.

Сейсмические исследования в южной Гренландии подтвердили, что измеренные мощности льда хорошо согласуются с вычисленными по формуле Ная, если принять h_0=10 м, а τ=0,88 баров (т. е. примерно 0,88 атм.). На Земле Королевы Мод формула Ная оказалась удовлетворительной при h_0=12,5 м. Вместе с тем, Британская экспедиция в северную Гренландию (1952—1954) обнаружила сильные расхождения между мощностями льда, измеренными сейсмическим методом, и мощностями, вычисленными по формуле Ная, как это видно на примерах (табл. 8), взятых выборочно из статьи Булла (Bull, 1957, стр. 69, табл. II).

Таблица 8

Измеренные и вычисленные мощности льда в северной Гренландии

Станция	Широта	Долгота	Абс. высота (м)	Мощность льда (м)	
				вычисленная	измеренная
A-14	77°28′	29°06′	1812	1921	850
A-20	77°30′	30 38′	1931	3306	720
A-45	77°58′	36°48′	2264	5371	2200

Соответствие вычисленных мощностей истинным в разных пунктах колеблется от 0,88 (наиболее благоприятные случаи) до 0,22 (худший случай).

Най подсчитал также (1952а), что низшая точка ложа Гренландского ледникового щита должна лежать на 1000—1200 м ниже уровня моря, т. е. под щитом должен быть значительный прогиб земной коры. Это не подтвердилось: на самом деле основание ледникового покрова лежит примерно на уровне моря. Вывод Булла: лед северной Гренландии не имеет пластических свойств, а лед южной Гренландии имеет, оттого формула Ная для южной Гренландии подошла, а для северной — нет. Объяснение весьма наивное. Не природные особенности надо подгонять под формулы, а формулы следует совершенствовать до тех пор, пока они не станут более или менее правильно отражать природу.

Ж. Бургоэн (Bourgoin, 1956) в своем анализе формулы Ная пошел по лучшему пути. Он исследовал границы приложимости этой формулы. Ведь даже при первом взгляде на нее видно, что она приблизительна, так как для малых уклонов дает неправдоподобные мощности льда*. До какого же предела формулу можно использовать с надеждой получить удовлетворительное согласование с действительностью? Анализируя гренландские материалы, Ж. Бургоэн заключил, что, если уклон поверхности меньше 0,0035, формулу Ная применять нельзя (Bourgoin, 1956, стр. 82).

По мнению Робина (Robin, 1953), применение формулы Ная ограничено случаями, когда уклоны поверхности ледника и ледниковой постели меняются медленно и когда мощности льда не чрезмерно велики.

Способ Зубова. Н. Н. Зубов (1959) предложил простой геометрический прием для определения предельной толщины материковых льдов. Исходные положения, при которых можно пользоваться этим приемом: 1) ледниковый покров совершенно однороден; 2) теплообмен через него происходит только в вертикальном направлении; 3) температура на нижней поверхности ледникового покрова равна температуре замерза-

* Нетрудно, например, подсчитать, что если α=1′, тогда h=11 : 0,0003= =37 тыс. м.

ния воды (0°); 4) сезонные колебания температур во льду ограничиваются поверхностным слоем, который называется *деятельным слоем*; 5) тепловой режим ледников, лежащих на грунте, обусловлен: потоком холода сверху вниз и потоком внутреннего тепла Земли, идущим снизу вверх.

Поток сверху вниз (количество тепла, отдаваемое атмосфере единицей поверхности льда в единицу времени) равен $k\theta : R$, где k — коэффициент теплопроводности льда, R — толщина льда под деятельным слоем, θ — разность между температурой нижней поверхности деятельного слоя (это величина в данном месте постоянная и равная средней годовой температуре поверхности материкового льда) и температурой нижней поверхности ледникового покрова (которая, по условию, равна 0°).

Поток снизу вверх, т. е. количество земного тепла, доходящее в единицу времени к единице поверхности ледникового ложа, обозначим через q.

При установившемся процессе оба потока взаимно уравновешиваются, т. е. $q = k\theta : R$ или $R = k\theta : q$. Эта формула по сути определяет толщину ледника по его тепловому режиму.

Если I — предельная толщина льда, тогда

$$I = R + D,$$

где D — толщина деятельного слоя. Величины D и θ для решения этого уравнения легко измерить непосредственно. Но очень трудно определить k и q. Однако без них можно обойтись, прибегнув к графическому построению.

На рис. 39 по горизонтали отложены отрицательные температуры нижней поверхности деятельного слоя, по вертикали — расстояния в метрах от нижней поверхности деятельного слоя. Предположим, что D=20 м, температура нижней поверхности деятельного слоя равна —20° (точка A), а на глубине 90 м от нижней поверхности деятельного слоя в точке P_1 она равна —15°. Соединив прямой точки A и P_1 и продолжив линию AP_1 до пересечения с вертикалью, обозначающей на рисунке температуру замерзания*, получим, что R=360 м и, следовательно,

$$I = R + D = 360 + 20 = 380 \text{ м},$$

Другой пример: D=20 м, θ = —20°, на глубине 100 м температура —10°. По этим данным нанесем точку P_2, соединим A и P_2 прямой, продолжим прямую до пересечения с вертикалью и получим R=200 м, а I=220 м.

Если мощность ледника равна предельной мощности, тогда, по Н. Н. Зубову, температура льда отрицательна, температура ложа ледника положи-

* Ибо при установившемся процессе градиент температуры во всей толще должен быть одинаковым.

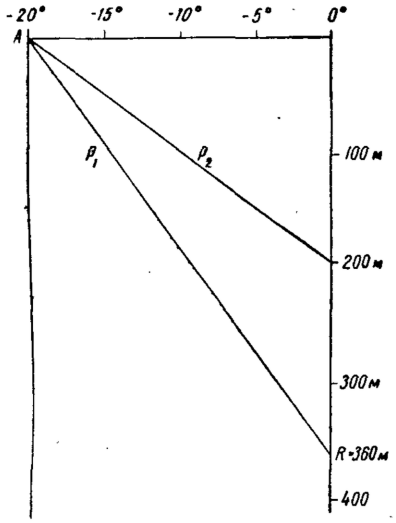

Рис. 39

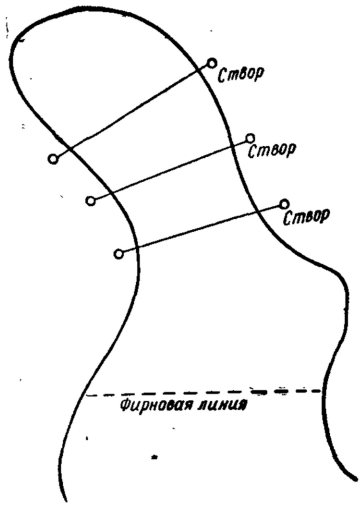

Рис. 40

тельна. При мощности ледника меньше предельной и лед, и грунт имеют отрицательные температуры, т. е. под ледником находится вечная мерзлота. Если мощность превышает предельную — нижняя часть ледника превращается в смесь воды и льда с температурой плавления.

Возможно, что в Антарктиде между ст. Пионерской и Южным полюсом мы имеет как раз последний случай: толщина льда здесь больше критической, придонные слои его тают со скоростью 5—6 мм в год. Образовавшаяся вода в виде тонкой пленки выдавливается по направлению к краям ледникового щита, где мощность льда меньше предельной и где, стало быть, вода вновь замерзает в виде слоя гидрогенного льда на нижней поверхности ледника (Зотиков, 1961а).

Метод Пальгова. Способ, предложенный Н. Н. Пальговым для определения мощности горных ледников, назван им методом балансов (1956д, 1958а, 1961, 1961а). Сущность метода:

1. Ледниковый язык поперечными створами разбивается на несколько участков, располагающихся последовательно между фирновой линией и концом языка (рис. 40).

2. На каждом участке между створами подсчитывается годовой объем A стаявшего льда (в м^3). Для этого из линейных величин абляции, наблюденных при помощи реек стаивания на обоих замыкающих участок створах (верхнем и нижнем), выводится средняя линейная величина абляции (в м), и эта средняя величина умножается на площадь данного участка.

3. Поверхность каждого участка вдоль обоих ограничивающих его створов нивелируется тахеометром в начале и в кон-

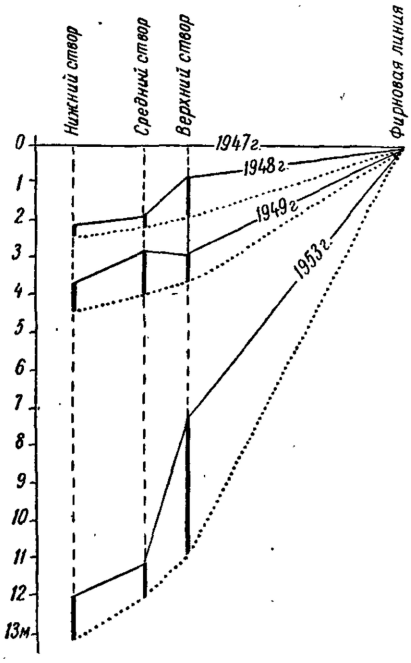

Рис. 41. Эпюра понижения (сплошная линия) и стаивания (точечная линия) поверхности ледника Сатпаева *(по Н. Н. Пальгову)*

Вертикальные линии между поверхностями понижения и стаивания выражают величины привноса льда из фирновой области на створы наблюдений

це годичного периода наблюдений. Из этого можно определить размер среднего понижения поверхности участка (в м). Умножив среднее понижение на площадь участка, получим величину d (в м^3) — сокращение объема льда на участке за год.

4. На данный участок через верхнюю его границу (и на все нижележащие участки) ледник приносит лед. Величина Q этого приноса (в м^3 за год) есть одновременно величина расхода через поперечное сечение ледника на верхнем створе участка и определяется из формулы:

$$Q = A - d\,.$$

Приведем пример вычисления привноса льда. На каком-нибудь створе среднее стаивание за год составило 35 см, среднее понижение поверхности ледника по данным нивелировки оказалось 30 см, следовательно, привнос льда равен 5 см. На соседнем створе он равен 8 см. Средний привнос льда по этим двум створам 6,5 см. Если площадь ледника между смежными створами 0,42 км^2, то объем привноса на заключенную между ними площадь будет 6,5 см$\times$0,42 км^2=27 300 м^3. Другой пример графически представлен на рис. 41.

5. Зная Q, вычисляют площадь F поперечного сечения на верхнем створе участка:

$$F = \frac{Q}{0,64\,v_0}\,,$$

где v_0 — поверхностная скорость (м/год) движения льда на верхнем створе, а 0,64 — коэффициент (довольно, впрочем, условный) перевода этой скорости в среднюю скорость по всему поперечному сечению, если оно полуэллиптическое. При параболическом сечении принимается коэффициент 0,74.

6. Если поперечное сечение ледника — полуэллипс, то максимальная мощность h ледника вычисляется по формуле:

$$h = F : \frac{\pi B}{4} = \frac{4F}{\pi B} = \frac{14F}{11B}.$$

B — ширина поверхности ледника на данном створе*. Если форма поперечного сечения — парабола, тогда, по К. З. Старикову:

$$h = \frac{3F}{2B}.$$

Для примера вычисления возьмем створ на фирновой линии, и пусть Q=565 000 м³/год, B=1175 м, v_0=7,65 м/год. Сперва узнаем

$$F = \frac{565\,000}{0{,}64 \times 7{,}65} = 117\,708\ м^2,$$

после чего

$$h = \frac{4 \cdot 117\,708}{3{,}14 \cdot 1175} = 128\ м.$$

Н. Н. Пальгов дает также формулы для трапециевидного поперечного сечения ледника.

Метод балансов дает результаты, по своей точности сопоставимые с измерением толщины ледников сейсмо- и электрозондированием.

Тригонометрический метод состоит в подсчете мощности долинного ледника по формуле

$$h = d\,(\mathrm{tg}\,\alpha - \mathrm{tg}\,\beta),$$

где h — мощность ледника в метрах, d — горизонтальное расстояние в метрах от конца ледника до участка с определяемой мощностью, α — средний угол наклона поверхности ледника по геометрической оси на взятом расстоянии, β — средний угол наклона ледникового ложа на том же расстоянии (Пальгов, 1958)**. В этой формуле β обычно неизвестно. Определить эту величину можно только для ледников с плавным падением поверхности, открытым ложем перед концом ледника и с цирком, в котором значительная часть занята ровным фирновым полем. Величина β в таких случаях получается как полусумма из угла падения ложа перед концом ледника и угла наклона поверхности средней части фирнового бассейна.

---

* Формула эта выведена из уравнения площади эллипса: $S = \pi ab$, где S — площадь, a и b — большая и малая полуоси. Имея в виду, что в нашем случае $F = {}^1/_2 S$, $b = h$, $a = \frac{B}{2}$, получаем: $F = \pi \cdot \frac{B}{2} \cdot h : 2$, откуда $h = \frac{4F}{\pi B} = \frac{14F}{11B}$.

** Другой вид формулы: $h = d(\mathrm{tg}\,\alpha - \mathrm{tg}\,\beta)\cos\beta$ (Пальгов, 1961а).

Если ледник обрывается на конце крутой стеной, то высоту этой стены надо добавить к величине h, вычисленной по формуле.

Пример:

$$\alpha = 10°, \quad \beta = \frac{5° + 6°}{2} = 5{,}5, \quad d = 1\,800 \text{ м},$$

толщина языка на конце 0,5 м. Тогда

$$h = [1800 (\operatorname{tg} 10° - \operatorname{tg} 5{,}5°) + 0{,}5] = 144 \text{ м}.$$

Н. Н. Пальгов подсчитал мощность для одного из створов ледника Центрального в бассейне Малой Алматинки тремя методами: Лагалли, Агассица и тригонометрическим и получил сравнимые результаты: 126, 115 и 144 м.

61. О мощности льда, необходимой для начала движения ледников. В леднике минимальная мощность должна быть такой, чтобы стало возможным движение льда. Если признать, что течение ледников обусловлено преимущественно происходящими в них пластическими деформациями, то, согласно Э. Оровену, движение слоя льда мощностью h по склону, имеющему угол α, начинается тогда, когда напряжение сдвига достигает предела упругости λ:

$$\lambda = h\delta \sin \alpha,$$

где $\delta = \rho g$ есть объемный вес льда.

Следовательно, для каждого угла склона имеется своя определенная мощность, при которой равномерный слой льда будет в пластическом равновесии.

Предел упругости ледникового льда при 0° на сдвиг около 0,1 кг/см^2, заметное течение льда начинается при напряжении сдвига около 1 кг/см^2 (см. § 27). Стало быть, на склоне 45° слабое движение льда возникнет уже при мощности 1,54 м, а заметное — при десятикратной мощности. Для начала слабого движения на уклоне в 10° нужна толщина льда 6,28 м, на уклоне в 1° — 62,5 м; для заметного движения при тех же уклонах мощность льда должна увеличиваться, соответственно, до 62,8 м и 625,1 м.

Значит, если напряжение сдвига τ во льду нигде не превышает предела упругости λ — масса льда остается на склоне неподвижной*. Если предел упругости λ близ ложа ледника достигнут (из-за увеличения мощности льда или увеличения уклона ложа) — начнется медленное течение льда вниз по склону без нарушения сцепления, т. е. почти вся работа силы тяжести идет на преодоление внутреннего трения. Если же на-

* При отсутствии давления на нее со стороны других масс, лежащих выше по склону.

пряжение (по причине, например, дальнейшего увеличения мощности льда) превысит временное сопротивление льда на сдвиг — возникает скалывание и лед будет соскальзывать по склону (в лавинах такое соскальзывание происходит очень быстро, что и придает им катастрофический характер).

62. Некоторые фактические данные о мощности ледников. В долинных ледниках наименьшая мощность — на конце, наибольшая — между началом ледника и концом, но гораздо ближе к началу. В ледниковых щитах полярных стран, теоретически говоря, наибольшая мощность должна быть в центральной части, но истинная толщина льда зависит от топографических особенностей подледникового рельефа.

Мощности ледников колеблются в широких пределах.

Хорошо изучен Нижне-Аарский ледник, на котором с 1936 по 1947 г. произведено (сейсмическим методом) 750 измерений. В расстоянии 1, 2, 3, 4, 5, 5,75 и 6,5 км мощности оказались (относительно поверхности ледника 1936—1939 гг., которая впоследствии понизилась) соответственно 148, 190, 300, 350, 365, 430 и 360 м (около Абшвунга) (Renaud et Mercanton, 1948; Jost, 1956). На леднике Мортерач в 1943 г. сделано 118 промеров; в 1 км от конца толщина льда 70—100 м, в 4,5 км—360 м. Наибольшая мощность льда на ледниковом плато Плен-Морт 225 м, на Большом Алечском леднике — 792 м, на Пастерце — 321 м, на Ронском леднике — 237 м, на Горнере — 450 м.

Обращает на себя внимание уменьшение мощности ледников при переходе от Альп к Скандинавии. В Юстедальсбрэ — обширной ледяной шапке западной Норвегии — на большом пространстве мощность не превосходит 20—40 м; установленная гравиметрически толщина ледника Аустердальс, берущего начало в этой шапке, вблизи ледопада — 80 м, недалеко от конца — 100 м. Мощность ледника Стур в шведской Лапландии достигает 200 м.

Значительна мощность ледников Исландии: в Ватна-Йокуле — до 1036 м.

Во время работ по программе Международного геофизического года на Восточном Льду (Северо-Восточная Земля в архипелаге Шпицберген) измерена толщина льда в 564 м.

По Е. П. Коновалову (см. также Давыдов, 1952), средняя толщина Зеравшанского ледника около 200 м. Мощность льда на Центральном Туюксу (к югу от Алма-Аты) в бассейне питания 110—120 м, вниз по течению быстро уменьшается до 50—70 м, вблизи конца — около 30 м (Берзон, Боканенко, Исаев, 1959). В нижней части ледника Федченко (у ригеля) измерена (сейсмическим методом) мощность в 250 м, в среднем течении около 800 м, а максимальная превышает 900 м (Берзон, Пак и Яковлев, 1960).

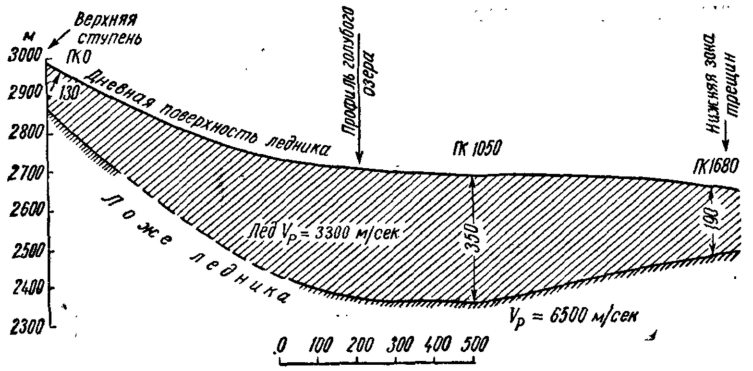

Рис. 42. Сейсмический разрез ледника Большой Актру (Алтай) по осевому профилю (*по Г. С. Кравцову* и *А. Г. Терентьевой*)

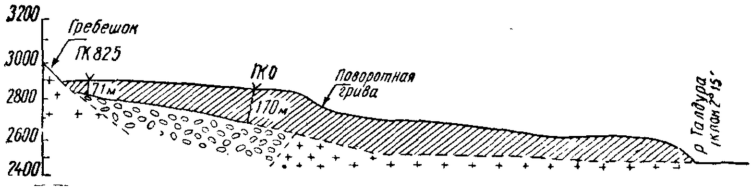

Рис. 43. Сейсмический разрез Большого Талдуринского ледника (Алтай) по азимуту 32° (*по Г. С. Кравцову и А. Г. Терентьевой*)

Ледники Алтая обладают тоже значительной толщиною. Из рис. 42 и 43 видно, что мощность Большого Актру (в горном узле Биш-Иирду) достигает 350 м, а Большого Талдуринского (центральный Алтай) — 170 м (Кравцов и Терентьева, 1959).

Очень интересной серией промеров, проведенной сейсмографами, мы располагаем для Гренландии благодаря работам Вегенера и других исследователей, в частности, французских полярных экспедиций 1948—1951 гг. и британской экспедиции в северную Гренландию (1952—1954 гг.). Французы, например, выполнили измерения в 400 пунктах, и общая длина сейсмических профилей составила 8000 км. Один из профилей — от залива Диско на северо-восток до нунатака Сесилия под 73° с. ш. на восточном берегу — приведен на рис. 44. Средняя мощность льда на профиле 2300 м. В 100 км к северо-востоку от Центральной станции обнаружена толщина льда в 3300 м (Holtzscherer and de Robin, 1954, стр. 196).

Не менее интересны данные сейсмических определений в Антарктиде, полученные в период Международного геофизического года. Ограничимся несколькими примерами. Мощ-

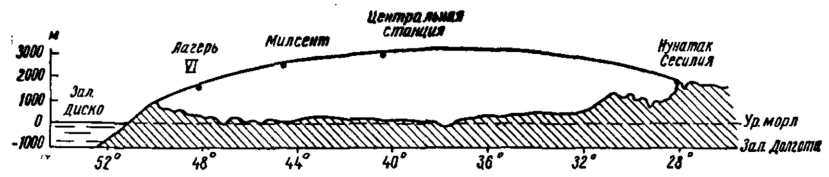

Рис. 44. Поперечный профиль Гренландского ледникового щита *(по Хольцшереру)*

ность льда на Южном полюсе 2500 м, в районе магнитного полюса 2743 м, на Земле Мэри Берд — 3600 м, на станции Шарко — 2900 м, на плоскогорье Земли Виктории — до 4000 м. Большая часть шельфового ледника Росса имеет толщину 350—600 м, вблизи внешней (обращенной к морю) окраины — 200—300 м, но во внутренних частях — до 1000 м (Robin, 1960, стр. 7). Максимальная мощность льда в Антарктиде — более 4200 м, средняя — более 2000 м (Авсюк, 1960, стр. 15).

Одним из важных результатов гляциологических работ Международного геофизического года является установление факта, что мощность современных ледников на Земле гораздо больше, чем это до сих пор предполагали.

63. Давление в леднике. Вертикальное давление p в леднике, очевидно, обусловлено прежде всего собственным весом льда. На глубине z под поверхностью оно равно:

$$p = \delta z,$$

где δ — объемный вес льда.

Если допустить линейную зависимость между давлением и деформацией, то боковое давление p_1, обусловленное вертикальным давлением p, на глубине z составляло бы:

$$p_1 = 0{,}565\delta z\,.$$

Но на самом деле при повышении давления деформация возрастает не линейно, а с увеличивающейся скоростью, поэтому на некоторой глубине давление во льду передается уже гидростатически (Шумский, 1955, стр. 319—320).

Чтобы установить «силу распластывания», т. е. соответствие между вертикальным давлением льда и обусловленным им давлением в горизонтальном направлении, Р. Кёхлин произвел опыты, результаты которых изображены на рис. 45. Для сравнения дан график и для жидкости, у которой, очевидно, вертикальные и горизонтальные давления во всех случаях равны друг другу, что и показано прямой линией. Из рисунка видно: горизонтальное давление во льду тем больше

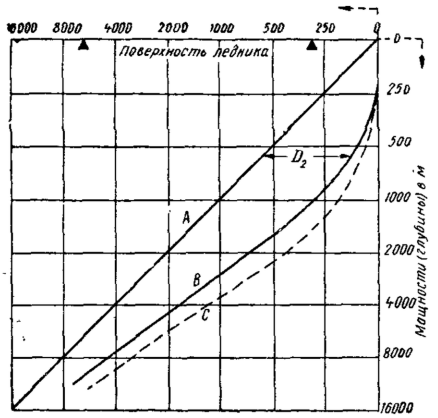

Рис. 45. Горизонтальные давления на разных глубинах, выраженные в толщине слоя льда *(по Р. Кёхлину):*

A — линия давлений для жидкости; *B* — линия давлений (большой продолжительности) для льда; *C* — линия давлений (малой продолжительности) для льда

приближается к вертикальному, чем под большим вертикальным давлением лед находится (Koechiln, 1944, стр. 21).

При расчете давления надо иметь в виду, что к собственному весу льда добавляется также и давление, производимое на поверхность ледника атмосферой. Кроме того, давление в какой-нибудь точке внутри движущегося ледника, по-видимому, обычно *больше,* чем это может быть обусловлено статическим давлением в этой точке, т. е. весом вышележащего льда: оно должно увеличиваться за счет динамического давления со стороны верховьев ледника. Это подтверждается наблюдениями Вебера на леднике Тре-ля-Тэт, где на глубине 90 м было измерено давление 13—14 кг/см^2 (Renaud, 1952a), тогда как статическое давление здесь, как это легко подсчитать, не должно было бы превышать 9—10 кг/см^2.

64. Источники тепла в леднике. По своему происхождению ледник — холодное тело. Но имеются источники тепла, которые повышают его температуру. Их можно разбить на две группы: 1) тепло, полученное ледником извне путем теплопроводности, излучения или конвекции; 2) тепло, полученное путем преобразования механической энергии внутри ледника. К первой группе относятся: солнечная радиация, внешние температуры, особенности аккумуляции и преобразования твердых атмосферных осадков, талые воды и глубина их проникновения в толщу льда и фирна, земное тепло. Главные факторы второй группы: работа падения (опускания) льда в процессе движения ледника, сжатие льда под тяжестью вышележащих слоев, характер движения льда, процессы рекристаллизации.

Величина поступления солнечной энергии на поверхность фирна и льда зависит от толщины воздушного слоя, который пронизывается солнечными лучами, т. е. от высоты местности и высоты солнца над горизонтом. Приток сол-

нечной энергии обусловлен также географической широтой и состоянием неба (облачностью).

Лед пропускает хорошо и на значительную глубину волны до 3 мк, но волн длиннее 6 мк вовсе не пропускает. Радиация, попавшая в лед, рассеивается там и поглощается; значительная часть рассеянной радиации направляется вверх и пронизывает поверхность ледника вторично в обратном направлении, создавая увеличенное значение альбедо. Этот поток называется «излучением снизу» (Кароль, 1960). Если во льду есть посторонние включения (например, частицы пыли), они будут нагреваться проникшей внутрь радиацией, отдавать тепло теплопроводностью и излучением в окружающий лед и разрушать его. Установлено, что 95% радиации поглощается в самом поверхностном слое льда толщиною 10—20 см. Экспедиция Ленинградского университета установила, что на леднике Федченко (на высотах 4000 и 3500 м) на глубину 10—15 см проходит 2—3% от общего количества радиации, поступившей на поверхность, а во льду на глубине 100—130 см обнаруживается уже менее 0,5% радиации (Кароль, 1960, стр. 155).

Солнечная радиация, поглощенная самым поверхностным слоем льда, расходуется на его прогрев и таяние. Ее влияние на температуру глубоких слоев осуществляется только косвенно — либо отдачей тепла вглубь верхними слоями, либо путем переноса тепла талыми водами, если они просачиваются внутрь ледника.

Так как лед плохо проводит тепло, то нагревание и охлаждение ледника от теплообмена с воздухом тоже охватывает только поверхностный слой льда, проникая вглубь медленно и недалеко. Суточные колебания температуры воздуха ощущаются примерно до 1 м, годовые — до глубины 16 м. Поэтому в ледниках и различают две вертикальные области: активный, или *деятельный, слой,* где сказываются колебания температуры воздуха, и *глубинную область*, где эти колебания не обнаруживаются.

Роль атмосферных осадков меняется в зависимости от того, жидкие они или твердые. Дождь по отепляющим свойствам можно уподобить талым водам (см. ниже), твердые же осадки действуют как термический экран. Последней особенности снежного покрова А. Бэнфилд (Benfield, 1953) посвятил специальное исследование. В конце лета на многих ледниках температура верхних слоев фирна становится равной 0°. Осенью и зимой верхние слои фирна остывают, и волна холода медленно распространяется вниз. Опираясь на законы теплопроводности и приняв за начало отсчета момент приобретения фирном температуры 0° (обычно он наступает в августе), А. Бэнфилд определил степень влияния аккуму-

ляции снега на эту волну, подсчитав распределение температур с глубиною, какое складывается в фирне за 4 месяца, 7 месяцев и 10 месяцев от начала отсчета (т. е. примерно к декабрю, марту и июню) при скоростях v годовой аккумуляции снега, равных 0 м, и 8 м. Так как из всех подсчетов общий вывод получается одинаковый, мы ограничимся одним примером, который и приводим в табл. 9.

Таблица 9

Вычисленные значения подповерхностных температур в фирне, сложившихся спустя 4 месяца (t=4) и спустя 10 месяцев (t=10) после начала отсчета, для трех различных величин аккумуляции снега (v м/год)
(Benfield, 1953, стр. 253)

Глубина (в м)	Температура					
	при $v=0$		при $v=4$		при $v=8$	
	при $t=4$	при $t=10$	при $t=4$	при $t=10$	при $t=4$	при $t=10$
0	—15,0	—5,0	—15,0	—5,0	—15,0	— 5,0
1	— 9,2	—7,6	—10,0	—8,3	—10,6	— 8,5
2	— 5,4	—8,5	—6,2	—9,8	—7,0	—10,8
3	— 3,0	—8,1	—3,8	—10,1	—4,4	—12,0
4	— 1,6	—7,0	—2,1	—9,6	—2,5	—12,1
5	— 0,8	—5,7	—1,1	—8,4	—1,2	—11,4
6	— 0,4	—4,4	—0,5	—7,0	—0,5	—10,2
7	— 0,2	—3,3	—0,3	—5,6	—0,2	— 8,6
8	— 0,1	—2,3	—0,1	—4,3	0,0	— 7,0
9		—1,6		—3,2		— 5,4
10		—1,1		—2,3		— 4,1
11		—0,7		—1,6		— 3,0
12		—0,5		—1,1		— 2,1
13		—0,3		—0,8		— 1,5
14		—0,2		—0,5		— 1,1
15		—0,1		—0,4		— 0,8

Оказывается, снежный покров как бы погребает холодную волну: чем больше годовая аккумуляция снега и чем длительнее период, протекший после максимума температуры предыдущего годичного цикла, тем ниже температура фирна и тем глубже проникает в него волна холода.

Влияние аккумуляции снега на распределение температуры в больших ледниковых щитах рассматривал также Робин (G. Robin, 1956). Оказывается, даже небольшая аккумуляция играет заметную роль. Предположив, что ледниковый щит имеет постоянные размеры, что распределение температуры в нем со временем не меняется и что максимальная мощность льда находится в центре щита, Робин подсчитал, какая доля движущегося кверху в центре щита потока земного тепла проходит через горизонтальные поверхности во льду, находящиеся на разных высотах (h=200 м, h=500 м... h=3000 м) над ло-

жем ледника. Подсчет сделан для двух случаев: когда мощность щита в центре 3000 м и 400 м. Мы даем выборочно (с пропуском уровней 1500 и 2500 м) результаты вычислений только для первого случая (табл. 10).

Таблица 10

Доля восходящего потока земного тепла, достигающая разных уровней над ложем ледникового щита при различных значениях аккумуляции снега

(полный поток принят за единицу; мощность льда в центре щита 3000 м)

Ежегодная аккумуляция снега в см	Поток тепла на уровнях:				
	200 м	500 м	1000 м	2000 м	3000 м
0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2	0,996	0,98	0,91	0,70	0,45
4	0,99	0,96	0,84	0,49	0,20
8	0,99	0,92	0,70	0,24	0,04
16	0,97	0,84	0,49	0,06	0,00
32	0,94	0,70	0,24	0,00	0,00
64	0,89	0,49	0,06	0,00	0,00
128	0,80	0,24	0,00	0,00	0,00
256	0,60	0,06	0,00	0,00	0,00

Талые воды на поверхности ледника образуются под действием солнечной радиации и положительных температур воздуха. Если талой воды много, а поверхностные слои фирна и льда водопроницаемы, вода обильно просачивается в толщу льда и становится там главным фактором, определяющим температуру. Тепловой эффект талых вод обусловлен не прямым обогреванием льда водой (ибо температура последней близка к 0°), а выделением теплоты кристаллизации: каждый грамм замерзающей воды освобождает 80 калорий, а этого тепла достаточно, чтобы повысить температуру 1 г льда на 160° или температуру 160 г льда на 1°.

Механизм прогрева таков: вода просачивается до какой-то глубины, замерзает здесь, выделяет теплоту кристаллизации; последняя идет на нагревание окружающего льда, который затем плавится; образовавшаяся из него талая вода просачивается еще глубже, замерзает там, выделяет скрытую теплоту кристаллизации и т. д., пока не прогреется до 0° вся проницаемая толща ледника. Если весь деятельный слой проницаем для талых вод и прогрет ими до 0°, то и более глубокие слои ледника вплоть до самого ложа, защищенные прогретым деятельным слоем от вторжения в них внешнего холода, будут изотермическими (0°). Если же поверхность ледника непроницаема для талых вод, то последние стекают с ледни-

ка, унося с собою содержащееся в них тепло. Тогда прогревается лишь очень небольшая часть деятельного слоя, что не может оказать заметного влияния на тепловое состояние всей массы льда (Авсюк, 1955).

На всей поверхности нашей планеты непрерывно круглый год из земной коры кверху идет поток земного тепла. Величину его и эффективность определяли по-разному. М. Лагалли (Lagally, 1933, стр. 76) считал, что поток тепла составляет 78,6 кал/см^2 в год и способен за это время расплавить в основании ледника слой льда толщиною в 1 см, если только тепло не пойдет на повышение температуры вышележащих масс льда. Г. А. Авсюк (1956, стр 92) и Е. Н. Цыкин (1960) оценивают геотермический поток в 50—60 кал/см^2 в год: это может вызвать таяние слоя около 0,5 см/год, но существенного влияния на температуру ледника не оказывает. Впрочем, последнее справедливо лишь для ледников, вся толща которых прогрета до точки плавления льда: в них вертикальный температурный градиент таков, что земное тепло не может распространяться сквозь ледник к его поверхности. Но в ледниках с отрицательной температурой во всем теле градиент температуры позволяет земному теплу перемещаться вверх и, стало быть, влиять на тепловое состояние внутренних частей ледника (Sharp, 1960).

По последним измерениям*, поток тепла через земную поверхность наружу составляет в среднем 50 эргов на 1 см^2/сек. Так как 1 эрг$=2{,}39\times10^{-8}$ калорий, то указанная величина равна примерно 37,5 кал/см^2 в год, или 0,0 000 012 кал/см^{2}сек.

После того как тепло, излучаемое ложем, нагреет подошву ледника до точки плавления, передача тепла от земли кверху через изотермический лед теплопроводностью станет невозможной. А если тает еще и поверхность ледника, то вокруг всего его тела (и снизу, и сверху) образуется тепловой барьер (heat barrier): тепло может лишь уходить из ледника, но не поступать в него (Steinemann, 1958).

Однако концепция теплового барьера несколько условна, так как перенос земного тепла кверху осуществляется не только теплопроводностью. Д. Фишер (Fisher, 1955, стр. 588) считает, что x граммов льда, имеющего температуру плавления и лежащего против источника тепла (ложе ледника), поглотит 77 x калорий** на таяние, не меняя своей температуры. Талая холодная вода поднимается во льду кверху по капиллярам. Она переходит при этом в горизонт меньшего давления, вследствие чего оказывается здесь чересчур холодной, чтобы остаться в жидком виде, и замерзает, выделяя 77 x калорий. Выделенное тепло плавит окружающий лед, талая вода опять поднимается по капиллярам, вновь замерзает с освобождением тепла и т. д. В леднике, находящемся при температуре плавления, процесс может распространиться от основания ледника до самой его дневной по-

* Journal of Geophysical Research, Vol. 64, № 11, 1959, p. 1968.

** Следовало бы: 80 x. — С. К.

верхности. Короче говоря, происходит примерно то же самое, что и с проникновением талых вод с поверхности ледника внутрь, только силы тяготения заменены силами волосности и подчеркнута роль давления.

Обращаясь к теплу, порожденному в ледниках преобразованием механической энергии, упомянем о нагревании льда из-за его сжатия под действием веса вышележащих слоев или под действием давления. Но от такой причины повышение температуры ничтожно: на глубине 250 м оно порядка $0{,}0001^0$ (Lagally, 1933, стр 75).

Гораздо важнее тепло, выделяемое движением льда, особенно при работе падения льда (опускания его по вертикали). Движение льда — основной энергетический источник для внутриледниковых процессов: нагревания, перекристаллизации, изменения ориентировки кристаллов и т. д.

Лед ледников либо течет вдоль уклона *ложа*, либо, если оно горизонтально, движение льда принимает форму растекания — от высших точек ледниковой *поверхности* к низшим. Стало быть, во всех случаях лед при движении как бы падает с одного уровня высот на другой. Спустившись на 1 м, килограмм льда совершит работу, равную 1 кгм, что эквивалентно $\frac{1}{427}$ большой калории. Это количество тепла, при теплоемкости льда, равной 0,5, повышает температуру последнего на 0,0047°. Таким образом, внутреннее трение вызывает в длинных ледниках повышение температуры на 0,5° при спуске на каждые 100 м (Lagally, 1933, стр. 68—69).

Тепло при этом расходуется не только на повышение температуры ледника. Оно идет и на таяние, теряется в атмосферу, уходит со стоком талых вод, и на нагрев остается вряд ли больше половины. Тем не менее эффект получается заметный. Например, на леднике Иныльчек, где разности отметок в пределах движущегося льда 3000—3500 м, температура льда за счет его опускания на такую высоту должна подняться на $3000 \cdot 0{,}47 : 100 = 14{,}1°$ или после введения поправочного коэффициента (0,5) примерно на 7°. У ледников с перепадом высот в 1000—1500 м вероятное повышение температуры за счет движения составляет 2,5—3,5° (Авсюк, 1955).

Однако описанное повышение температуры будет лишь при условии, что тепло, порожденное движением, распределяется по всей толще льда равномерно. В действительности же такое равномерное распределение сравнительно редко. Даже при господстве пластического течения больше всего тепла идет в придонные слои ледника и вовсе не попадает в верхние 15—20 м. А если в леднике преобладает или играет заметную роль так называемое глыбовое движение (см. § 79), тогда все тепло движения поступает в тонкий придонный слой и тратится на его прогрев и таяние. Следовательно, общее ко-

личество тепла движения определяется перепадом высот, а распределение этого тепла в теле ледника зависит от характера движения последнего.

Как показал Д. Най, напряжение сдвига вблизи ложа Гренландского ледникового щита довольно постоянно — примерно 0,88 бара. Тогда работа W в единицу времени будет:

$$W = 0{,}88v,$$

где v — придонная скорость движения льда. Превратив это в калории, увидим, что дополнительный приток тепла при движении со скоростью 10 м/год составит 21 кал/см^{2}год, а при скорости 18 м/год он сравняется с притоком тепла из земной коры (=38 кал/см^{2}год) (Robin, 1955).

Источником выделения тепла в леднике являются также процессы рекристаллизации: увеличение средних размеров кристаллических зерен влечет и повышение их температуры. Так, при увеличении радиуса зерна с 2 мм до 27 мм повышение его температуры за счет рекристаллизации достигает 7°. Тепло это расходуется на прогревание всей массы ледникового льда путем теплопроводности, на теплообмен с ледниковым ложем и т. п. (Кравцов, 1961).

65. Приемы измерения температуры в ледниках. Первые непосредственные определения температуры были сделаны на альпийских ледниках (Агассиц) обычными ртутными минимальными термометрами. Хагенбах-Бишоф и Ф. Форель производили измерения специально изготовленными термометрами, разделенными на сотые доли градуса, так что в лупу легко можно было брать и тысячные доли. Во льду (стенка грота ледника Аролла) просверливались каналы длиною в 45 см, диаметром 3 см, идущие наклонно под углом 30—40°. Каждый канал до половины заполняется керосином (смесь льда и керосина не влияет на изменение точки замерзания); затем туда вводили термометр, и отверстие закрывалось тампоном из ваты и снега. Конец термометра (вся длина которого 60 см) высовывался наружу, это позволяло делать отсчеты, не вынимая прибора изо льда.

Чувствительные ртутные термометры применяются в гляциологических исследованиях и поныне. Однако хорошо снаряженные ледниковые экспедиции снабжаются более совершенными приборами — термопарами, либо термометрами сопротивления.

Принцип действия термопары (термоэлектрического термометра): если спаять проводники из двух различных металлов (обычно из меди и константана) в виде кольца и нагревать или охлаждать один из спаев, то в кольце возникнет слабый электрический ток.

Один спай помещают в смесь воды и снега (льда), т. е. его температура t_0=0°, другой — в любую точку ледника. Температура другого спая t_1:

$$t_1 = \frac{N}{K} + t_0,$$

где N — отсчет по гальванометру, а K — постоянная для данной цепи.

Термометры сопротивления основаны на связи, существующей между температурой и сопротивлением чистых металлов движению электрического тока: при повышении температуры сопротивление растет, при понижении — падает, причем в небольшом интервале температур оно меняется в зависимости от температуры почти линейно. В пределах от —80° до +70° действительна формула

$$R_t = R_0(1 + \alpha t),$$

где R_t — сопротивление при температуре t, R_0 — сопротивление при 0°, t — температура, α — температурный коэффициент сопротивления, равный 0,004 (он означает, что при повышении температуры на 1° сопротивление увеличивается приблизительно на 0,004 своего значения при 0°).

Наиболее употребительны термометры сопротивления, приемник которых состоит из платиновой проволоки диаметром 0,03—0,04 мм, обладающей при 0° сопротивлением в 100 омов, намотанной спирально на кварцевую или фарфоровую катушку; катушка с проволокой плотно вставляется в защитную кварцевую трубку. От катушки отходят провода, соединяющиеся затем с выводным кабелем и измерительной аппаратурой*. Точность отсчета в полевых условиях от 0,1 до 0,01°.

Американцы в антарктической экспедиции 1939—1941 гг. применяли термометры сопротивления (thermohms) с элементами из меди; сопротивление в обмотке было строго подобрано: 100 омов при 20° С.

Термометры калибруются обычно таким образом, что по ним можно непосредственно читать температуру.

Хороши для измерения температур также полупроводниковые электротермометры (термисторы). Они обладают сопротивлением в 5000 омов, т. е. в 50 раз больше, чем у платиновых, поэтому при падении температуры на 0,1° сопротивление изменяется не на 0,04 ома, а примерно на 15—20 омов, что сильно упрощает работу. Недостаток, однако, тот, что тарировочная таблица составляется для каждого термистора отдельно, тогда как аналогичная таблица для платиновых электротермометров составляется одна для любых термометров**.

Г. А. Авсюк (1954) рекомендует следующий способ установки термометров, который он применял на леднике Карабаткак, чтобы поместить термометры в естественные условия температурного режима. Прежде всего выкапывают шурф. В его стенках на разных глубинах пробивают небольшие горизонтальные отверстия длиной по 30—40 см. Приемник термометра вставляли в отверстие, и устье последнего замуровывали смесью воды и снега. После выведения на поверхность ледника выводных кабелей термометров шурф засыпается льдом. Все наружные части кабелей были укреплены на специальной стойке в палатке, поставленной в 1 м от шурфа.

---

* Подробное описание устройства термометров сопротивления и работы с ними см. Г. А. Авсюк, 1954.

** Основные метод. указания по гляциологич. исслед., вып. II. М., 1957 (автор Е. Н. Цыкин). См. также: Г. Цыкина, 1961 и Е. Цыкин, 1962.

В этой же палатке велись и отсчеты температур. Отсчеты начинают делать спустя 2—3 недели после установки термометров, так как за это время во льду должны восстановиться те естественные температурные условия, которые были нарушены закладкой шурфа.

Р. Шарп (Sharp, 1951б), работая на леднике Сьюорда, поступал несколько иначе. Термометры сопротивления вставлялись в скважины небольшого диаметра, высверленные механическим буром (до глубины 3—8 м) или термобуром (для бóльших глубин). Каждому термометру — своя скважина. До глубины в 9 м термометры закладывались примерно через каждый метр, а затем с более значительными интервалами — на глубинах в 12, 19, 23, 57 и 62 м. В скважину насыпали немного рыхлого фирна, который, окружая термометр, защищал его от возможных конвективных токов, а устье скважины закрывалось затычкой из «каменной шерсти» (rock wool).

На полярных ледниках рекомендуется делать отсчеты температуры не через равные глубины, а через промежутки, образующие геометрическую прогрессию: 0,5—1—2—4—8—16 и т. д. метров. В верхних 5 м снимать показания термометров не чаще одного раза в день, на бóльших глубинах — через каждые 5—10 дней. Измерениями желательно охватить годовой цикл.

В 1956 г. Е. Н. Цыкин предложил метод маршрутного термозондирования ледников, примененный впоследствии для изучения температурного режима ряда ледников СССР*.

66. Волны тепла и холода в ледниках. Зимою поверхность ледника охлаждается, хотя она обычно и защищена снегом — плохим проводником тепла. Волна холода с поверхности медленно просачивается внутрь ледника. В северном полушарии наибольшего распространения она достигает в июне. Глубина ее проникновения зависит от продолжительности и степени суровости зимы. На леднике Сьюорд слой зимнего охлаждения достигает 12—15 м, и температуры в нем не менее —13° (Sharp, 1951б); в фирновой области ледника Таку на высоте 1100 м глубина этого слоя до 20 м (Miller, 1956), на Алеческом леднике — до 15 м. Зимний холод должен заходить в толщу льда глубже, чем летнее тепло, так как холодный период на ледниках продолжительнее теплого; кроме того, холод тратится только на охлаждение ледника, тогда как летнее тепло идет и на нагревание льда, и на его таяние. Вместе с тем холодная волна может распространяться только проводимостью, летнее же тепло проникает в ледник не только путем теплопроводности, но и вместе с талой водой.

* См.: Н. Г. Разумейко, И. Ф. Хмелевской, Е. Н. Цыкин и Г. А. Цыкина. Маршрутное термозондирование на ледниках Советского Союза. Исслед. ледников и ледн. районов, вып. 2. М., 1962.

С наступлением теплых дней начинается разрушение зимнего охлаждения; последние фазы этого «разрушения» (в конце лета) протекают быстро и неравномерно и обусловлены в значительной мере просочившейся в лед талой водой, которая согревает лед как прямым контактом, так и путем выделения тепла при замерзании.

В «сухом» льду, т. е. не тающем и не напитанном водою, суточные тепловые волны распространяются со скоростью около 4,7 см/час. Таким образом, запаздывание проникновения волны тепла (или холода) на $^1/_2$ периода (=12 час.) наблюдается во льду на глубине 56 см, а на целый период — на глубине около 111 см. Это и есть предел распространения суточных колебаний температуры во льду (Авсюк, 1956, стр. 103). На леднике Федченко суточные колебания летней температуры проникают в толщу фирна максимум на 1 м от поверхности (Тачкова, 1960а).

Скорость проникновения в лед годовых волн тепла или холода около 6 см/сутки.

Очевидно, что глубина распространения сезонных колебаний температуры не бесконечна, и на каком-то уровне во льду должен находиться слой постоянной температуры, в котором она круглый год не меняется и равна либо средней годовой температуре воздуха данной местности, либо 0° (если средняя годовая положительная). Такой слой действительно имеется. В Гренландии годовые колебания температуры затухают в снегу уже на глубине 8 м (Diamond, 1960), в Антарктиде в районе ст. Пионерской — на глубине 16 м, в центральных районах — на глубине 12 м (Котляков, 1959, 1960а). Наличие слоя постоянной температуры во льду позволяет метеорологам судить по температуре этого слоя (если она отрицательная) о средней годовой температуре воздуха местности. Слой постоянной температуры — своеобразная метеорологическая станция, созданная самой природой, хотя и с ограниченными «заданиями»: фиксировать только среднюю годовую температуру воздуха.

Тепловое состояние ледника ниже слоя постоянной температуры зависит от типа ледника: температура ниже этого слоя может с глубиною оставаться неизменной, повышаться или понижаться.

Изотермическое состояние массы льда под слоем постоянной температуры свойственно горным ледникам стран теплого и умеренного климата. Здесь летом талые воды быстро (со скоростью около 3 м/сутки) просачиваются в сухой фирн, быстро настигают зимнюю волну холода, разрушают ее и прогревают фирн до 0°. Если мощность фирна 15—20 м, он защищает нижележащий лед от внешнего холода, и ледник до самого дна будет иметь температуру, отвечающую точке

плавления льда при соответствующем давлении. Такие ледники называются *теплыми*. Впрочем, их было бы лучше называть *изотермическими*.

В ряде ледников полярных и умеренных стран под деятельным слоем господствуют температуры ниже точки плавления льда. Такие ледники называются *холодными*. Так как ледник получает тепло, выделяемое земной корой и возникающее при его движении, то его отрицательная температура с глубиною обычно уменьшается. Если предположить, что ледник движется весьма медленно и, стало быть, его нагревание обусловлено почти исключительно потоком земного тепла, то градиент температуры, направленный книзу, можно вычислить по формуле:

$$q = \lambda\gamma, \text{ откуда } \gamma = q : \lambda .$$

Здесь q — удельный теплопоток, равный, как нам известно (§ 64), 0,0 000 012 кал/см^{2}сек, λ — коэффициент теплопроводности, γ — температурный градиент. Приняв $\lambda = 0{,}0050$ кал/см·град. сек., получаем

$$\gamma = \frac{0{,}0\,000\,012}{0{,}0050} = 0{,}00\,024 \text{ град/см},$$

или 2,4°/100 м. Этот градиент отвечает геотермической ступени 44 м/град. Иначе говоря, температура льда повышается на 1° при углублении на каждые 44 м.

Но так как в нагревании ледников участвует не только земное тепло, но и тепло движения, то величина геотермической ступени должна быть меньше. Наиболее вероятные средние значения геотермической ступени в центральных частях холодных ледниковых щитов 30 м/град., а для наиболее быстро движущихся ледников — 20 м/град (Шумский, 1955, стр. 441). Для льдов Антарктиды между 78° в. д., 103° в. д. и геомагнитным полюсом П. А. Шумский (1959, стр. 78) считает нормальной геотермическую ступень 19,4 м/град.

Раз температура с глубиною повышается, то на какой-то глубине холодный режим ледника должен смениться теплым. Полагают, что мощность слоя холодного режима равна примерно произведению средней годовой температуры воздуха (если она отрицательна) на величину средней геотермической ступени. Так, при средней годовой температуре —31° и геотермической ступени 30 м/град. холодный режим проникает на глубину 930 м от поверхности ледникового щита.

Если мощность ледника превышает мощность толщи с холодным режимом, то под этой толщей лед будет находиться на точке плавления; если же мощность ледника меньше мощности слоя холодного режима, то, очевидно, весь ледник до

самого дна будет холодным и будет подстилаться мерзлыми породами.

Весьма парадоксальны случаи, когда в холодном леднике температура с глубиною не повышается, а понижается. О них см. § 67.

67. Фактические данные о температуре ледников. Измерения температуры в ледниках до сих пор еще весьма немногочисленны. Но и они показывают, что температурные режимы ледников весьма разнообразны, поскольку ледники существуют в разной географической обстановке.

Л. Агассиц (Agassiz, 1842, 1847) измерял температуру на Нижне-Аарском леднике в шурфах и скважинах глубиною в 4, 8, 15, 30 и 60 м и пришел к выводу, что летом температура почти не меняется и равна 0°. Внешние колебания отражаются только на верхних слоях, и даже зимние холода проникают в ледник на очень небольшое расстояние от поверхности. Минимальный термометр, оставленный на зиму 1841/42 г. на глубине 7,5 м, показал —0,3°. Такой же термометр, оставленный на зиму 1843/44 г. на глубине 2 м, показал — 2,1°. Постоянство летней температуры внутри ледника Л. Агассиц ставит в связь с тем, что ледник, по его мнению, насыщен водою, ибо температура смеси воды и тающего льда не может быть выше или ниже 0°.

Хагенбах и Ф. Форель (Hagenbach et Forel, 1887, 1889), измерявшие температуру в леднике Аролла, получили в пяти пунктах отсчеты от —0,002° до —0,031°, т. е. температура оказалась всюду немного ниже 0°.

Особенно интересную серию отсчетов получили А. Блюмке и Г. Гесс на леднике Хинтерейсфернер в Этцтале (Hess, 1933, стр. 47). Ее мы приводим в табл. 11. При вычислении температур по третьей колонке принималось, что с увеличением давления на 1 атм. точка плавления льда понижается на 0,0075°.

Из таблицы видно, что температура ледника на всех глубинах очень близка к точке плавления льда (при соответствующем давлении), но вместе с тем во всех случаях она все же меньше этой последней, причем отрицательная разность с глубиною увеличивается. Если же, как отмечает А. Добровольский (Dobrowolski, 1923), в третьей колонке взять для выражения депрессии температуры плавления не 0,0075°, а 0,0072°, тогда разность между наблюденными и вычисленными величинами станет еще больше, т. е. лед окажется еще более удаленным от точки таяния.

Исследования, проведенные в 1937/1938 г. в верховьях Большого Алечского ледника близ перевала Юнгфрау, показали, что вся масса фирна и льда ледника, кроме верхнего слоя толщиною в 20 м, куда проникает зимняя волна холода,

Таблица 11

Вертикальный температурный разрез ледника Хинтерейсфернер

Глубина в м	Наблюденная температура	Вычисленная температура	Разность
	Наблюдения 1899 г.		
18	—0,012°	—0,015°	+0,003°
30	—0,023	—0,020	—0,003
42	—0,038	—0,029	—0,009
54	—0,046	—0,037	—0,009
66	—0,055	—0,045	—0,010
82	—0,062	—0,056	—0,006
	Наблюдения 1902 г.		
78	—0,062	—0,053	—0,009
148	—0,137	—0,100	—0,037

изотермична и имеет постоянную температуру, близкую к 0°.

В одном из каровых ледников Норвегии верхний слой в 30 м имеет всегда отрицательную температуру, а более глубокие слои характеризуются постоянной температурой в 0° (Авсюк, 1956).

По данным Е. Н. Цыкина (1960), в январе 1959 г. в одной из скважин в леднике Института географии на Полярном Урале, заложенной на высоте 960 м, распределение температуры с глубиною было такое:

Глубина (в *м*)	Температура	Глубина (в *м*)	Температура
0	—5,9°	7,5	—1,9°
1	—4,9	10	—1,7
2	—3,7	15	—1,3
3	—2,7	20	—0,8
5	—2,3	25	—0,4

Если экстраполировать этот ход температуры, то окажется, что 0° будет достигнут уже на глубине 30 м.

В период абляции температура льда на поверхности Большого Талдуринского ледника (Алтай) была все время 0°, однако на глубине 11 м она имела такие значения: на конце ледника —0,50°, в 800 м от конца —0,55° и в 1350 м от конца —2,9°; еще выше по течению температура, к сожалению, не измерялась (Кравцов, 1960).

С 1948 по 1950 г. Р. Шарп и Вуд производили измерения температуры в фирновом бассейне ледника Сьюорд на Аляске до глубины в 62 м. Зимняя волна холода, как мы уже отмечали, проникает здесь в толщу фирна на 12—15 м. Ниже этого

слоя лед ледника до самого дна имеет постоянную температуру, соответствующую точке плавления льда при данном давлении. Летом же вся толща фирна до глубины 62 м имела температуру 0°±0,1°. В 1949 г. самая низкая температура в фирне была 28 июня на глубине 6,5 м и равнялась —1,1° (Sharp, 1951б).

Таким образом, на перечисленных ледниках Альп, Скандинавии, Полярного Урала и Аляски под деятельным слоем, в котором сменяются по сезонам волны тепла и холода, располагаются изотермические массы льда, температура которых равна точке плавления льда или близка к ней. Картина распределения температур в Б. Талдуринском леднике не вполне ясная, но, пожалуй, ее можно сблизить с той, какую наблюдал Г. А. Авсюк на леднике Карабаткак в Тянь-Шане.

Рассмотрев двухлетние систематические материалы, полученные по 5 шурфам, заложенным в разных точках ледника, Г. А. Авсюк установил, что температура льда на всех глубинах и во всех частях ледника — от верховьев до конца языка — во все сезоны отрицательна и значительно отличается от температуры плавления льда при данном давлении. Так, абсолютные максимумы температур за весь двухлетний период были:

на глубине 2 м	—0,3°
„ „ 6 „	—2,0°
„ „ 20 „	—1,2°,

тогда как точка плавления даже на 20-метровой глубине —0,015°. Только в самом верхнем слое (1—2 м) в разгар лета температура льда поднимается до 0° (Авсюк, 1954).

Не отличается единообразием и распределение температур в ледниках полярных стран.

Вся толща ледника Барнса (на о. Баффина) от поверхности до дна имеет значительную отрицательную температуру.

По Фьелстаду, на Северо-Восточной Земле (Шпицберген) годовые колебания температуры фирна сказываются до глубины 20 м, а ниже располагается область постоянных отрицательных температур. Х. Альманн (Ahlmann, 1933) тоже считает, что на Северо-Восточной Земле температура льда до глубины по крайней мере 150 м отрицательная. Иное обнаружил Г. Свердруп (Sverdrup, 1935) на плато Изаксена (Шпицберген). Из рис. 46 видно, что температура от поверхности до известной глубины понижается, а затем вновь увеличивается. С течением времени (летом) температура этих средних холодных слоев растет все более, и все глубже опускается верхний слой нулевой температуры. Если 25 июня 0° было на поверхности и на глубине ниже 10 м (а минималь-

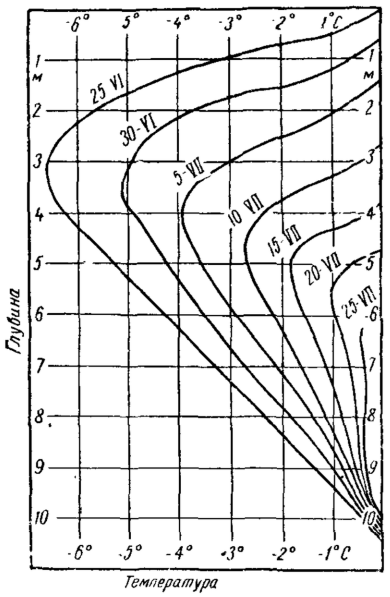

Рис. 46. Вертикальное распределение температуры фирна по пятидневкам (с 25 июня по 25 июля) на плато Изаксена (*по Г. Свердрупу*)

ная на глубине 3 м), то в конце июля вследствие непрерывного утолщения верхнего нулевого слоя вся толща фирна оказалась изотермической (0°). Ниже 10 м лежит зона с постоянной температурой, близкой к 0°.

Температуру льда в Гренландии впервые стал измерять Э. Дригальский (1892—1893). Он производил отсчеты с ноября по июль на леднике Большой Караяк. На глубине 2,2 м температура 30 октября была 0,3°, 27 марта — 9° (самая низкая), а 27 июня 0°. Годовые колебания температуры глубже 30 м не ощущаются. По представлению Э. Дригальского, ниже этого уровня находится небольшой слой с отрицательными температурами, а еще ниже температура должна держаться на точке плавления льда (по причине движения льда). Выводы Э. Дригальского основаны на материале наблюдений в одном лишь пункте и на небольшой глубине и поэтому носят характер экстраполяций.

Экспедиция А. Вегенера и Л. Коха определяла температуру на леднике Сторстрем (76°42′ с. ш.) в восточной Гренландии. 8 января 1913 г. на глубинах в 1 м, 7 м и 24 м температура была соответственно —27°, —17° и —14°, т. е. возрастала сперва очень быстро, а затем весьма медленно. Глубже измерений не было, но полагают, что дальнейшее повышение составляло примерно 1° на каждые 20 м. Так как мощность ледника в пункте наблюдений около 250 м, можно считать, что весь лед охлажден здесь ниже точки таяния.

Неожиданное открытие сделали французские экспедиции, работавшие в Гренландии (1948—1953). В лагере VI (69°42′ с. ш., 48°16′ з. д., 1958 м абс. выс.) заложена буровая скважина глубиною 126 м. По измерениям в июле 1950 г., в ней начиная с 4 м, где температура была —12,85°, температура с глубиною *понижается* и в 125 м от поверхности достигает —16,42°. На Центральной станции экспедиции (70°55′ с. ш., 40°38′ з. д., абс. выс. 2994 м) для измерения использована скважина глубиною в 151 м. Здесь в августе 1950 г. на глу-

бине 10 м обнаружено —27,35°, на глубине 115 м установилась температура —27,78°, которая затем и не менялась до конца скважины. На Центральной станции, следовательно, температура тоже понижается с глубиною, хотя и настолько незначительно, что вся толща льда между 10 и 150 м практически гомотермична (Heuberger, 1954, стр. 47—48).

По А. Бауэру (Bauer, 1956, стр. 290), гренландский лед весь холодный и нигде, даже вблизи постели, не достигает температуры плавления. Косвенно в пользу этого говорят два факта: повышенная средняя скорость продольных сейсмических волн (3800—3900 м/сек), характерная именно для холодного льда; в ряде мест между льдом и коренными породами обнаружен толстый (200 м) слой, в котором скорость сейсмических волн 4800—5000 м/сек, т. е. такая, какая бывает в мерзлых грунтах; раз под ледником вечная мерзлота — значит, температура ледника отрицательная.

В буровой скважине на северо-западе Гренландии, о которой мы упоминали в § 58, температура с глубиною тоже уменьшалась. Градиент между 250 и 400 м был постоянным и равным 0,14° на каждые 100 м. На глубине 400 м температура —25,42°.

Обратимся теперь к Антарктике.

На Земле Королевы Мод (1949—1952) измеряли температуру в шельфовом леднике до глубины в 100 м. Сезонные колебания затухали на 20 м. Ниже температура на каждом горизонте была постоянная, но книзу возрастала. Так, на глубине 20 м она была —17,5°, а на 100 м дошла до —16,5°. Весьма возможно, что положительный градиент температуры обусловлен согревающим влиянием морской воды, подстилающей шельфовый ледник (вся мощность которого 180—190 м).

Типичный температурный разрез для ледникового щита к югу от станции Моусон приводим в табл. 12 (Mellor, 1958).

Таблица 12

Вертикальное распределение температуры в ледниковом покрове Антарктиды к югу от ст. Моусон

Глубина (в м)	Температура (°С)	Глубина (в м)	Температура (°С)
0	—19,0	21,3	—37,0
1,52	—29,8	24,4	—37,3
3,05	—33,7	27,4	—37,3
6,10	—35,3	30,5	—37,8
9,15	—36,2	33,5	—37,8
11,12	—36,7	36,6	—38,0
15, 2	—36,8	38,1	—38,0
18,3	—37,0		

Сезонные колебания температуры проникают всего на 10 м. Ниже этого горизонта температура продолжает падать (градиент менее 3°/100 м).

На ст. Пионерской, по данным, приведенным в монографии И. Д. Копанева (1960, стр. 129), в декабре 1957 г. (т. е. в самом теплом месяце) температура в снежной толще была:

Глубина (в м)	Температура (°С)	Глубина (в м)	Температура (°С)
0	—22,6	8	—39,2
1	—35,6	12	—38,7
4	—39,1	16	—39,1

На глубине 16 м во все месяцы года температура колеблется от —39° до —39,4°, т. е. практически не меняется.

По профилю Мирный — Пионерская температурный градиент во льду (ниже зоны годовых температурных колебаний) отрицательный и закономерно уменьшается по направлению в глубь континента. Градиент этот в 45 км от побережья —2,4°, в 143 км —1,2° и в 216 км — всего 0,8° на 100 м (Карташов, 1960б, стр. 111).

Трехсотметровая скважина была сделана в Антарктике на станции Бэрд (высота 1513 м). В 1957 г. на поверхности льда средняя годовая температура оказалась —28,6°; на глубине 45 м температура повысилась до —28°, затем стала падать — сначала (до 90 м) быстро, а далее, до самого дна скважины медленно. Судя по графику, приведенному Векслером (Wexler, 1959, стр. 421), температура на глубине 300 м сравнялась с поверхностной. Температурный градиент в скважине глубже 45 м составляет — 0,0015°/м.

Трансантарктическая экспедиция Вивиана Фукса тоже вела температурные наблюдения. На станции Южный Лед (82° ю. ш., 29° з. д., абс. выс. 1350 м) измерения в фирне простирались до глубины 45 м. На поверхности, судя по графику П. Стефенсона и Г. Листера (Stephenson and Lister, 1959, стр. 427), температура была около —40,3°, на глубине 10 м она повысилась до —31° и далее вглубь держалась на этом же уровне; по-видимому, —31° — это средняя годовая температура в этом районе.

Отрицательные температурные градиенты во многих полярных ледниках (т. е. понижение температуры с глубиною) обратили на себя пристальное внимание гляциологов. Явление это показалось странным, если принять во внимание, что в лед снизу поступает земное тепло и что в самом леднике вырабатывается теплота трения. М. Меллор (Mellor, 1960), отметив, что на Земле Мак-Робертсона всюду ниже 15 м температура в фирне с глубиною понижается и что отрицательный температурный градиент колеблется от —1° до —7° на каждые 100 м, сопоставил эти данные с наблюдениями других авторов в других районах Антарктиды и в Гренландии и обнаружил хорошее общее совпадение (см. табл. 13).

Таблица 13

Средние температурные градиенты во льду Гренландии и Антарктиды (в °С на каждые 100 м)

Место	Автор	Интервал глубин в м	Средний температурный градиент
Гренландия			
Айсмитте	Зорге	10—15	—3,4
Центральная станция	Эберже	20—50	—1,5
» »	»	60—90	—0,7
Лагерь VI	»	20—50	—4,3
SIPRE, пункт II	Гансен и Ландауэр	10—90	—1,2
» »	» »	150—400	—0,1
Антарктида			
5 км к югу от Мирного	Богословский	10—40	—3,4
» » » » » »	»	20—100	—1,8
» » » » » »	»	300—400	+4,8
50 км к югу от Мирного	»	10—70	—2,4
150 » » » » »	»	10—60	—1,2
225 » » » » »	»	10—50	—0,8
Ст. Бэрд	Векслер	10—45	+1,3
» »	»	80—300	—1,0
Ст. Южный Лед	Стефенсон и Листер	20—45	0 (?)
К югу от ст. Моусон	Меллор	10—30	от —1,3 до —7,1

Так как отрицательный температурный градиент с глубиной уменьшается, М. Меллор полагает, что на очень больших глубинах (в несколько сот метров) градиент может стать положительным.

Как объяснить происхождение отрицательного температурного градиента? Э. Зорге считал это результатом потепления климата: верхние слои льда стали теплее, а глубокие хранят еще температуру, какая была им сообщена в прошлом более суровым климатом. Правдоподобнее, однако, другое объяснение: ледниковый щит движется из высоких и холодных районов в более низкие и теплые, и, стало быть, поверхность его согревается, тогда как глубокие слои остались холодными. Температура поверхностных слоев льда и фирна меняется с изменением их высоты над уровнем моря, по Б. Брокампу, на 0,9° на каждые 100 м по вертикали. Робин вычислил, что в отсутствии теплопроводности движение льда к периферии (скорость которого v) совместно с чистой аккумуляцией A снега на поверхиости создает температурный градиент γ:

$$\gamma = -\alpha\lambda v/A,$$

где v дается в м/год, λ — вертикальный градиент средней годовой температуры воздуха вдоль поверхности ледникового щита в °С на 100 м, α — уклон поверхности ледника в дуговой мере, A — в см/год. Например, если $v=10$ м/год, $A=10$ см/год, $\alpha=0{,}005$, $\lambda=1°/100$ м, тогда

$$\gamma = \frac{-0{,}005 \cdot 1 \cdot 1000}{10} = -0{,}5°/100\ м.$$

У. Радок (Radok, 1959), трактующий этот же вопрос более строго, т. е. с учетом теплопроводности и адвективных изменений температуры, делает

вывод, что в известных случаях его сложные формулы приводят к простой формуле Робина. Так, если лед проходит по 100 м/год, то достаточно его перемещения на 50 км (за 5000 лет), чтобы в толще льда между дневной поверхностью и слоем на глубине в 400 м возникли отрицательные градиенты температуры, величина которых составляет 77—51% от величины, получаемой по формуле Робина.

68. Опыты геофизической классификации ледников. Принимая во внимание термические особенности, характерные для той массы льда, какая расположена в ледниках ниже слоя сезонных колебаний температуры, т. е. в среднем глубже 15 м*, М. Лагалли (1932) в свое время предложил подразделять ледники на *теплые, переходные* и *холодные*. Определение теплых и холодных ледников дано в § 66. К переходным относятся ледники, верхний слой которых холодный, а придонный имеет температуру таяния при соответствующем давлении.

Сходную классификацию, независимо от М. Лагалли, разработал Х. Альманн (Ahmann, 1933, 1935, 1948). Х. Альманн различает (цитируем по монографии 1948 г.):

1. *Ледники стран умеренного климата* (temperate glaciers). Они состоят из кристаллического *льда,* образовавшегося в результате *быстрой* перекристаллизации годового избытка твердых атмосферных осадков, обусловленной участием больших количеств воды. Во всем теле ледника его температура отвечает точке плавления льда; только зимой верхние слои льда промерзают на несколько метров.

2. *Полярные ледники* (polar glaciers) состоят, по крайней мере в своих верхних и наиболее высоких частях, из твердого кристаллического *фирна,* образованного *медленной* рекристаллизацией годового излишка твердых атмосферных осадков. Температура во всем теле ледника отрицательная до значительной глубины, даже летом.

Полярные ледники в свою очередь можно подразделить на ледники высоких полярных широт (high polar glaciers) и на субполярные (subpolar glaciers). Первые состоят, по крайней мере в области аккумуляции, из твердого фирна с отрицательными температурами, простирающимися до значительной глубины. Как правило, даже летом на этих ледниках нет таяния. Субполярные ледники сложены в области аккумуляции кристаллическим фирном на глубину 10—20 м. Летние температуры вызывают таяние.

Классификация Х. Альманна основана, стало быть, на двух признаках: 1) какова температура ледника? 2) из чего

---

* Это дает нам дополнительный критерий для определения ледника: ледник только такое скопление льда, мощность которого выходит за пределы мощности слоя сезонных колебаний температуры во льду.

слагается его верхняя (в вертикальном профиле) часть — из фирна или плотного льда?

В 1957 г.* А. Коурт предложил различать в ледниках такие части: 1) насквозь тающую (permelting) — проницаемую для талой воды во всей своей толще, 2) повторно замерзающую (refreezing), которая обладает слоем, где талая вода, просочившаяся сверху, вновь замерзает, и 3) нетающую (nonmelting) — ее поверхность не тает и, следовательно, просачивания талых вод не бывает. По мнению автора, так классифицировать можно не только части ледника, но и целые ледники: некоторые могут быть целиком нетающими, другие — насквозь тающими и т. д.

Наиболее совершенна классификация Г. А. Авсюка (1955, 1956), который справедливо полагает, что в конечном счете распределение температуры в леднике обусловлено сочетанием физико-географических факторов, в основном климатических. Оттого и классификация Г. А. Авсюка в сущности географическая, а не чисто геофизическая.

Выделяется пять основных типов распределения температур в толще ледников:

I. *Сухой полярный.* Во всей толще ледника температура ниже точки плавления льда и несколько ниже средней годовой температуры воздуха в данной местности. Колебания температуры в верхних слоях ледника происходят, но максимальная температура никогда не достигает 0°. Глубже 20 м господствует постоянная низкая отрицательная температура. Деятельный (активный) слой делится на два подслоя: верхний, где весной и летом температура выше, а осенью и зимой ниже, чем в нижележащих слоях, и срединный (по отношению к леднику в целом, а по отношению к деятельному слою — нижний), где сезонные колебания температуры еще имеются, но изменение их стратификации выражено менее четко.

Таким образом, в сухом полярном типе три зоны, отличающиеся по температурному режиму:

деятельный слой { поверхностная, срединная, глубинная.

Ледники Антарктиды, Гренландии; верховья ледников на очень высоких (6000—7000 м) вершинах, таких, как Эверест, Хан-Тенгри и др.

II. *Влажный полярный.* По своим особенностям напоминает тип I, но температура воздуха иногда (летом) поднимается выше точки замерзания воды, поэтому лед (правда, на глубину не свыше 1 см) согревается до 0°, и образуется некоторое количество талой воды. Ее так мало, что она не влияет

*The Journ. of. Glaciology, № 21, 1957.

на тепловой режим основной массы льда, и средняя температура последней остается ниже средней годовой температуры воздуха. Талая вода вскоре замерзает вновь в самом поверхностном слое ледника, выделяя немного тепла.

Влажный полярный тип не имеет самостоятельного значения и образует периферию ледников сухого полярного типа.

III. *Влажно-холодный* (в ранней статье — *холодный*). Средняя температура льда выше средней годовой температуры воздуха, хотя обе они, разумеется, отрицательны. В ледниках этого типа три температурные зоны: 1) поверхностная — до глубины проникновения талых вод; в теплое время года температура здесь 0°, в холодное — отрицательная; наибольшие сезонные колебания температуры и изменение ее стратификации в разные сезоны; 2) срединная — от наибольшей глубины проникновения талых вод до нижней границы деятельного слоя; температура льда всегда отрицательная, и ее стратификация постоянна: вверху — более холодные слои, внизу — более теплые; 3) глубинная; температура льда отрицательная.

Верхние части ледников арктических островов, ледники Исландии, Патагонский ледниковый покров и др.

IV. *Морской.* Климат мягкий; зимние холода проникают всего на 10—20 м. Ниже этого деятельного слоя вся масса льда имеет нулевую температуру. Тепловое состояние основной массы ледника обусловлено талыми водами. Различают две зоны: 1) поверхностную, включающую весь деятельный слой; летом здесь 0°, зимой — отрицательные температуры, уменьшающиеся с глубиною («потепление»); 2) глубинную — с температурой всюду 0°.

Ледники Альп, Аляски, Скандинавии, Новой Зеландии и т. д.

V. *Континентальный.* Климатические условия: суровая зима, прохладное лето, большая радиация, мало осадков, отрицательные средние годовые температуры воздуха. Средняя годовая температура льда на всех глубинах отрицательная. Обособляются три зоны: 1) поверхностная, мощностью 5—10 м; температура зимой отрицательная, летом 0°; сезонная стратификация: зимой более холодные слои — верхние, летом — нижние; 2) срединная — от глубины 5—10 м до нижней границы деятельного слоя (15—20 м); температура постоянно отрицательная; стратификация неизменна: вверху — теплее, внизу — холоднее; сезонные амплитуды колебаний температуры невелики и книзу затухают; 3) глубинная — от нижней границы деятельного слоя до ледниковой постели; температура отрицательная и постоянная.

К континентальному типу относится большинство ледников Тянь-Шаня, Алтая, Памира, Канадского архипелага и др.

В температурный режим всех этих типов ледников некоторые поправки вносит тепло, возникающее при движении льда, и тепло, поступающее из земной коры.

Наиболее распространены на земле типы: сухой полярный, морской и континентальный. Остальные в современном оледенении занимают подчиненное положение, будучи, как правило, приурочены к частям ледников, а не к целым ледникам.

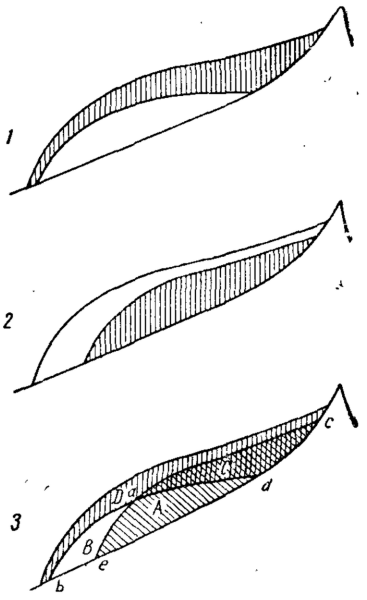

Рис. 47. Распределение температур в гипотетическом леднике *(по Ф. Форелю)*

69. Теоретические представления о распределении температуры в ледниках. Фактических данных о распределении температуры в ледниках настолько мало, что гипотезы по этому поводу пока неизбежны. К одной из самых ранних и, вообще говоря, не утративших значения относится схема Ф. Фореля (Forel, 1884), касающаяся горных ледников.

Предположим, что ледник успел весь за лето приобрести температуру в 0°. Что будет с ним зимой? Очевидно, что верхний слой его промерзнет на тем бо́льшую глубину и до тем более низкой температуры, чем выше (по абсолютной высоте) он расположен. Под этим горизонтом лед сохранит нулевую температуру (рис. 47—*1*).

Представим себе обратную картину: ледник долгое время подвержен действию зимнего холода и успел весь приобрести температуру ниже 0°. Если перенести его в летнюю обстановку, то верхний слой его нагреется до 0°, и толщина этого слоя будет в нижней части ледника больше, чем в верхней. А под ним сохранится лед, имеющий отрицательную температуру (рис. 47—*2*).

Если теперь наложить летние условия на зимние, то получится гипотетическое распределение температур, изображенное на рис. 47—*3*: линия *bad* — это граница влияния зимних температур (граница холодной волны), линия *eac* — граница влияния летних температур (граница теплой волны). линия *bac* — нижняя граница слоя, в котором сказываются сезонные колебания температуры (т. е. граница деятельного слоя).

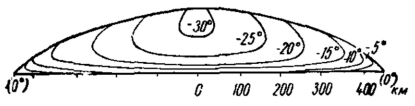

Рис. 48. Схематическое распределение температур в «упрощенном» ледниковом щите, подобном щиту центральной Гренландии (*по Робину*)

Линии эти делят тело ледника на следующие участки: 1) глубокий слой *A*, куда не проникает ни действие летнего тепла, ни действие зимнего холода; 2) слой *B*, куда зимний холод не достигает, но летнее тепло может проникнуть и поднять температуру льда до 0°; иными словами, температура этого слоя равна 0°; 3) слой *C*, куда доходит зимний холод, но не проникает летнее тепло; следовательно, температура его всегда ниже 0°; 4) слой *D*, поверхностный, который летом нагревается до 0°, а зимой охлаждается ниже 0°; максимальная мощность его в точке *a*.

Робин (Robin, 1956) попытался представить распределение температуры и в ледниковом щите, который по своим размерам и по величине годовой аккумуляции снега подобен гренландскому. Он принял во внимание, что на распределение температуры внутри ледникового щита влияют: количество твердых атмосферных осадков, отлагающихся ежегодно на поверхность ледника, теплопроводность льда, приток земного тепла, генерация тепла в результате движения ледника, изменение температуры поверхностных слоев фирна и льда с изменением их высоты над уровнем моря. На основе учета этих факторов Робин построил схему, изображенную на рис. 48.

Аналогичную задачу решил и В. Н. Богословский (1960а, стр. 150—153). Он рассмотрел по отдельности температурные поля, возникающие в ледниковом щите под влиянием теплового потока земли, изменения температуры поверхности и тепла, порождаемого движением льда. Сумма этих частных решений дает общее температурное поле движущегося ледника, образованное всеми действующими факторами, а температурные градиенты равны сумме соответствующих градиентов частных решений.

70. Вода в леднике. В каком количестве имеется вода в леднике и как она там размещается? Речь идет прежде всего о воде в промежутках между зернами, т. е. в монолитной глыбе льда. Представляет ли лед с этой точки зрения «сухое» или «влажное» вещество?

Несомненно, вода просачивается в ледник с поверхности. Но глубоко ли?

Тут в первую очередь надо отличать лед от фирна. Фирн проницаем для воды. По Р. Шарпу (Sharp, 1952), в бассейне питания ледника Сьюорда средняя скорость просачивания (вертикального) талой воды в фирн до глубины 3,4 м состав-

ляла 12 см/час, но у основания фирнового слоя 1948/49 г. из-за его большей плотности и большего числа ледяных прослоек уменьшилась до 6—7 см/час. Максимальный объем просочившейся воды составлял 0,17 $см^3$/час через 1 $см^2$.

Вероятно в фирне происходит и горизонтальное движение воды, но измерить его не удалось. В районе Мирного (Антарктида) скорость просачивания воды в молодом снегу определена в 2,3—2,5 см/час, в старом — 6—7 см/час (Кузнецов, 1960б).

Нетрещиноватый лед воду не пропускает. В 1842 г. на Нижнем Гриндельвальдском леднике в ледяном бугре, окруженном с двух сторон рытвинами, был пробит туннель (длиной 3 м, диаметром 10—30 см) со дна рытвины в глубь основания бугра. На поверхности же бугра выкопаны два углубления емкостью в 60 л. Одно из них наполнили кампешевой краской, другое — индиго, растворенным в серной кислоте и разбавленным водою. Двухдневные наблюдения за льдом нижнего туннеля не обнаружили в нем никаких признаков окрашивания. Не менее убедительны данные Ф. Фореля (Forel, 1887). Для исследования процессов инфильтрации он тоже применял окрашенные жидкости (кармин, анилин и пр.)*. На леднике Аролла Ф. Форель «вынуждал» эти растворы просачиваться в лед под давлением (1,09 атм.), однако без успеха.

Таким образом, вода просачивается в лед только в верхнем его слое и лишь потому, что здесь он разрыхлен таянием и рассечен капиллярными трещинками. В глубоких же горизонтах лед плотнее и монолитнее.

Трещиноватость и разрыхленность верхних слоев льда может привести к существованию на крупных ледниках нормальных грунтовых вод. Летом 1948 г. фирн и лед ледника Сьюорда на глубине 19—21 м и ниже были насыщены водой, и вода на этом уровне стояла в открытых трещинах. В 1949 г. «грунтовые воды» из-за уменьшения таяния лежали глубже — несколько ниже 27 м. По-видимому, уровень их сильно колеблется не только от года к году, но и по сезонам, и если «грунтовые воды» обильны, они могут круглый год питать большие подледниковые потоки (Sharp, 1952).

Известны, однако, опыты, которые говорят как будто в пользу представления о водопроницаемости льда. Л. Агассиц закладывал на леднике буровые скважины на глубину от 4,8 до 60 м, осушал их, а за ночь или за день в них накапливался слой воды (путем фильтрации из стенок) высотой от 0,03 до 6,5 м. При этом количество воды в скважинах, имеющих ра-

---

* Лучше всего анилиновая краска; ее растворяют каплей алкоголя, а затем разбавляют водой.

личную глубину и различный (10—27 см) диаметр, оказалось более или менее пропорциональным площади стенок. Из этих опытов бесспорный вывод только один: во льду есть некоторое количество воды, и он ее отдает. Но отсюда еще не следует, что вода попала в лед путем просачивания. Возможны три способа возникновения воды в монолитной массе льда.

1. Один источник воды в ледниках — давление, особенно значительное в придонных частях. Но оно имеет практическую ценность только при температурах, близких к точке таяния. Если лед очень холодный, то никакие давления, мыслимые в леднике, не помогут его расплавить: чтобы лед начал таять, например, при —7,5°, нужно давление около 1000 атм., т. е. мощность ледника должна быть почти 11 км. По Б. П. Вейнбергу, слой льда, лежащий на глубине z, начнет частично плавиться лишь в том случае, если температура его больше некоторой температуры $\theta_z = -0{,}0074 \frac{z}{11{,}27}$ (где величина 11,27 м есть высота столба льда, производящего давление в 1 атм.)*.

2. В образовании воды в леднике крупнейшую роль должна играть температура. Если бы ледник во всех точках имел температуру плавления льда при соответствующем давлении, он был бы насквозь пропитан водой. Такое его состояние можно назвать, следуя А. Добровольскому (Dobrowolski, 1923), *предельным состоянием* или, пользуясь терминологией Б. П. Вейнберга, *термическим равновесием.* Г. Гесс вычислил, что в этих условиях каждый кубический дециметр льда содержал бы** 0,047 г воды на глубине 11 м, а на глубине 440 м — 1,884 г. Таким образом, увеличение давления вызывает образование около 0,05 г воды на килограмм льда и на одну атмосферу. Вода находилась бы между зернами: каждое из них было бы снабжено тонкой оболочкой жидкости.

В предельном состоянии могут быть только изотермические ледники. В ледниках холодных оно недостижимо.

3. Вода, содержащая в растворе соли, обладает пониженной температурой отвердевания — тем более низкой, чем раствор концентрированнее. Если такой раствор охлаждать, он остается жидким до известной температуры, по достижении которой часть воды вымерзает. Дальнейшее охлаждение вызывает все большее вымерзание воды, раствор становится все гуще, пока при определенных температурных условиях не окажется достигнутой эвтектическая концентрация. С этого момента вода и соль кристаллизуются одновременно, каж-

---

* Коэффициент — 0,0074 лучше заменить коэффициентом — 0,0075 (см. § 8).

** По формуле $\eta = -0{,}007t + 0{,}0004t^2$, где η —содержание воды в смеси воды и льда, а t —температура плавления льда в градусах Цельсия.

дая отдельно (в определенном соотношении), образуя единую массу — криогидрат. Эвтектическая температура для NaCl равна — 21,9° (а концентрация 22,4%), для CaO —0,15°, для KCl —11,1°, для $MgCi_2$ —33,6° и т. п. Следовательно, когда замерзает соленая вода, то возникающие кристаллы льда будут пресными, а соли сосредоточатся в промежутках между кристаллами.

О том, что между ледниковыми зернами есть соленый жидкий раствор, говорили многие гляциологи. В последнее время хорошие экспериментальные доказательства наличия у ледниковых зерен солевой оболочки привел А. Рено (см. § 25). Доказательством служит и тот факт, что в кусках льда, обладающих отрицательной температурой, можно отчетливо обнаружить контуры зерен (чистая вода между зернами не могла бы оставаться жидкой при температурах ниже 0°).

Соли на ледник могут попадать разными путями. Приносят их сюда ветры, дующие с океанов, солончаковых пустынь и степей. Доставляются соли и атмосферными осадками. Кроме того, источником их служит выветривание и выщелачивание обломков горных пород, попавших на ледник.

Толщина пленки солевого раствора между зернами зависит от давления льда, температуры и величины зерен. Зависимость между толщиной пленки и давлением, вычисленная А. Рено (Renaud, 1952a) в предположении, что диаметр зерен составляет 1 см и что в килограмме воды льда содержится 1,2 мг NaCl, такова:

Давление (кг/см²)	Толщина (в мм) пленки, разделяющей зерна
1	0,035
10	0,0035
14,1	0,0025
20	0,0035
40	0,0070

В плотном льду интергранулярная жидкость не передвигается: циркуляция воды в леднике идет только по трещинкам, трещинам, полостям и т. п. Общее содержание интергранулярной воды в ледниках колеблется от 1 до 3%.

В результате тщательных измерений плотности А. Сандстрём пришел к выводу, что в ледниковом льду есть не только обычная вода, но также и тяжелая (D_2O), причем содержание последней доходит до 0,5%, т. е. втрое больше нормального*.

---

* A. Sandström. 1951. Цитирую по библиографической аннотации; самоё статью мне, к сожалению, получить не удалось.

ГЛАВА VII

ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

Движение — основной процесс, управляющий жизнедеятельностью ледника. Оно служит источником энергии для изменений структуры ледникового льда, влияет на его тепловое состояние, разгружает области аккумуляции от льда и производит работу выпахивания ледниковой постели.

71. Скорость движения. Ледники движутся чрезвычайно медленно, но все же с такой скоростью, которую можно обнаружить даже за короткий промежуток времени.

Примерные скорости движения крупных ледников в разных районах земного шара приведены в табл. 14.

Таблица 14

Скорости движения крупных ледников

Район	Скорость движения	
	см/сутки	м/год
Альпы	20—40	80—150
Алтай	20—35	70—125
Тянь-Шань	40—50	140—180
Памир	60—80	220—300
Гималаи	200—350	700—1300
Гренландия:		
ледниковый щит	7—8	25—30
выводные ледники	300—2700	1100—9900
Антарктида:		
ледниковый щит	3—35	10—130
выводные ледники	80—320	300—1200

Обращает на себя внимание существенное различие скоростей движения ледниковых щитов и вытекающих из них выводных ледников. Медленное движение первых М. Меллор (Mellor, 1959a) предложил называть *щитовым течением* (sheet flow), быстрое движение вторых — *потоковым течением* (stream flow).

Приведенные примеры скорости движения ледников говорят только о порядке величин, так как каждый ледник в разных своих точках, в разное время суток, в разные сезоны и в разные годы движется с различными скоростями.

72. Методы определения скорости движения поверхности ледников. Скорость движения поверхности долинного ледника определяют обычно по продольному (осевому) профилю и по поперечным профилям. В фирновой области желательно иметь три поперечных профиля: в верхней части, средней части и на фирновой линии; на ледниковом языке — в средней части, вблизи конца, а также на характерных местах (сужение или расширение долины, выше и ниже ледопада, крутой поворот и т. д.). На ледниковых куполах закладывается радиальный профиль и несколько поперечных к нему на изучаемом участке.

При частых поперечных створах надобность в особом продольном профиле отпадает, так как он составится из срединных точек всех поперечных створов.

Каждый профиль строится путем установки вех с флажками в сделанные для них буровые скважины. Вехи над льдом должны возвышаться на 1,5—2 м. В. Уорд (Ward, 1958) рекомендует буковые бруски квадратного сечения (сообразуясь с диаметром высверленного буром отверстия). Плотно входящие в скважину круглые стержни действуют как поршни, и если в скважине есть вода — их трудно вставить. Алюминиевые трубки хорошо проводят тепло, и по диаметру их нелегко подобрать так, чтобы они в точности соответствовали поперечнику скважины. Впрочем, из алюминиевых трубок можно устраивать легкие пирамиды, обтянутые яркой материей. Скоростные створы составляют и из ярко окрашенных либо занумерованных краской камней, уложенных в одну линию, если есть уверенность, что камни не будут двигаться (скользить по льду).

Частота вех зависит от размеров ледника, но, очевидно, вехи на поперечном профиле должны быть расположены чаще, чем на продольном.

На неподвижном берегу (склоне долины) разбивают базисную линию. Крайние точки базиса необходимо хорошо фиксировать (чтобы над ними можно было центрировать инструменты) — лучше всего отрезком металлической трубы, торчащей из земли на 10—20 см; рядом с трубой устанавливают какой-нибудь приметный знак (пирамидка из камней, краской на скале или неподвижном валуне и т. п.).

Положение вех определяется с базиса прямой их засечкой угломерным инструментом (следует стремиться, чтобы засечки получались под углами в пределах 30—150°), либо графически при помощи мензулы. Еще лучше определять по-

ложение вех стереофотограмметрическим методом: в принципе он такой же, как и способ прямых геодезических засечек, только геодезические измерения заменены фототеодолитной съемкой*.

Смещение вех может быть обнаружено уже через несколько дней после их установки, но вряд ли целесообразно определять скорости чаще, чем раз в 2—4 недели (иначе ошибки измерений могут получиться одного порядка с величиной самих скоростей).

Гораздо сложнее определение скоростей движения поверхности льда в центральных частях ледникового щита, где рельеф ложа полностью погребен под толщами льда и где поэтому над поверхностью ледника не вздымаются никакие естественные реперы, относительно которых можно было бы вести отсчет. В этих случаях положение вех устанавливают точным астрономическим определением их координат.

Описанные выше створы служат обычно для определения средней суточной скорости. Если желательно иметь более подробное представление о характере движения поверхности ледника (например, за каждые сутки отдельно, за разное время суток и т. п.), поступают следующим образом: длинную (3—4 м) топографическую рейку, разделенную на сантиметры, неподвижно укрепляют так, чтобы она лежала на узком ребре вдоль оси ледника и параллельно его поверхности. На берегу ставится зрительная труба (с нитями), которую закрепляют намертво. Отсчет ведут каждый раз по вертикальной нити, не сдвигая с места ни прибор, ни рейку.

В зависимости от удаления трубы до рейки точность отсчета меняется. На близком расстоянии можно свободно делать отсчеты до 0,1 см. Очевидно, рейка годится до тех пор, пока вся ее длина не пройдет перед нитью зрительной трубы, т. е. рейка может служить, в зависимости от скорости движения ледника, 20—100 дней.

Пользуясь такими рейками на леднике Шокальского (Новая Земля), Н. М. Сватков (1960б) вел отсчеты в зрительную трубу теодолита или нивелира через каждые 2—3 часа; расстояние до реек было 275—720 м, и точность измерения одного смещения не ниже ±1,5 см. Ошибки измерения получаются при произвольных поворотах труб от ветра, при кручении штативов от неравномерного нагревания их солнцем и при наклоне приборов из-за оседания грунта под треногами. Избежать влияния ветра можно лишь надежным закреплением всех стопорных винтов приборов. Возможность двух других ошибок устраняют перед началом каждого наблюдения, тщательно исправляя наклоны прибора (если этот наклон возник) по уровням при подставках.

На ледниках с хорошо развитыми гороритмическими огивами годовая скорость движения ледника узнается измерением расстояния между вершинами соседних огив.

* Подробности см.: Г. Авсюк, 1948а; Г. Кравцов, 1962, стр. 230—231.

Для быстрого определения скорости движения ледника пользуются своеобразными «ледниковыми часами» — *криокинеметрами.* Криокинеметр, приспособленный для непрерывной записи, называется *криокинеграфом.*

Криокинеметр, сконструированный Швейцарской ледниковой комиссией, — это металлическая прямоугольная коробка (7×5×2,5 см), на двух узких сторонах которой два гнезда с нарезкой, отвечающей нарезке штатива обычного фотоаппарата. Одно гнездо помещается на короткой стороне, другое — на длинной, чтобы прибор можно было ставить как удобнее. Из одной крышки коробки выдается главная ось; на нее неподвижно насажен блок (диаметром около 16 мм) с плоским желобом. Вращение этого валика при помощи увеличительного механизма передается стрелкам двойного циферблата, который помещается за целлулоидным окошечком на противоположной стороне аппарата. Главный циферблат диаметром в 35 мм, разделен на 100 равных частей, занумерованных через каждый десяток. Легко отсчитывается полделения. Малый циферблат суммирует десять оборотов главного (большого). Одно деление главного циферблата соответствует смещению обода блока на 0,1 мм.

Подставкой криокинеметра служит тренога фотоаппарата, теодолита и т. п. Передаточная нить (проволока) наматывается на один оборот на блок. На одном ее конце — бронзовый грузик весом в 200 г; он поддерживает нить, свисающую совершенно свободно, в натянутом положении. Грузику придана форма катушки, чтобы на нее можно было намотать излишек проволоки (или всю, когда прибор не работает). Другой конец проволоки связан с якорем — полым металлическим цилиндром высотой около 12 см (диаметром 3,5 см), несколько расширяющимся кверху. В этой расширенной части сделан венец из дырочек. Нить закрепляется в одной из них узлом.

Во льду высверливают отверстие (соответствующее диаметру цилиндра) и ставят в него вертикально цилиндр, наполненный охладительной смесью (2 части мелконакрошенного льда и 1 часть поваренной соли), предохраняющей лед от таяния, а якорь — от выпадения из гнезда.

Якорь укрепляют на каком-нибудь выступе конца ледника, а криокинеметр — на земле перед концом ледника. Схема действия прибора очень проста: ледник продвигается вперед, проволока, связывающая его с аппаратом, от этого ослабляется, но тотчас же через блок оттягивается грузиком книзу; вращение блока передается валику, а от последнего через механизм — стрелкам циферблата. Чувствительность прибора такова, что 1—2-х часов уже достаточно для получения заметного отсчета (Mercanton, 1935).

Криокинеметр (и криокинеграф) этой конструкции может мерить скорость движения ледника только по его краю, так как при длине проволоки, превышающей 10 м, получаются крупные ошибки (длина проволоки под влиянием температурных колебаний изменяется).

Чтобы избежать подобного недостатка, Р. Гэлловей (Galloway, 1956) предложил несколько видоизменить схему криокинеграфа. Аппарат устанавливают на трубках, глубоко погруженных в лед и заполненных замораживающей смесью льда и соли. От горизонтального блока *B* прибора к двум точкам *A* и *C* склона долины протягивается длинная упругая проволока (например, струна длиною 500 м) как показано на рис. 49. Длины *AB* и *BC* равны, высоты точек *A* и *C* над *B* одинаковы — это обеспечивает одинаковое натяжение обеих половин проволоки, свободно висящей над поверхностью льда. Движение ледника увлекает аппарат с блоком *B* и заставляет блок вращаться в соответствии со скоростью движения ледника; блок (диаметр его 8 см) соединен с барабаном (диаметром 20 см), обернутым бумагой, на которой перо, связанное с часовым механизмом, чертит линию.

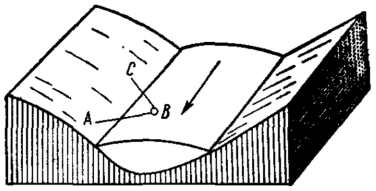

Рис. 49

Если температура воздуха повышается, проволока просто больше провисает, и это никак не влияет на отсчеты. Искажения могут получиться лишь тогда, когда вдоль *AB* температура меняется иначе, чем вдоль *BC*. Во избежание этого *AB* и *BC* располагаются как можно ближе друг к другу (однако так, чтобы угол между ними был не меньше 60°), а прибор помещают на затененной стороне ледника.

По мере движения ледника сторона *AB* укорачивается, *BC* удлиняется, и тогда при данном повышении температуры *BC* расширяется больше, чем *AB*, что может внести ошибку в запись, если разница в длине *AB* и *BC* превысит 10 м. Чтобы избежать этого, блок *B* надо переставить (либо с самого начала сделать *AB* на 10 м длиннее, чем *BC*).

Причиной ошибок в показаниях прибора может быть и ветер, так как он меняет натяжение проволоки. Прибор успешно работает в тихую погоду или когда ветер дует параллельно оси ледника. Аппарат, конечно, не может учитывать движение льда вбок или вверх по течению ледника (это отразится только на регистрации им скорости движения вниз по течению: запись покажет уменьшенное значение скорости). Но этот недостаток пока непреодолим.

По сообщению Ж. Трикара и А. Кайе (Tricart et Cailleux, 1953, fasc. 1, № 2, стр. 110) (к сожалению, без ссылки на источник и без каких-либо технических подробностей), на леднике Горнер в августе 1952 г. был испробован аппарат для точного и быстрого измерения ничтожно малых смещений льда. Под микроскопом, неподвижно установленным на скале, наблюдали движение иглы, которая была связана плечом с жесткой рамкой, вмонтированной в лед. За 72 сек. зарегистрировано смещение в 100 мк, или 0,1 мм.

Полученные измерением данные удобно для наглядности изобразить графически. На оси абсцисс откладывают расстояния соответствующих вех от левого (или правого) края ледника, а на оси ординат — перемещение данной вехи за определенный промежуток времени (год, месяц, сутки, час). Соединив концы ординат всех точек, получают ломаную линию, которую затем, отбрасывая выпадающие точки, можно сгладить и превратить в плавную кривую — эпюру скоростей на поверхности в данном поперечном створе ледника (рис. 50).

При большом количестве измерений на поверхности ледника, точки с одинаковыми скоростями движения можно соединить линиями, которые, по предложению Х. Альманна (Ahlmann, 1948), называются *изотахитами* (isotachytes).

73. Методы определения скорости трехмерного движения ледников. Лед может двигаться не только вниз по течению ледника, но также в стороны, вверх по течению и вертикально (воздымание. погружение). Методы определения скорости

трехмерного движения ледников стали разрабатываться сравнительно недавно.

В наиболее общей форме метод заключается в следующем. На склоне долины между концами двух поперечных скоростных створов ледника разбивают базис длиною около 1 км. Располагают его так, чтобы треугольник, образуемый базисом и двумя линиями из его концов на среднюю веху каждого поперечного створа, был почти равносторонний; это обеспечит наибольшую точность определения местоположения каждой вехи. Один из концов базиса принимают за начало трехмерной прямоугольной системы координат, линию базиса — за положительную ось y, параллельную оси движения ледника, ось x считается положительной в направлении вправо поперек ледника; ось z отрицательна по направлению книзу. Из треугольника, образованного линией базиса и вехой, координаты x, y и z вехи вычисляются в начале и в конце периода наблюдений (теодолитом) за движением ледника. Таким путем могут быть получены абсолютные значения смещения каждой вехи для каждого из трех направлений x, y и z, причем, очевидно, вертикальный компонент движения ледника определяется величиной поднятия или опускания верхушки вехи*.

Для анализа движения затем можно использовать: величину вектора скорости v (в м/год), который равен $\sqrt{v_x^2 + v_y^2 + v_z^2}$; угол φ (в градусах) между v и положительной осью y, измеренный по часовой стрелке; угол β (в градусах) между v и поверхностью ледника.

Если из вертикального компонента движения вычесть произведение скорости горизонтального движения вехи (за тот же промежуток времени, для которого вычислен вертикальный компонент) на тангенс угла наклона поверхности ледника (при этом наклон поверхности в направлении движения ледника считается отрицательным), получим *поверхностный компонент движения* (surface component), т. е. вертикальное поднятие или опускание поверхности ледника, обусловленное движением льда, если бы не было абляции (Paterson, 1961).

74. Методы определения скорости движения внутренних частей ледника. Простейший, но трудоемкий метод: закладывают глубокую шахту и устанавливают на ее стенках по отвесной линии вбитые в лед или фирн марки (колышки, шпильки, булавки, винты) на определенных расстояниях друг от друга. Чем детальнее исследование, тем меньше это рас-

* Чтобы получить величину собственного вертикального движения льда, необходимо вычесть из наблюденного движения величину искажающих факторов (абляции, уплотнения и т. п.)

стояние (в отдельных случаях — 1 см). Через некоторое время положение линии марок сравнивают с отвесной линией и тем самым устанавливают, насколько головка каждой марки сместилась вправо или влево от вертикали.

Измерение движения льда на больших глубинах требует уже закладки буровых скважин. В скважину вставляют тонкую (около 5 см диаметром) стальную или дюралюминиевую трубу из отдельных (по 5—7 м), свинченных при помощи водонепроницаемых соединений звеньев, определяют электроинклинометром (опускаемым в трубу через интервалы в 10—15 м) первоначальный наклон скважины и строят по этим данным ее вертикальный профиль*. Определяется также положение выхода скважины на поверхность ледника. Через некоторое время вновь измеряют наклон скважины на разных глубинах и получают ее новый вертикальный профиль.

Сравнение профилей позволит сделать необходимые заключения, так как ледник при движении изгибает трубу в соответствии с разными скоростями движения, господствующими на разных глубинах. Труба должна быть прочной (чтобы противостоять гидростатическому давлению льда на больших глубинах, т. е. не сплющиваться), гибкой (чтобы следовать за движением льда) и легкой.

Высказывались опасения, что изменение положения обсадных труб в буровых скважинах не дает правильной картины распределения скоростей по вертикали. Если трубы доходят до ледникового ложа, они тормозятся при движении. Кроме того, в своем движении они могут отставать от той массы, в которую погружены, так как на значительных глубинах пластический лед в состоянии обтекать жесткое тело трубы.

Однако соображения эти недостаточно обоснованы. Трубу после погружения ее до дна скважины приподнимают (извлекают) на 50—70 см и закрепляют на большой стальной пластине на поверхности ледника (чтобы при движении она не могла царапать ложе ледника), а недели через две буровая скважина смыкается вокруг трубы, и последняя оказывается очень прочно схваченной льдом. Произведены также подсчеты (Gerrard, Perutz and Roch, 1952, стр 551—555), показывающие весьма малую вероятность обтекания льдом жесткой трубы. Наибольшая кривизна трубы в одной скважине на Юнгфрауфирне соответствовала радиусу около 100 м; если лед был бы жидкостью с вязкостью в 10^{14} пуазов, то сила, необходимая для изгибания трубы в окружность радиусом в 100 м, оказывается в 100 тыс. раз меньше, чем сила, необходимая для того, чтобы тянуть любую существенную часть трубы *сквозь* лед.

Удобные условия для измерения скоростей в глубинных частях ледников создаются в ледниковых туннелях. Способы измерения — те же, что и в шурфах или шахтах, но здесь реперы можно расположить также и вдоль туннеля, на разных расстояниях от входа**. Смещение реперов в таких про-

* Точность отсчета инклинометров разных систем от 1° до 0,1°.

** Подробнее см. у Д. Глена (Glen, 1956, стр. 736—737).

дольных рядах определяют при помощи нивелира и мерной ленты. Создание туннеля, конечно, несколько искажает естественную обстановку в толще ледника; можно, однако, надеяться, что это сказывается лишь на деталях, а не на общей картине.

В связи с измерением скоростей в туннелях ведутся и наблюдения над деформацией самих этих сооружений. Один из новейших методов: на гладкую отвесную стенку туннеля портативной электрической пилой наносят вертикальные и горизонтальные борозды глубиною в 1—2 см на расстоянии 20 см одна от другой — так, чтобы получилась квадратная решетка со сторонами в 1 м. В борозды закладывают окрашенные влажные веревки и вмораживают их в лед, обрызгивая холодной водой. Решетки фотографируются через определенные промежутки времени и изучаются. Отклонение линий в решетке от горизонтали или вертикали, вертикальное или горизонтальное сжатие либо растяжение решеток в целом послужит ценным материалом для анализа (Butkovich and Landauer, 1959).

Постепенно для изучения скоростей движения в глубинных частях ледника начинают применять электрофизические методы.

О применении электрометрии к определению толщины ледников мы уже упоминали. Б. А. Боровинский и К. Г. Макаревич (1959) указали на возможность измерить скорость движения льда в толще ледника путем изучения электрического поля, созданного электродом, введенным в скважину. Электродами служат железные болванки. Гирлянда таких болванок с припаянными к ним питающими проводами была опущена на Центральном Туюксуйском леднике в августе 1958 г. в скважину глубиною в 52 м, после чего скважина была залита водой и заморожена. Измерение электрического поля от каждого из электродов в начале наблюдений и повторно через 190 дней показало, что электроды на разных глубинах перемещались с разной скоростью

Р. Миллекан и М. Лафарг предложили электроакустический метод (1958). На леднике Мер-де-Гляс ниже Монтанвера пробурены 4 скважины глубиною по 140 м и диаметром по 8 см каждая. Они ограничивают вертикальную призму льда с основанием в форме квадрата со сторонами по 10 м. В каждую скважину через каждые 10 м по глубине были заложены керамики — всего 56 штук. Маркированные провода, заключенные в пластическую оболочку, могут соединять по желанию одну или несколько керамик с электронной аппаратурой, смонтированной в палатке на поверхности ледника. Таким образом, в теле ледника образовалась сеть, каждый узел которой представлен керамикой.

В качестве излучателя и приемника ультразвуков авторы использовали пьезоэлектрическую керамику титаната бария. Исследование заключается в точном измерении времени прохождения ультразвукового сигнала от керамики, служащей излучателем, к другим керамикам, служащим приемниками. Измерения производят через правильные промежутки времени (каждые 24, 12, 6 часов и т. д.). Время распространения сигнала позволит узнать расстояния, разделяющие керамики, и последующее изменение этих расстояний.

Преимущества метода: высокая точность регистрации абсолютных и относительных смещений реперов; реперы (керамики) настолько малы, что

их можно рассматривать как геометрические точки, которые не вносят никаких искажений в заключающую их среду.

Для измерения скорости поверхностных (не глубже 10 м) слоев фирна Л. Лльбутри (Lliboutry, 1961) рекомендует закладывать в буровые скважины намагниченные, слепые с обоих концов, стальные трубы (диаметр 6—7,5 см, длина 2 м) и затем определять магнитометром их местоположение, отклонение от вертикали и глубину залегания.

75. Определение скорости движения по формулам. Этот способ наименее надежный. Мы здесь только констатируем его и приводим для иллюстрации некоторые примеры. Используют иногда формулу М. Лагалли, упрощенную Р. Финстервальдером (см. § 60), из которой скорость движения U_0 поверхности ледника получается

$$U_0 = \frac{z^2 \sin \alpha}{8,4^2}.$$

Скорость v движения поверхности ледника можно определить и из формулы Робина, приведенной в § 67. Пример: пусть $\gamma = -5°/100$ м, $\alpha = 13 \times 10^{-3}$ градусов, $\lambda = 1,3°/100$ м и $A = 0,30$ м, тогда $v = 90$ м/год.

М. Мейер (Meier, 1958, стр. 507) отмечает, что если скорость $\dot{w}$ раскрывания (увеличения ширины) трещины на леднике сравнительно постоянна (она измеряется в миллиметрах за сутки или в метрах за год)*, то можно найти простое соотношение между скоростью v движения льда, расстоянием s между трещинами и шириной w двух последовательных трещин:

$$v = \frac{\dot{w}s}{w_1 - w_2}.$$

Эта формула позволяет определять скорость движения как горных ледников, так и ледниковых щитов.

76. Распределение скоростей в леднике. Движение долинного ледника внешне во многом сходно с течением водного потока. Ряд вех, установленных в одну линию поперек ледника на его поверхности, со временем оказывается изогнутым, подобно огивам, в виде кривой, выпуклой вниз по долине: как правило, скорость движения льда постепенно, без скачков, уменьшается от середины к краям в результате трения ледника о борта занятого им русла. Наиболее характерная форма этой кривой (независимо от того, простой ледник или сложный) близка к трапеции, как это можно видеть на рис. 50 (кривая TT) или на рис. 51.

* Например, в районе Мирного, как показали измерения при помощи специально сконструированного самописца, она весьма равномерна, постоянна и составляет в среднем 5 см в месяц независимо от времени года (Вялов и Чернигов, 1960).

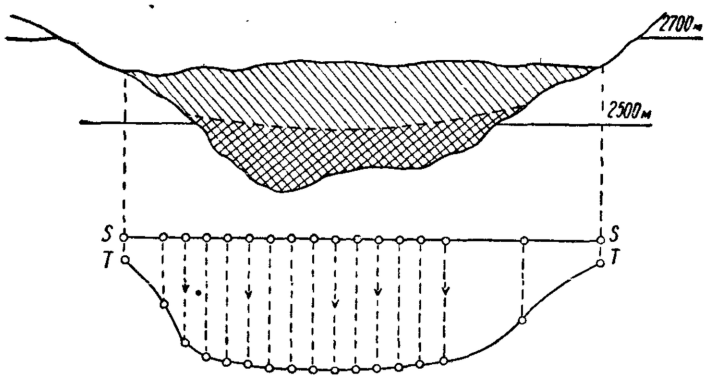

Рис. 50. Поперечный профиль долинного ледника и кривая распределения скорости на его поверхности *(по Г. Гессу)*

Следовательно, на обыкновенных ледниках осевая часть движется быстрее, чем другие. Но на очень широких ледниках обнаруживают иногда две или более главные скоростные линии, между которыми продольно располагаются поясы с меньшей скоростью. Например, у ледника Фрейя в Гренландии две зоны максимальной скорости, разделенные зоной меньшей скорости (не считая малых скоростей по краям ледника). На профиле шириною в 760 м первая зона наибольшей скорости (I) отстояла от правого края ледника на 360 м, вторая (II) — на 600 м, более медленная (между ними) — на 470 м. За три недели рейка продвинулась в зоне I на 203 см, в медленной зоне — на 80 см, в зоне II — на 209 см (Battle, 1951). На леднике Иныльчек даже несколько зон максимальной скорости, так как у каждой из многочисленных индивидуальных «струй», слагающих ледник в общем ложе, скорость течения

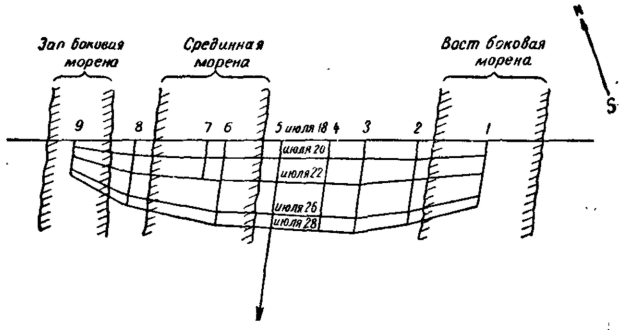

Рис. 51. Диаграмма скоростей движения различных точек на поверхности ледника Нисквалли *(по Леконту)*. Масштабы расстояний и скоростей, естественно, разные

в середине больше, чем по бокам, т. е. на границах с соседней струей (Avsiuk, 1958a).

Важно отметить, что хотя средние части ледника и движутся быстрее боковых, но максимальная скорость движения характеризует не ось ледника. Линия наибольшей скорости — своего рода «ледниковый стрежень» — смещается то к правому, то к левому берегу, в зависимости от изгибов ледника, приближаясь к «подмываемому» берегу ледниковой долины. Явление это Агассиц назвал «миграцией центра». Термин «смещение стрежня», пожалуй, был бы лучше. Тиндаль на Ледяном море (Мер-де-Гляс) установил, что линия наибольшей скорости есть кривая более извилистая, чем долина ледника: она неоднократно пересекает ось ледника на каждой точке обратного изгиба. Из этого правила бывают исключения.

Если в осевой части ледника скорость движения больше, чем по бокам, то очевидно, что за одинаковое время частица льда в середине ледника пройдет больший путь, чем частицы по краям ледника. Следовательно, в поперечном сечении ледника, перпендикулярном к направлению его движения, лед в середине *более молодой*, чем по бокам.

Линия наибольшей скорости совпадает с зоной наибольшего поднятия поверхности — это одна из причин того, что поперечный профиль долинного ледника чаще всего выпуклый. Впрочем, как отметил Хейнсхеймер (Heinsheimer, 1948), форма этого профиля определяется главным образом условиями питания ледника. При ослаблении питания из фирнового бассейна мощность молодого льда в осевой части ледника уменьшается, а на боках, питаемых старым льдом (т. е. возникшим в предыдущие, обильные осадками годы), останется неизменной — в этих условиях поперечный профиль ледника делается *вогнутым*, и лед получает тенденцию к очень медленному стеканию в поперечном направлении в сторону осевого понижения. При усилении питания ледника начнется усиленное поступление материала в его срединную часть. Результат: при увеличении мощности льда в осевой части поперечный профиль получает *выпуклую* форму и возникает тенденция к движению льда от середины к бокам (помимо обычного движения вниз по долине).

Весьма любопытно распределение скоростей на поверхности ледника по продольному профилю. Обычный случай: на обоих концах горного ледника скорости равны нулю; от головы ледника в сторону фирновой линии скорость увеличивается, достигает максимума несколько ниже фирновой линии и затем постепенно уменьшается к концу ледника. В ледниковых щитах скорость движения увеличивается от центральных частей к периферическим.

На Большом Талдуринском леднике (Алтай) наибольшая скорость движения (35 см/сутки) зафиксирована вблизи фирновой границы (Кравцов, 1960). Как распределяется средняя годовая (за период с июля 1956 по март 1958 г.) скорость движения вдоль Центрального Туюксуйского ледника в верховьях Малой Алматинки, видно из табл. 15 (Барвенко, 1959, стр. 206) (здесь створ № 7 лежит почти на фирновой линии).

Таблица 15

Распределение скоростей на поверхности Центрального Туюксуйского ледника по продольному профилю

Номер створа	Расстояние от конца ледника (в м	Средняя годовая скорость по всему створу (в м)
1	189	0,03
2	376	2,44
3	637	5,80
4	1047	17,48
5	1629	21,57
6	1957	15,36
7	2477	12,23

На некоторых выводных ледниках Гренландии скорость увеличивается к концу ледника. Но это относится к ледникам, концы которых находятся частично или полностью на плаву; это резко уменьшает в них сопротивление движению.

Выше мы рассмотрели распределение скоростей по продольному профилю на поверхности ледника. К сожалению, еще неизвестно, как эти скорости распределяются по продольному профилю во всей толще ледника. Некоторые гляциологи (см. § 92) считают, что линия максимальной скорости проходит то вблизи поверхности ледника, то вблизи его дна, в зависимости от рельефа последнего: над подледными порогами и на ложе с однородным уклоном максимальная скорость приурочена к поверхности ледника, а в вогнутых частях ложа (в цирках и бассейнах) линия максимальных скоростей лежит в придонных слоях ледника (рис. 52). Эта схема не доказана. Фактические данные (правда, весьма еще скудные) скорее опровергают ее, чем поддерживают.

Всякое сужение ледника вызывает увеличение скорости в данном месте, всякое расширение — понижение скорости. Кроме того, быстрота течения ледника зависит от угла его

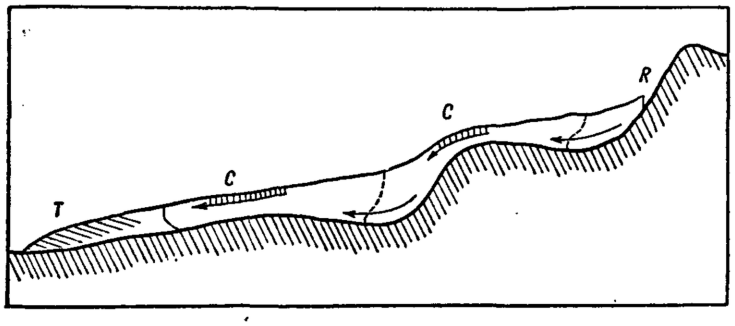

Рис. 52. Гипотетическое распределение наибольших скоростей в леднике *(по Ф. Мэтсису и др.)*:

R — подгорная трещина; *C* — трещины; *T* — плоскости надвигов; стрелки — линии максимальных скоростей; пунктир — вертикальное распределение скоростей

падения и от массы (мощности) льда*. При одинаковых уклонах крупный ледник будет двигаться быстрее, чем малый. При одинаковых массах бо́льшая скорость движения наблюдается у круче падающих.

Так как уклоны ложа и поверхности ледника изменяются (крутые чередуются с пологими), то даже смежные по продольному профилю части ледника могут двигаться различно: в зависимости от того, какой из соседних участков обладает большей скоростью, задний или отстает (отрыв от переднего, трещины) или наползает на впереди лежащий (вспучивание льда в форме пологих поперечных валов или надвиги по плоскостям разрыва).

Зависимость активности движения от мощности ледника объясняет нам распределение скоростей по продольному профилю: к концу ледника толщина его становится меньше, а вместе с нею уменьшается и скорость движения. Резкое сокращение мощности льда приводит к тому, что лед становится мертвым, т. е. неподвижным.

Замечено, что скорости движения поверхности ледника вообще весьма чувствительны к изменениям толщины ледника: так, на леднике Хинтерейсфернер увеличение мощности льда на 25% ускорило движение ледника в 10 раз (Gerrard, Perutz and Roch, 1952). По подсчетам Э. Оровена, увеличение веса ледника на 1% может вызвать прирост скорости его движения на 100% (Sharp, 1954, стр. 830).

Вместе с тем это правило, по-видимому, к полярным ледникам неприложимо: ледниковые щиты, несмотря на их огромную мощность, движутся крайне медленно. Не потому ли, что движение горных ледников управляется в основном уклоном ложа, а движение ледниковых щитов — уклоном поверхности льда? Или, быть может, ледниковые щиты заторможены в своем движении какими-то другими факторами, например, вогнутой формой своей постели или наличием вокруг них горного барьера? Все это нуждается в дальнейшем изучении.

До недавнего времени почти ничего достоверного не было известно о вертикальном распределении скоростей в теле ледника. Догадывались, что скорость должна убывать от поверхности ледника к его дну (по той же причине, что и на поверхности от середины к краям). Ныне благодаря закладке многочисленных буровых скважин и сооружению туннелей в ледниках накопился и некоторый фактический материал. Этот материал подтверждает теоретические предположения.

В туннеле на нижнем леднике Аролла (у подножия ледопада) на контакте со скалистым ложем скорость движения

* Уклоны ледников в среднем 3—7°, но бывают и до 25—30°.

льда около 3 см/сутки, а на поверхности ледника — 15 см/сутки (Haefeli, 1951). В фирновом поле Алечского ледника скорость правильно уменьшается с глубиною.

В 1948 г. на Юнгфрауфирне на глубину в 130 м была погружена в лед стальная труба. Изменение положения и вертикального профиля этой трубы за 3 года показано на рис. 53. Видно, что скорость движения льда постепенно убывает с глубиною, и внутри ледника нет никаких признаков существования быстро текущих слоев (Perutz, 1950a, 1953, 1954). Около половины поверхностной скорости ледника обусловлено течением внутри льда, а другая половина — скольжением по ложу или, возможно, течением, сконцентрированным в тонком придонном слое льда (Gerrard, Perutz and Roch, 1952, стр. 552).

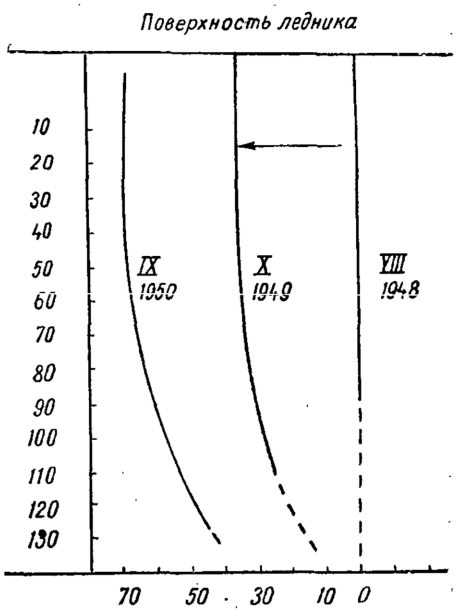

Рис. 53. Распределение скоростей движения льда в Юнгфрауфирне по вертикали *(по М. Перутцу)*.

Линии показывают изменение положения и формы стальной трубы в скважине за три года. Стрелка — направление движения льда. По оси абсцисс — величины перемещения в метрах, по оси ординат — глубины в метрах

Еще более глубокая (495 м) скважина заложена была в 1956 г. вблизи фирновой линии ледника Сомон в Британской Колумбии. За 94 дня (с начала мая по начало августа) величины смещения, по данным В. Мэтьюза (Mathews, 1958, 1959), оказались*:

На глубине (м)	Перемещение (м)
0	21,18
267	19,81
305	18,29
396	15,24
475	9,45
Дно (экстраполяция скорости скольжения)	7,62

* У автора в футах. Мы перевели в метры (1 фут=0,305 м).

Стальная труба доходила только до глубины около 480 м; здесь скорость составляла 45% от поверхностной (равной 0,225 м/сутки).

Исследования Б. А. Боровинского (1957) и Б. А. Боровинского и К. Г. Макаревича (1959) на Центральном Туюксуйском леднике (с применением электрометрии) в скважине глубиною в 52 м дали аналогичные результаты. Так, поверхность ледника (устье скважины) за 190 дней продвинулась на 2,26 м, а придонный слой — на 1,49 м, что составляет 66% от поверхностной скорости. Точки на глубинах 11, 17, 26, 34, 46 и 52 м отстали за этот период соответственно на 6, 15, 35, 50, 70 и 77 см от устья скажины.

Изучение в течение трех лет вертикального распределения скоростей на леднике Таку (Аляска) показало, что поверхностная скорость лишь немногим больше, чем на глубине 75 м (Miller, 1958a); глубина 75 м — это всего 25% мощности ледника в месте наблюдения.

Нам известны три случая, когда движение льда в придонных слоях оказалось быстрее, чем в поверхностных. Г. Кароль (1945—1947 гг.) обнаружил это в Гриндельвальдском леднике. Нижний конец трубы, вставленной в скважину на глубину 305 м в центре ледника Маляспина летом 1951 г., за год переместился на 1,75 м дальше, чем верхний конец той же трубы (Sharp, 1953, стр. 184). По свидетельству Д. Мак-Колла, скорость поверхностных слоев льда была чуть меньше скорости придонных и в одном из каровых ледничков Ютунхейма (Lewis, 1960, стр. 42—44).

Из приведенных материалов видно, что скорость движения ледника в придонном его слое не равна нулю. Это значит, что ледник движется во всяком случае не как вязкая жидкость, прилипающая к стенкам сосуда, и что, помимо течения льда, обусловленного его деформациями внутри ледника, существует и *скольжение* ледника по его ложу. По Г. Гессу (Hess, 1935, стр. 8), скольжение (gleitenden Bewegung) составляет более двух третей всей скорости поверхности ледника — от 70 до 100%. В леднике Аролла, поверхностная скорость которого 53 м/год, скольжение по ложу составляет 20% этой величины. Гораздо большее значение наблюдал Мак-Колл (Mc Call, 1952, стр. 126) в одном каровом леднике. При поверхностной скорости 2,4 м/год скольжение по вогнутому ложу (на глубине 50 м) поглотило 90% этой величины. На леднике Хайуэй (о. Баффина) из общей средней скорости движения поверхности ледника 56 м/год приходится отнести 49 м/год за счет скольжения ледника по ложу (Ward, 1955).

Проблема скольжения ледника по своему ложу все еще не решена, так как очень трудно непосредственно измерить это скольжение. Это возможно

только в специально сооруженных ледниковых туннелях. Однако известное представление о скольжении по дну может дать скольжение ледника вдоль склонов долины.

Английская экспедиция на ледник Аустердальсбре (Норвегия) отыскала по бокам ледника несколько мест, где лед непосредственно соприкасался со скалистым склоном (без промежуточной между ними моренной «прокладки»). Во всех этих местах (кроме одного) обнаружилось скольжение ледника вдоль склона. Например, на правом крае ледника точка, находившаяся в расстоянии всего 1,15 м от скалистого склона долины, двигалась со скоростью в среднем 26 см/сутки. На левом крае точка, отстоящая на 15,3 м от скалистого склона, проходила в среднем по 20,7 см/сутки. В то же время три точки на осевой линии ледника, расположенные вниз по течению, имели суточную скорость, соответственно, 95 см, 39,8 см и 19,4 см. Таким образом, скорость вдоль склона долины — того же порядка, что и скорости движения поверхности ледника в его осевой части. Наличие больших скоростей на непосредственном контакте льда и скального борта долины как будто говорит, что и на контакте льда с ложем могут быть такие же скорости, т. е. может происходить скольжение ледника по ложу (Glen and Lewis, 1961).

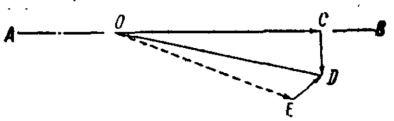

Рис. 54. Относительное перемещение потолка и пола в туннеле, заложенном в каровом леднике:

O — начальное положение; *AB* — центральная линия на леднике; *OC* — продольное смещение; *CD* — поперечное смещение; *OD* — абсолютное смещение колышков потолка; *OE* — абсолютное смещение колышков пола; *ED* — относительное смещение

При измерениях скорости на поверхности ледника обычно не принимают во внимание ни питания, ни абляции. На самом же деле, любой объем льда, помимо того, что он имеет скорость, параллельную поверхности ледника, в зоне аккумуляции погружается, а в зоне абляции «всплывает». Эта вертикальная составляющая скорости может достигать нескольких метров в год и особенно значительна она на оконечности ледника.

В двух туннелях, пробитых в небольшом норвежском каровом леднике, удалось наблюдать, что основание ледника не всегда движется в том же направлении, что и поверхность (неровности дна вызывают дивергенцию векторов скорости в горизонтальной плоскости). В качестве иллюстрации может служить относительное перемещение потолка и пола в одной из ниш нижнего туннеля, изображенное на рис. 54 (в начальном положении колышки в потолке ниши лежали на одной вертикали с колышками, забитыми в пол ниши).

На леднике Хайуэй на двух поперечных створах, расположенных на расстоянии 870 м один от другого, измерены вертикальные смещения 8 точек за 38 дней. Точки *A* и *α* — на правом краю ледника, точки *D* и *δ* — на левом. Результаты приводим ниже (Ward, 1955):

Точки I профиля :	*A*	*B*	*C*	*D*
Вертик. движение (в м):	+0,3	—0,3	—0,4	+0,2
Точки II профиля	*α*	*β*	*γ*	*δ*
Вертик. движенне (в м):	+0,0	—0,3	—0,0	+0,1

Видна определенная закономерность: в середине поперечного профиля ледника обнаруживается тенденция к движению льда вниз, по краям — вверх.

По измерениям А. Бауэра, средняя скорость ледника Эке в Гренландии 3 м/сутки в горизонтальной плоскости и 0,3—0,4 м/сутки по вертикали

вниз, причем понижение поверхности льда — это ее собственное движение, а не понижение в результате абляции, которой в это время (сентябрь) не было (Bauer, 1955б, стр. 65—66, 69).

На Юнгфрауиохе в продольном туннеле, вытянутом с востока на запад, за 1950—1954 гг. обнаружены его смещения по трем координатам (Haefeli and Brentani, 1956). Западный и восточный концы туннеля остались неподвижными, а средняя часть выгнулась к югу в горизонтальной плоскости (с наибольшей скоростью 33 см/год). Смешение замечено было и вдоль главной оси туннеля — от запада, где возникла область растяжения, к востоку, где образовалась область сжатия; лед двигался, таким образом, между двумя «заякоренными» (примерзшими к скале) концами туннеля. Смещение пола и потолка туннеля вниз в вертикальной плоскости с 1950 по 1953 г. местами составило (опять-таки в средней части туннеля) почти 50 см. Следовательно, средняя часть туннеля имела весьма сложное движение: по горизонтали — к югу и к востоку, по вертикали — книзу.

Не менее сложным оказалось движение льда, наблюдавшееся в туннеле на леднике Аустердальсбре (Glen, 1956). За 10 дней тыльная часть туннеля сравнительно быстро опустилась по отношению к передней (где вход), а кроме того, ось туннеля несколько изогнулась в форме антиклинали в вертикальной продольной плоскости. Произошло также горизонтальное смещение в туннеле вдоль его оси: колышки в стене туннеля приблизились (на 3,2—7,3 см) друг к другу, т. е. обнаружили существование во льду сжимающего усилия.

Чарлз Уилсон (Wilson, 1959) получил картину трехмерного движения в фирновом бассейне ледника Лемон-Крик (ледяное поле Джуно, Аляска) на двух поперечных профилях (I — в 5,3 км и II — в 4 км от конца ледника, на высотах, соответственно, 1214 и 1130 м). Его данные суммированы в табл. 16 (значение v, φ и β см. § 73).

Таблица 16

Движеиие поверхности ледника Лемои-Крик (по Wilson, 1959, стр. 356)

№ вех	Расстояние вех от западного края ледника (м)	Мощность льда (в м)	v (м/год)	φ (град.)	β (град.)
			Профиль I		
1	445	144	15,6	43,8	—41,5
2	635	200	21,2	19,3	—32,1
3	796	226	23,0	11,0	—20,5
4	980	208	28,8	1,5	—24,8
5	1195	156	17,7	—45,6	—40,1
			Профиль II		
1	226	90	14,4	19,8	—21,7
2	515	172	44,0	9,2	— 8,6
3	754	200	43,0	—11,8	— 8,8
4	969	180	31,7	— 9,8	— 7,6
5	1219	132	22,3	—10,6	— 6,1

Средняя величина компоненты скорости, направленной вниз по леднику, составляет 13 м/год для I профиля и 25 м/год — для II профиля. Так как наибольшая скорость движения вблизи оси ледника, то в области ак-

кумуляции фирн имеет компоненту скорости в сторону этой оси (для поддержания большего объема осевого истечения льда), что хорошо видно на обоих профилях как в плане (рис. 55), так и в поперечном разрезе ледника (рис. 56). Однако по мере приближения к фирновой линии стремление льда в сторону оси уменьшается. Ниже фирновой границы весь лед движется параллельно оси ледника

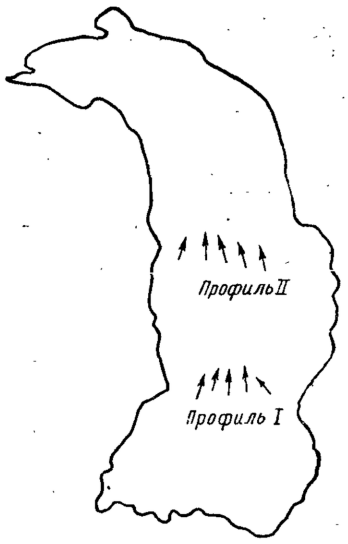

Рис. 55

77. Изменение скоростей во времени. Представление о распределении скоростей в леднике затруднено тем, что они со временем изменяются: днем и ночью, зимой и летом ледник движется по-разному. Изменение скорости происходит также и от года к году, и эти колебания могут охватить многолетние периоды.

Ночью движение ледника, как правило, гораздо медленнее, чем днем, что можно видеть из данных В. Альтберга (1936) по леднику Баш-Кара для августа 1933 г. (табл. 17).

Таблица 17

Дневные и ночные скорости движения ледника Баш-Кара

Дата	Смещение ледника в см за время	
	от 7 до 19 час.	от 19 до 7 час. следующих суток
6 августа	5,3	4,0
17 »	4,5	2,5
23 »	5,0	3,0

На леднике Фрейя (Гренландия) дневные скорости на 1—2 см больше ночных. Подобных примеров настолько много, что их нет необходимости приводить.

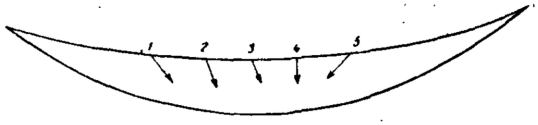

Рис. 56

Бывают, однако, странные исключения. Ледник Медвежий на Памире, по наблюдениям Р. Д. Забирова (1955б, стр. 396), ночью движется быстрее, чем днем:

Средияя часовая скорость движения осевой части ледника Медвежьего (в см)

	21/IX	22/IX	23/IX	24/IX	25/IX
Ночью	+2,6	+2,5	+2,46	+1,64	+2,07
Днем	—	+1,05	+0,3	+0,55	+0,6

Объяснений этому явлению Р. Д. Забиров не дает.

Давно замечено, что ледники не движутся с постоянной скоростью даже в короткие периоды времени. Уошберн и Голдсуэйт наблюдали это на ледниках Аляски, Р. Финстервальдер — в Гималаях. В. Бэтл указал, что ледник Фрейя (Гренландия) движется в течение суток прерывисто, толчками. На леднике Грюнауфернер движение как будто непрерывное, но часовая скорость движения в разные сутки менялась в сентябре от 0,22 мм до 2,06 мм (Kinzl, 1929, стр. 208). Точными измерениями скорости, которые при помощи теодолита велись днем и ночью (с интервалами от 30 минут до 1 часа) на трех ледниках Этцтальских Альп, установлено, что ледник Гепач в точке наблюдения движется строго линейно, тогда как на ледниках Хинтерейс и Гурглер обнаруживаются дополнительные наложенные пульсации, проявляющиеся как в попятном движении, так и в движении короткими, резкими толчками (Lindig, 1958).

О наличии элементов «турбулентного» движения в ледниках говорит и А. Бауэр, который заметил, что на леднике Эке суточные скорости изменяются и по времени, и по направлению. Перемещение одной из точек ледника показано на рис. 57. А. Бауэр полагает, что движение поверхности ледника прерывистое и накладывается на некоторое общее непрерывное движение — наподобие того, как это происходит в осыпи, которая вся в целом движется непрерывно, а отдельные слагающие ее обломки — турбулентно (Bauer, 1955б, стр. 74, 75, 80).

Р. Миллекан и М. Лафарг (Millecamps et Lafargue, 1958), изучая на протяжении 52 дней фотограмметрическим путем поверхность ледника Мер-де-Гляс (снимки делались каждые 6 часов), не только подтвердили общие, уже известные законы движения, но и установили интересные микродвижения. Каждая точка поверхности ледника имеет извилистую, словно блуждающую, траекторию. Летом вблизи осевой линии микродвижения бывают порядка 1 см/час. Изучение их показывает, что общее движение ледника прерывистое (saccadé). Наблюдались движения (мгновенные) в обратную сторону, с

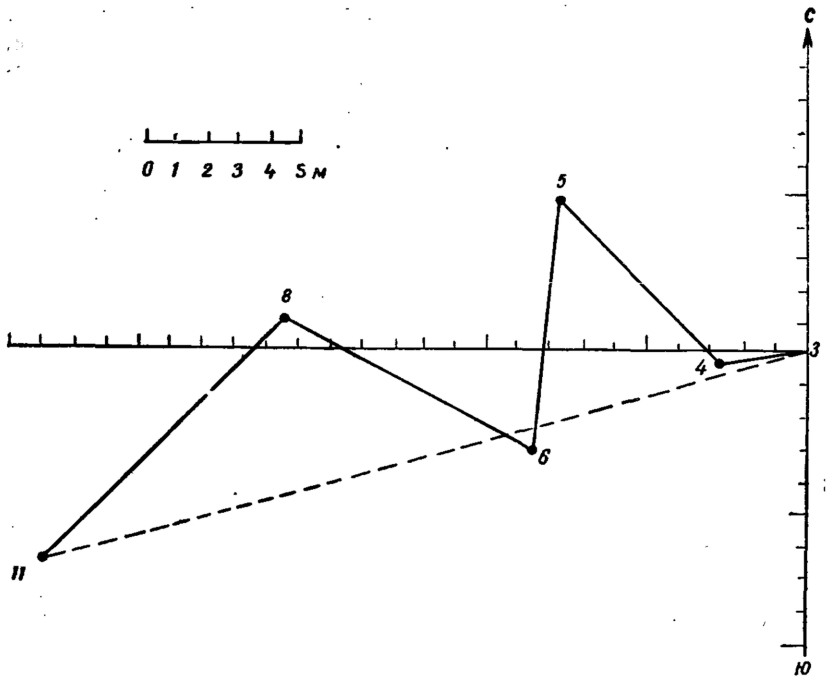

Рис. 57. Горизоитальное перемещение одной из точек на поверхности ледника Эке (Гренландия) с 3 по 11 сентября 1948 г. *(по А. Бауэру).*

Цифры означают даты (3=3/IX и т д.). Пунктириая линия — геометрическая сумма перемещения за время с 3 по 11 сентября

амплитудой, в 2—3 раза превышающей допустимые ошибки измерения, причем это обратное перемещение свойственно только отдельным точкам, тогда как все остальные в это время неподвижны или смещаются вперед. На поверхности ледника отмечены также движения, напоминающие турбулентные.

Н. Сватков (1960б) свидетельствует, что ледник Шокальского (Новая Земля) движется крайне неравномерно: скорость меняется не только от суток к суткам, но даже в течение нескольких часов. Так, рейка № 2, установленная на фронте ледника 16 мая в 11 час., сместилась: к 13 час. на +5 см, между 13 и 15 час. на +3 см, между 15 и 17 час. — на +3 см, между 17 и 19 час. — тоже на +3 см, от 19 до 21 час. на +2 см, с 21 до 7 час. 17 мая — на +7 см, с 7 до 9 час. —0 см, 9—11 час. — на +3 см, итого за сутки на 26 см (в ночные часы медленнее, чем в дневные).

Причина неравномерности движения ледника кроется, повидимому, прежде всего в самом механизме движения, еще

нам недостаточно известном, но на скорость ледника могут влиять и чисто внешние обстоятельства: неровности ложа, температура, количество поступающей в ледник воды, атмосферные осадки, колебания атмосферного давления и т. д.

Если говорить о колебаниях скорости ледника, отличающихся суточной периодичностью, то на дневное увеличение скорости движения наиболее очевидно влияние тепла. К температуре воздуха присоединяют еще воздействие солнечной радиации и «смазку» льда талыми водами. Если это так, то суточные изменения скорости должны затрагивать не весь ледник, а только его поверхностные слои (так как ни суточные колебания температуры, ни радиация, ни талые воды не проникают в лед глубже чем на 1—3 м). Последнее весьма вероятно, поскольку суточные вариации скорости невелики и поэтому вполне могут быть только поверхностными.

Роль атмосферного давления в суточных колебаниях скорости движения ледника незначительна. Правда, если давление воздуха изменится на 25 мм, то давление на ложе ледника, имеющего мощность 300 м, изменится на 0,1%, что может изменить скорость движения ледника на 10%. Но суточные колебания барометра обычно много меньше, чем 25 мм,— оттого они практически и не влияют на скорость ледника (Sharp, 1954, стр. 831).

Изменение скоростей в зависимости от времени года можно иллюстрировать цифрами по Верхнему Гриндельвальдскому леднику (Mercanton, 1935), полученными по записи криокинеграфа (табл. 18).

Таблица 18

Скорость движения Верхнего Гриндельвальдского ледника
(в см за сутки)

Год \ Месяц	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Год
1921	15	22	30	37,5	29	23	16	13	13	22
1923	8,5	9,5	16,5	15	9,5	8	5,5	3	3	8,5

На ледниках Заилийского Алатау средняя суточная скорость движения поверхности ледника за теплое время года в 1,26 раза больше, чем за холодное (Барвенко, 1961); летняя средняя суточная скорость ледников Баскана в 1,3—1,4 раза больше средних суточных, исчисленных по наблюдениям за весь год (Черкасов, 1961).

Интересные данные приводят также Блюмке и Финстервальдер для ледника Хинтерейсфернер:

Высота (м) . . .	2405	2460	2600	2710	2340
Отношение летней скорости к годовой . .	1,337	1,173	0,89	0,773	0,693

Как видно, характер сезонных колебаний скорости движения зависит от высоты. На уровне 2405 и 2460 м, в нижней трети ледникового языка, летнее движение быстрее годового, следовательно, быстрее и зимнего; на всех остальных высотах ледник движется быстрее зимою, а не летом. Высота фирновой границы 3100 м.

Из наблюдений на других ледниках выясняется, что в фирновом бассейне лед движется либо однообразно, независимо от времени года, как, например, на леднике Федченко (Суслов и Ноздрюхин, 1960), либо в зимнее время быстрее, чем летом. На фирновых полях Кляриденштока (Альпы) зимою поверхностная толща льда движется вчетверо быстрее, чем в теплое время года; контрольный буй, расположенный на высоте 2900 м, с сентября 1933 по май 1934 г. продвинулся на 11,7 м, а с мая по сентябрь 1934 г. — всего на 2,5 м (Streiff-Becker, 1938). Судя по леднику Хинтерейсфернер, особенности сезонного изменения скоростей, свойственные фирновому бассейну, переходят и на верхние части ледниковых языков. Что касается оконечностей ледниковых языков, то здесь скорость течения, как мы убедились выше, летом больше, чем зимой. В обоих случаях отклонения от средней скорости составляют 10—15%.

Это подтверждается фотограмметрическими измерениями на трех поперечных профилях ледника Миттельбергфернер в Альпах На двух профилях ледник быстрее всего движется в разгар лета (июль—август), медленнее всего — в январе—феврале. Летнее движение, по сравнению со средней годовой скоростью, на 15% больше, а зимнее — на 10% медленнее (Pillewizer, 1949, стр. 32). Третий профиль проложен на ледопаде; скорость здесь больше, чем на других (от 10 до 15 см/сутки), но одинакова во все сезоны.

Редкое исключение из правила — ледник Таку (Аляска): зимой он движется с такой же скоростью, что и летом (Nielsen, 1957, стр. 174).

Зимнее увеличение скорости движения льда в фирновом бассейне объясняется возрастающим давлением льда, вследствие накопления здесь твердых атмосферных осадков. Впрочем, такое объяснение иногда оспаривают: по Р. Хэфели, увеличение скорости зимой — это результат повышения (под действием земного тепла) температуры льда на глубине. Повышение температуры, обусловленное отложением покрова зимнего снега (плохого проводника тепла), приближает лед к точке плавления, и ледник движется быстрее.

Увеличение скорости ледникового языка летом объясняют иногда тем, что к этому времени на конец ледника приходит зимний импульс увеличения скорости. Более правдоподобна связь летнего максимума скорости с высокой температурой воздуха. Но и это объяснение вряд ли исчерпывающе: во-первых, годовые колебания температуры затрагивают лишь небольшой верхний слой в леднике, и увеличение скорости поэтому должно было бы касаться только верхнего слоя, а оно на самом деле распространяется на всю толщу ледника, и, во-вторых, теплые (изотермические) ледники весь год имеют температуру плавления. Роль температуры, пожалуй, косвенная: она вызывает интенсивную абляцию, образование талых вод, которые, проникая по трещинам под ледник, облегчают скольжение последнего. За счет этого облегченного скольжения и увеличивается общая скорость движения конца ледника летом (Sharp, 1954, стр. 831).

Скорости движения ледников меняются от года к году Так, скорость движения ледника Якатага (на северном побережье Аляскинского залива) была: с 1938 по 1944 г. — 114 м/год, за 1944—1948 гг. — 152 м/год, за 1948—1952 гг.— 97 м/год и в период 1952—1954 гг.—72 м/год. На леднике Фернагтфернер на одном и том же профиле годовая скорость в 1889 г. была 17 м, в 1899 г. — 250 м, в 1901 г. — 50 м. Это совпадает с колебаниями и самого ледника, который до 1897 г. сокращался в размерах, а затем начал увеличиваться и достиг максимума в 1904 г. Таким образом, колебания скорости за длительные периоды отвечают колебаниям размеров ледника. Все, что влияет на объем льда, сказывается и на скорости.

78. Динамическая классификация ледников. По динамическому признаку Х. Альманн (Ahlmann, 1933, 1948) предложил разбить ледники на три группы: *ледники активные* (active glaciers), *ледники пассивные* (inactive glaciers) и *мертвые ледники* (dead glaciers). Ледники этих групп различаются по своей мощности, скорости течения и так называемому общему вещественному балансу, или режиму (balance-sheet, total regime) (режимом Х. Альманн называет арифметическую сумму прихода и расхода вещества, см. § 111).

Активные ледники отличаются большим балансом, значительными мощностью и скоростью движения. У пассивных ледников баланс небольшой, мощность меньше и скорость течения невелика. Мертвые льды, по Х. Альманну, могут быть и не лишены движения, но оно идет только за счет уклона ложа, а не перетекания вещества из бассейна питания в область стока. Сначала возникает климатическая предпосылка образования мертвых льдов (выше фирновой линии перестает создаваться избыток аккумуляции), а это влечет уже дина-

мические последствия (изменение характера движения и прекращение движения).

Классификация Х. Альманна по существу отвлеченна, так как нет точного мерила, разграничивающего активные ледники от пассивных. В упрек автору можно поставить и неопределенность номенклатуры. Поскольку активное движение есть основной признак всякого ледника, термин «пассивный» оказывается мало удачным. Лучше было бы различать ледники «высокоактивные» и «малоактивные». Название «мертвые ледники» гораздо правильнее заменить словами «мертвые льды», ибо лед, который не движется, уже не ледник. За критерий мертвого льда следует принять очень четкий признак: отсутствие движения. Критерий Х. Альманна непригоден на практике, так как невозможно определить момент, когда лед начинает двигаться только за счет уклона ложа.

Лед теряет способность к движению, когда он отрывается от бассейна питания либо отделяется от тела ледника какой-нибудь крупной несмыкающейся трещиной или промоиной. В обоих случаях мощность изолированной массы льда со временем становится меньше той, какая необходима для активного движения.

Мертвые льды встречаются в полярных странах и по краям и на концах долинных ледников. Если фирновые области снова приобретают способность питать ледник — последний опять включается в категорию живых ледниковых организмов, происходит его регенерация.

79. Типы движения горных ледников. Существует два типа движения горных ледников (Finsterwalder, 1950):

I. *Правильное течение* (называемое иногда также ламинарным). Свойственно ледникам, текущим медленно, в широких, со слабым наклоном (падением) долинах. Движение ледника во всей массе отличается непрерывностью. Скорость движения льда на поверхности постепенно возрастает от краев к середине, за исключением более или менее широкой зоны в центре, где скорость однородна (кривая I на рис. 58).

II. *Глыбовое* (или блоково-глыбовое) *движение* (Block — Schollen movement). Свойственно быстро движущимся ледникам. Большие изменения скорости происходят на сравнительно коротких расстояниях — прежде всего в краевых областях и, можно думать, вблизи ложа. На боках ледника скорость резко возрастает от нуля до максимума, а на всем остальном поперечном сечении ледника остается одинаковой (кривая II на рис. 58).

По Р. Финстервальдеру, соотношение r между средней годовой скоростью v движения ледника (в м) и средней шириной b ледника (в м) при глыбовом движении колеблется от 1 : 6 до 2 : 3, а для медленных ледников оно гораздо меньше.

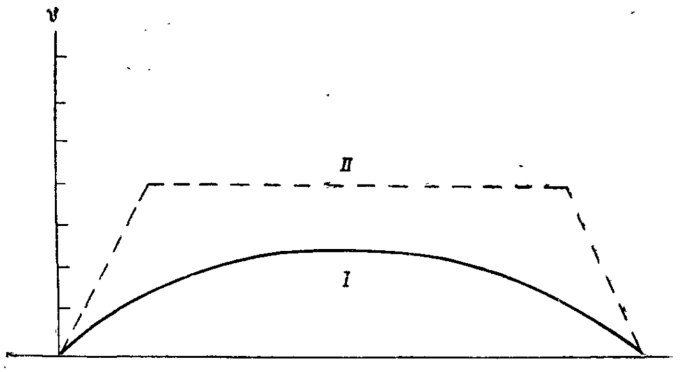

Рис. 58. Кривые распределения скоростей на леднике в поперечном створе при правильном *(I)* и глыбовом *(II)* движении

Для ледника Эке (скорость 3 м/сутки, ширина 4 км) А. Бауэр (1955б, стр. 86) нашел:

$$r = \frac{3 \cdot 365}{4\,000} = \frac{1}{4}.$$

Стало быть, ледник Эке обладает глыбовым движением. Для ледника Пастерце ($v = 50$ м/год, $b = 1000$ м) $r = 1 : 20$, т. е. это ледник с правильным движением.

Очевидно, в тех областях, где на коротком расстоянии градиент скорости очень велик, возникают и наибольшие напряжения во льду, следовательно, и максимальные деформации, тогда как остальная масса ледника движется с одинаковой скоростью наподобие монолитной твердой глыбы. Из-за неровностей ледниковой постели эта глыба может раскалываться на блоки. При быстром движении льда и при значительных неровностях ложа все тело ледника как бы распадается на сераки. В 1845 г. ледник Фернагтфернер перемещался по 11 м/сутки.

Глыбовым движением отличаются некоторые ледники Гималаев, Каракорума, Анд, и оно обычно для быстрых выводных ледников западной Гренландии и Патагонии.

Есть ледники, в которых одна часть движется по типу I, другая — по типу II (например, ледник Таку на Аляске, см. Miller, 1958a). Кроме того, один и тот же ледник в разное время может переходить от правильного движения к глыбовому.

Глыбовое движение возникает: при наличии крутых и высоких склонов в фирновом бассейне (такие склоны благоприятствуют лавинам, т. е. усиленному питанию ледников); при

обильной аккумуляции снега в небольших фирновых бассейнах (все наступающие ледники); если ледяные массы вытекают из обширных фирновых бассейнов через узкие выводные каналы (многие гренландские ледники) (Pillewizer, 1958).

80. Кинематическая теория движения стационарного ледника. Геометрическая сторона движения долинного ледника освещается теорией, авторами которой, независимо друг от друга, являются Гарри Филдинг Рейд (Reid, 1896) и Себастьян Финстервальдер (1897). Теория предполагает, что лед несжимаем, плотность его постоянна, движение непрерывно, а ледник стационарен, т. е. размеры его не меняются.

Если в таком леднике рассматривать расход льда через два поперечных сечения, то, очевидно, количество льда, протекающее через нижнее сечение, должно быть равно количеству льда, прошедшему через верхнее сечение минус стаявший лед (если это происходит в области абляции) или плюс накопившийся лед (если это происходит в области аккумуляции). Имеется в виду стаивание или накопление на пространстве между обоими сечениями. Наибольший расход приурочен к поперечному сечению в области фирновой линии. Отсюда вверх и вниз по леднику расход, а вместе с ним и скорость движения льда уменьшаются. Условие стационарности (неизменности объема ледника) требует, чтобы в верхней части ледника (где происходит аккумуляция снега) скорость движения имела компоненту, направленную книзу (в сторону дна ледника), а в нижней части, где происходит таяние, компоненту, направленную кверху (в сторону поверхности ледника). На фирновой линии, где баланс вещества нулевой, движение должно быть параллельно ложу ледника.

Г. Рейд и С. Финстервальдер попытались приложить для объяснения особенностей движения ледника законы, управляющие установившимся и постоянным течением жидкости.

Установившимся (стационарным) называют течение, неизменное по величине и направлению; постоянство же его заключается в том, что смежные частицы всегда остаются смежными, т. е. не могут перемещаться изнутри к стенкам трубы или от стенок внутрь трубы. При наличии в трубе произвольной формы стационарного и постоянного течения жидкости, линии течения или тока (lines of flow, stream-lines, Strömlinie, lignes d'écoulement) совпадают с траекториями отдельных частиц, и все течение можно себе представить как связную систему линий тока, нигде друг с другом не пересекающихся (рис. 59). Через каждое поперечное сечение такой трубы в единицу времени будет протекать одинаковое количество жидкости, и произведение из скорости на поперечное сечение будет величиной постоянной.

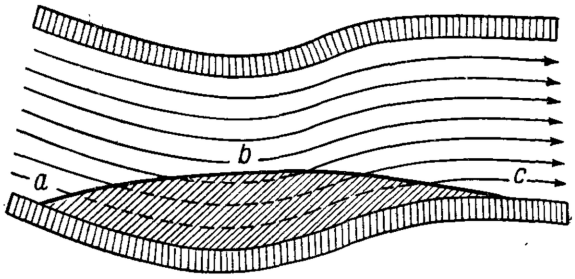

Рис. 59

При помощи поверхности *abc* вырежем из трубы некоторый кусок и мысленно удалим всю часть, расположенную выше *abc*. При этом *abc* должна пересекать линии тока более или менее симметрично, чтобы в верхней ее части (*ab*) линии входили в нее, а в нижней (*bc*) — выходили. Тогда *b* будет границей двух различных областей, и приток жидкости в *ab*, согласно условию стационарности течения, окажется уравновешенным ее оттоком из области *bc*. Этим путем мы и получаем модель так называемого стационарного ледника, относительно которого условились, что он неизменен в своем движении, своей форме и своих размерах.

Поверхность ледника фирновой линией тоже делится на две части: область питания и ледниковый язык. Частица снега, попавшая в фирновый бассейн и не успевшая растаять, будет постепенно покрываться новыми слоями снега и, следовательно, постепенно удаляться от поверхности вглубь, пока, двигаясь вниз по течению ледника, она не перейдет по ту сторону фирновой границы. Далее, участвуя в движении ледникового языка, она будет постепенно приближаться к поверхности ледника, подвергающейся таянию, чтобы появиться наверху и растаять либо испариться. Вертикальные компоненты скорости движения в фирновом бассейне и на ледниковом языке схематически показаны на рис. 60 и 61.

Траектория упомянутой выше частицы аналогична *линии тока*, начало которой лежит на поверхности фирна, а окончание — на поверхности ледникового языка. Смежные с нею частицы описывают смежные линии тока. Чем выше входит в

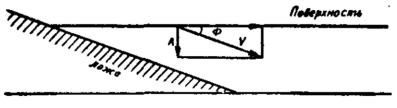

Рис. 60. Скорость движения льда в фирновом бассейне

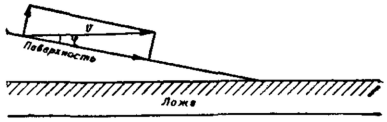

Рис. 61. Скорость движения льда на ледниковом языке

фирн такая линия, тем ниже у конца языка она выйдет наружу. Следовательно, каждой точке фирнового поля соответствует своя точка на языке ледника. Можно сказать, что поверхность фирнового поля есть геометрическое место точек, в которых линии течения (тока) под соответствующими углами проникают в фирн, а поверхность языка — геометрическое место точек, через которые линии течения под известными углами выходят наружу. Отсюда видно, что каждая линия течения лежит под дневной поверхностью ледника, и ни одна из них не лежит на этой поверхности. Камень, лежащий на леднике, при своем перемещении описывает траекторию, которая не является линией тока, а только *линией движения*. Последняя в фирновом поле слагалась бы из расположенных одна за другой (в направлении движения камня) точек входа линий тока, а на языке слагается из аналогично расположенных точек выхода тех же линий.

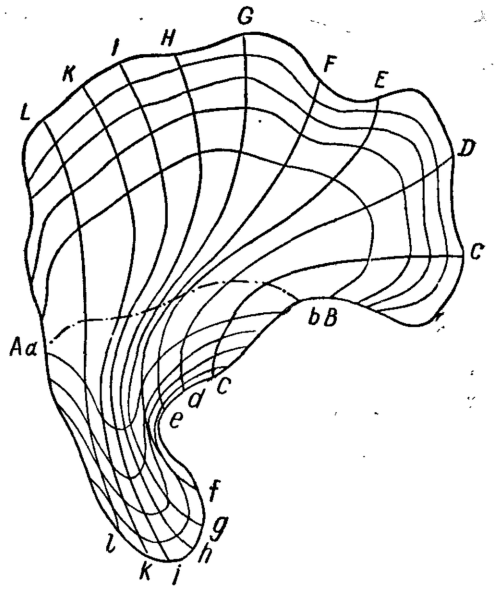

Рис. 62. Проекции линий течения на поверхности ледника *(по С. Финстервальдеру)*:

Aa—Bb — фириовая граница; *Ll*, *Kk*, *Cc*... — линии течения. Поперек к ним проведены линии, делящие ледник на зоны одинаковой аккумуляции и одинаковой абляции

В стационарном леднике линии течения, равно как и линии движения, будут неизменными: любая частичка льда, осевшая на фирне в той же точке, что и предыдущая, вычертит внутри ледника ту же траекторию, что и предыдущая.

Трубка для изучения установившегося течения жидкости может быть взята любого диаметра, т. е. совпадать в пределе с линией тока. Поэтому весь ледник можно мысленно расчленить на бесконечное множество «трубок тока», тесно примыкающих одна к другой, но совершенно самостоятельных, потому что никакая частица льда не переходит из одной трубки в другую.

Каждая «трубка» (каждая струя, или пучок линий течения) своими окончаниями врежет как в области фирна, так и в области языка особые фигуры (площади). Обобщая,

скажем, что не только каждой точке фирнового поля соответствует своя точка на ледниковом языке, но и любой площадке фирна соответствует площадка на ледниковом языке. На рис. 62 показаны проекции линий течения на поверхность ледника и дано деление этой поверхности (в продольном и поперечном направлениях) на равнозначные элементы (площади одинакового притока вещества в фирновом бассейне и площади одинаковой убыли вещества на ледниковом языке)*.

При описанных условиях уравнение движения на поверхности стационарного ледника выразится формулой:

$$A \cdot dF = a \cdot df, \tag{1}$$

где dF и df — соответствующие друг другу площадные элементы фирнового поля и ледникового языка, A — годовой прирост вещества в фирновом поле, a — годовая трата вещества в области языка. Прирост и убыль берутся по отношению к единице поверхности и измеряются перпендикулярно к поверхности ледника в двух упомянутых выше местах.

Если же линии течения входят в dF под углом Φ со скоростью V, а выходят из df под углом φ со скоростью v, тогда

$$A \cdot dF = a \cdot df = V \sin \Phi \, dF = v \sin \varphi \, df \tag{2}$$

Каждое из выражений в формуле (2) представляет собой количество льда, проходящее через элемент поверхности в единицу времени: первое — аккумуляцию (прирост в виде снега), второе — убыль от таяния, третье — количество, проходящее при погружении в глубину, четвертое — количество, проходящее при появлении на поверхность, а все вместе отражает условия постоянства стационарного движения.

Углы входа (Φ) и выхода (φ) линий течения по отношению к поверхности ледника зависят от ее наклона, а их синусы, как это видно из уравнения (2), выражают отношение прибыли или убыли к скорости:

$$\sin \Phi = A : V \text{ и } \sin \varphi = a : v. \tag{3}$$

Эти уравнения позволяют определить Φ или φ для каждой точки поверхности (соответственно, фирна или языка): для этого нужно в данном пункте измерить A или a, а также V или v.

Из уравнения (3) заключаем, что в тех пунктах стационарного ледника, где убыль a увеличивается, а скорость v умень-

* Когда настоящая книга была уже в наборе, вышла статья П. А. Шумского о кинематике ледников (1963б). В ней автор, в отличие от Рейда и Финстервальдера, исходит из рассмотрения не трубок тока, а частичных ледников.

шается, должен возрастать угол наклона поверхности, что мы действительно и наблюдаем на конце ледникового языка и по бокам ледника.

С другой стороны, если a будет больше v, либо $A > V$, тогда $\sin \varphi$ или $\sin \Phi$ окажутся больше единицы, и так как синус не может превышать единицы, то это означает, что условия стационарного движения отсутствуют: в первом случае баланс ледника будет отрицательный (отступание ледника), во втором — положительный (наступание).

Все это относится к движению на поверхности. Гораздо труднее вывести уравнение движения внутри ледника. Для этого прибегают к ряду дополнительных упрощений, т. е. к еще большей схематизации ледника. Принимаем, что мощность ледника по сравнению с его длиной и шириной невелика (это не очень далеко от действительности); что длина ледника в области ледникового языка не только значительно больше мощности, но и заметно больше ширины; наконец, что поверхность ледника плоская, вследствие чего линии течения можно полагать параллельными друг другу, оси ледника, дну ледника и его поверхности (кроме береговых частей).

Условившись об этом, мысленно расчленяем ледник на плоские поперечные сечения (вертикальные плоскости), перпендикулярные оси. Каждому элементу dF_1 данного сечения, перемещающемуся со скоростью v_1, в другом сечении отвечает элемент dF_2, имеющий скорость v_2. А так как при неизменном движении количества льда, проходящие в единицу времени через элементы dF_1 и dF_2, должны быть одинаковы, то

$$dF_1 \cdot v_1 = dF_2 \cdot v_2 \tag{4}$$

или

$$dF_1 : dF_2 = v_2 : v_1. \tag{5}$$

Это и есть условия постоянства движения внутри ледника. Отношение $v_2 : v_1$ меняется. Однако допускают, что изменения здесь происходят в очень узких пределах, т. е., прибегая к упрощениям, можно полагать, что это отношение постоянно и равно отношению средних скоростей обоих сечений:

$$dF_1 : dF_2 = v_2 : v_1 = (V_m)_2 : (V_m)_1. \tag{6}$$

Насколько эта изящная и простая теория стационарного ледника отвечает действительности? Внезапное изменение скорости какой-нибудь точки ледника в отношении соседних точек, по-видимому, наблюдается редко. Но зато предпосылка «стационарности» далеко не всегда налицо: размеры ледников из года в год, хотя и понемногу, меняются в сторону уменьшения или увеличения. При малых величинах этих ко-

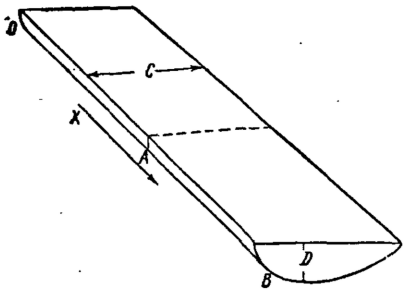

Рис. 63

лебаний ледник можно практически рассматривать как стационарный.

В свете теории Г. Рейда и С. Финстервальдера становится понятным ряд явлений: увеличение уклона поверхности ледника на его конце и по бокам; уменьшение скорости движения ледника на конце из-за усиления процессов таяния (скорость должна уменьшиться для сохранения условий стационарности). На рис. 62 видно, что на ледниковом языке часть линий движения (траекторий камней) не идет до конца ледника, а упирается в берег (например, линии *Cc*, *Dd*, *Ee*); прибрежные части движутся медленнее по сравнению с осевыми, почему и стаивание здесь происходит быстрее; необходимость компенсации на береговых участках за счет срединных и вызывает поперечное течение льда от оси ледника к склонам долины.

81. Дальнейшее развитие теории стационарного ледника. Другой опыт математической характеристики стационарного ледника принадлежит Лоуренсу Нильсену (Nielsen, 1955). По Л. Нильсену, стационарный (равновесный) ледник — это такой, который не наступает и не отступает, нигде не делается ни толще, ни тоньше и в котором избыток аккумуляции (выше фирновой линии) в среднем на протяжении ряда лет равен потерям льда путем абляции (ниже фирновой линии). Это количество льда переносится из области аккумуляции в область абляции при помощи движения ледника. Для характеристики баланса ледника имеет значение: в области питания — не общее количество выпавшего на него снега, а величина *чистой* аккумуляции к концу сезона абляции, а на ледниковом языке — величина потери *обнаженного льда* (то есть после удаления с него снежного покрова текущего года).

На рис. 63 дана схема долинного ледника. Здесь X указывает расстояние вдоль ледника, начиная от его верхнего конца (подгорной трещины), где $X=0$, и кончая концом ледника, где $X=B$.

Расстояние от начала ледника до среднего положения фирновой линии в конце лета есть A (т. е. здесь $X=A$); если брать не долинный ледник, а ледниковый щит округлых очертаний, то A будет расстоянием от центра щита до фирновой границы. Область аккумуляции лежит между O и A, область абляции — между A и B.

Основное условие равновесия состоит в том, что масса избытка аккумуляции должна быть равна массе потери льда вследствие абляции. Пусть Q — *масса* льда, проходящая через данное поперечное сечение в единицу времени, т. е. расход льда за год*. Поскольку величина Q зависит от того, в какой части ледника ее измерять, она оказывается функцией от X. Через W обозначим *объем* льда, проходящий через данное поперечное сечение в единицу времени (год). Очевидно, Q и W связаны уравнением:

$$W = Q : \rho. \tag{1}$$

где ρ — плотность ледникового льда, средняя для всей массы ледника.

Объем равен также площади поперечного сечения S (в данной точке), умноженной на среднюю скорость течения $\bar{v}$ в данной точке:

$$W = S \cdot \bar{v}. \tag{2}$$

Сопоставляя уравнения (1) и (2), получаем

$$\bar{v} = W : S = Q : S\rho. \tag{3}$$

Средняя скорость $\bar{v}$ меньше, чем средняя скорость $\bar{v}_0$ на поверхности ледника.

Пусть теперь H — это избыток аккумуляции в течение «среднего» года для полосы в единицу ширины, тянущейся поперек ледника выше фирновой линии. Величина этого избытка равна hC, где h — масса среднего годового избытка аккумуляции на единицу площади выше фирновой линии, C — ширина поверхности ледника.

Как h, так и C зависят от X:

$$H = hC \quad (O \leqslant X \leqslant A). \tag{4}$$

Аналогично H_1 — это масса льда, потерянного путем абляции с полосы шириною в единицу, вытянутой поперек ледника ниже фирновой линии. Она равна h_1 (чистой потере с единицы площади) для данного значения X, помноженной на ширину ледника в данном месте:

$$H_1 = h_1 C \quad (A \leqslant X \leqslant B). \tag{5}$$

Уравнение это выражает количество льда, потерянного ледником после удаления снежного покрова и других видов аккумуляции текущего года. Оно не обязательно равно абляции данного года, будучи средним за несколько лет.

---

* Н. Н. Пальгов предложил называть массу льда, передвигающуюся вниз по течению ледника, *натуральным ледниковым стоком* (1959, стр. 98) в отличие от жидкого стока с ледника.

Масса льда Q_1, проходящего в единицу времени (год) через данное поперечное сечение в области аккумуляции, равна:

$$Q_1 = \int_0^X H dX \quad (O \leqslant X \leqslant A). \tag{6}$$

Для соблюдения равновесия количество льда, проходящее за год через поперечное сечение, должно быть равно годовой суммарной чистой аккумуляции выше этого поперечного сечения, осредненной за несколько лет. Это основное уравнение (6) прилагается к любой площади между подгорной трещиной и фирновой линией (т. е. между $X=O$ и $X=A$).

В области абляции масса льда Q_2, проходящего через данное поперечное сечение, равна:

$$Q_2 = Q^* - \int_A^X H_1 dX \quad (A \leqslant X \leqslant B). \tag{7}$$

Здесь Q* — количество льда, проходящее за год через поперечное сечение на фирновой границе (как отмечал еще Рейд, на фирновой линии оно больше, чем в любой другой точке ледника), а определенный интеграл в правой части уравнения представляет общую величину потери льда от абляции между точками A и X.

Уравнения (3), (6) и (7) являются основными уравнениями, определяющими равновесие (стационарность) ледника. Последние две формулы, кстати, указывают на значение положения фирновой линии для определения размеров и поведения ледника.

Численное решение полученных выше уравнений дает обычно приближенные результаты, так как и форма реальных ледников, и процессы аккумуляции снега, и распределение скоростей абляции отличаются большой сложностью. Однако для некоторых идеализированных форм ледников можно получить и весьма точное решение. Л. Нильсен дает решения для 8 таких идеальных форм.

82. Трещины на леднике. Во время движения в леднике возникают напряжения, приводящие к образованию трещин (Spalten, crevasses, cracks, исп. grietas), т. е. вертикальных разломов.

Боковые трещины получаются в результате различия скоростей между осевой и боковой частями ледника (из-за трения склонов долины или нунатаков), вследствие чего некоторый участок A (рис. 64) на леднике займет положение A^1, поле a сместится в a^1 и линия xy вытянется в линию x^1y^1. Если растяжение при этом велико, то во льду происходит разрыв

сплошности в направлении, перпендикулярном к линии наибольшего натяжения, т. е. возникает расселина *SS*, идущая от края косо вверх по леднику под углом 30—50°. Вследствие движения льда расселины расширяются и превращаются в трещины.

Боковые (marginal) трещины особенно густо располагаются вблизи мысов, отходящих от склонов долины. Трещины обычно в основании более широкие, чем к концу. По направлению ко дну ледника они тоже выклиниваются. Разновидность боковых трещин — *зигзагообразные* трещины (les crevasses en zigzag, по Л. Агассицу), направляющиеся по ломаной линии от берега косо и вверх по течению.

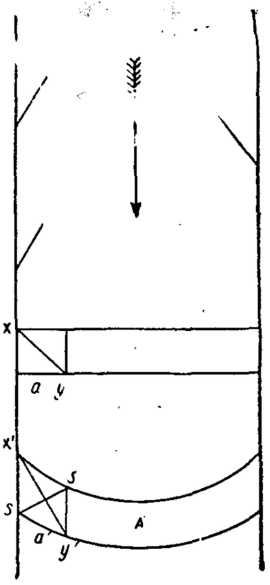

Рис. 64. Схема образования боковых трещин на леднике

Если в ложе ледника имеется уступ, вытянутый поперек долины, то лед, спускаясь с него, раскалывается *поперечными трещинами.* Поперечные трещины возникают и без уступа, но при увеличении уклона ложа на 2—3° и больше. Поперечные трещины изгибаются (подобно огивам) вниз по течению (ибо осевая часть ледника движется быстрее, чем края), но редко пересекают поперек весь ледник. На очень крутых перегибах продольного профиля образуются настоящие *ледопады* (ice fall, исп. caidas). Здесь трещины иногда настолько обильны, что площадь, охваченная ими, оказывается больше площади, занятой неразорванными массами льда. Вертикальные пластины, отделяющие одну трещину от другой, причудливо изъеденные лучами солнца и превращенные таянием в пирамиды, обелиски и колонны, носят название *игл* (aiguilles); менее расчлененные абляцией блоки льда называют *сераками.*

Каждый раз, когда ледник проходит над скалистым порогом, поверхность его (в продольном профиле) становится выпуклой (рис. 65) и разламывается. Ниже порога поверхность ледника, если ее рассматривать в продольном профиле, стано-



Рис. 65. Образование поперечных трещин

вится вогнутой, и трещины замыкаются, но возможно, что в придонной части, которая испытывает растяжение, образуются глубинные *трещины основания* (crevasses de fond, bottom crevasses, Grundspalten), если только этому не препятствует пластичность льда. Наиболее вероятно образование трещин основания в тонком льду вблизи краев ледника.

Поперечные трещины образуются не только из-за выпуклости ледникового ложа, но также в областях сильной аккумуляции снега (аккумуляция способствует так называемому «растягивающему» движению льда, см. § 93), на плавучих ледниковых языках, где в связи с исчезновением трения о ложе движение ледника становится ускоренным, а также в языках всех наступающих ледников.

Наконец, когда ледник из более узкого участка долины переходит в расширенный, в его теле возникают поперечные напряжения, так как лед растекается в стороны, появляются *продольные трещины,* направленные параллельно течению ледника, но иногда и радиально. Радиальные трещины характерны, например, для ширококонечных ледников (см. § 132).

Таким образом, основная причина образования трещин — это напряжения во льду, порожденные движением последнего. В известных климатических условиях толчком к возникновению трещин может быть термическое сжатие (стяжение) льда (например, при морозе 20° происходит сокращение на 1 мм на каждый метр). Так как на создание напряжений влияют многие факторы, различные ледники заметно отличаются один от другого по обилию и характеру трещин. Одни ледники на большом протяжении представляют собой хаос раздробленного на блоки льда, другие почти лишены трещин. Так, по леднику Петрова в Тянь-Шане (хр. Акшийряк) я и мои спутники проехали верхом, не слезая с седел, до самой фирновой границы. Почти лишены трещин ледники плато в Скандинавии (в этом я тоже мог сам убедиться, пролетая над Фольгефоном). Внутри Гренландии и Антарктиды трещин почти нет, но в окраинных областях ледниковых щитов их может быть очень много: на самом щите — на некоторых вздутиях льда, обусловленных вздутиями скалистого ложа, так называемыми «неродившимися нунатаками» (unborn nunataks), на ледопадах выводных ледников, а также в верховьях последних — в «бассейнах выделения» (см. § 153). Главная причина образования трещин в ледниковых щитах — перетекание льда через препятствия подледникового ложа. И тут в зависимости от сочетания разнообразных воздействий (мощность льда, скорость его движения, форма и высота препятствия, расположение его относительно направления движения ледника и т. п.) возникают трещины прямолинейные (параллельные, веерные, сетчатые), изогнутые (параллельные, веерные, сетчатые, кон-

центрические) либо ломаные (параллельные, хаотические) (Капица, 1961, стр. 42—47).

Длина трещин — от нескольких десятков до многих сотен метров, ширина исчисляется обычно метрами, реже — первыми десятками метров. Для глубины есть пределы: не более 30—40 м. Большинство трещин книзу смыкается.

Образование некоторых расселин сопровождается громким, но глухим треском, подобным звуку тяжелого удара. По свидетельству Д. Тиндаля, звуки эти долго раздаются из-под ледника, пока, наконец, на его поверхности не появится узкая щель, в которую с трудом можно ввести лезвие ножа. Зачаток трещины имеет вид тонкой извилистой линии, змеящейся по поверхности льда, и затем очень постепенно «раскрывается», увеличиваясь в ширину. Когда масса льда пройдет мимо места, стимулировавшего возникновение трещины, последняя начинает суживаться и, наконец, исчезает: вместо нее остается шов. Образование трещин идет все время на одних и тех же местах ледника (поэтому при топографической съемке положение их необходимо фиксировать), но в этом процессе участвуют каждый раз новые, другие массы льда. Многочисленные разрывы наблюдаются на контакте живых и мертвых льдов, а также и при слиянии двух ледников, но здесь они имеют уже менее правильный характер из-за сложности общей картины возникающих при этом давлений и растяжений.

Наличие трещин свидетельствует, несомненно, о хрупкости льда, но не противоречит и концепции пластического течения, так как пластические свойства льда проявляются только в определенных условиях температуры и давления. В каждом леднике эти условия в различных частях различны. Следовательно, в одном и том же леднике можно наблюдать и проявления ломкости льда, и проявления его текучести. На ледниках есть трещины, сбросы, надвиги — все это признаки хрупкости. Но не менее многочисленны и плавные складки — это несомненный признак пластичности. Сферы проявления пластических и хрупких свойств льда в леднике довольно резко разграничены.

Из работ Р. Голдсуэйта. (Goldthwait, 1936), проведенных на ледниках Ключ и Южный Крийон (на Аляске), вытекает, что поверхностные горизонты льда, даже лишенные видимых трещин, в сейсмическом отношении ведут себя так, как если бы они были разбиты трещинами до глубины в несколько метров. Когда же поверхность ледника явно трещиноватая, тогда аналогичный сейсмический эффект охватывает зону до глубины 30 м.

Ввиду того что складки во льду приурочены главным образом к глубинным частям ледника, а сбросы и надвиги — к поверхностным, надо думать, что в леднике имеется верхняя

«зона дробления» и нижняя «зона текучести». В доказательство можно сослаться и на то, что трещины книзу обычно выклиниваются, т. е. представляют собой образование поверхностное. Однако наблюдаются случаи, когда надвиг разрывает складку. Такая локализация в одном и том же месте свойств пластичности и хрупкости, присущих различным по глубине зонам ледника, объясняется тем, что поверхность ледника непрерывно стаивает, вследствие чего зона текучести со временем оказывается наверху, становится на место зоны дробления и в дальнейшем реагирует на всякие напряжения уже как хрупкая масса.

Зона дробления, или поверхностная, простирается, по-видимому, на глубину 20—40 м. Здесь возможно присутствие свободной воды (потоков и т. д.), и коэффициент вязкости льда меняется мало. В зоне текучести разрывов нет (если только нет внезапного увеличения случайных напряжений), нет и свободной воды (вода — только в виде пленок, сбволакивающих зерна льда), а коэффициент вязкости льда быстро уменьшается с глубиною (Авсюк. 1948).

Надо сказать, что теория глубины трещин находится еще в зачаточном состоянии. Предел в 30—40 м объясняют тем, что как раз на этом уровне вследствие пластичности льда стенки трещин должны выпячиваться, а трещины — замыкаться. Вместе с тем обрывы материкового льда в Гренландии, достигающие высоты 60—70 м, или высокие (более 30 м) айсберги, стоящие на отмелях иногда по году, в нижних своих частях не «выпячиваются» и не «раздуваются» под влиянием собственного веса (Ф. Лёве).

Д. Най (Journ. of Glaciology, № 17, 1955, стр. 512—514), учитывая формулу Глена при анализе напряжений в идеально пластическом леднике, полагает, что максимальная глубина d поперечных трещин может быть определена из уравнения

$$d = 22{,}8\dot{\varepsilon}^{0{,}303},$$

где d дается в метрах. Буквой $\dot{\varepsilon}$ обозначена продольная скорость растяжения на поверхности ледника за год. На практике она определяется так: если скорости* двух точек на поверхности ледника, отделенных расстоянием x, равны v_1 и v_2, тогда

$$\dot{\varepsilon} = \frac{v_1 - v_2}{x}.$$

Для демонстрации характера движения ледника, а также отчасти и для предварительного изучения некоторых его количественных характеристик можно пользоваться лабораторными моделями ледника в масшта-

* Измеренные вдоль линии, перпендикулярной к трещинам.

бах от 1 : 1000 до 1 : 10 000. В ящике длиною 150 см и шириною 30 см сооружается из алебастра модель ледниковой долины — от ледникового цирка до выхода долины на равнину, с участками обратного уклона, с поперечными уступами, с впадающей в нее другой долиной, но разрезанной пополам в продольном направлении вертикальной стеклянной пластинкой, образующей стенку ящика. Верховье долины с цирком заполняют смесью из 55 частей воды со 100 частями каолина (по объему). С такой смесью опыт в сухой атмосфере можно вести всего несколько часов, так как испарение влаги с поверхности меняет свойства модели. Если вместо воды применить светлое машинное масло, смесь сохраняет свою начальную текучесть на протяжении недели и даже больше.

Каолиновые ледники текут и скользят по твердому ложу и образуют трещины, как настоящие ледники. Если стеклянную вертикальную пластинку хорошо смазать, каолин скользит вдоль нее с очень малым торможением, и сквозь стекло можно наблюдать движение «ледника-притока» вдоль его осевого профиля. Выводя дно ящика из горизонтального положения и придавая ему больший наклон, можно заставить «ледник» течь быстрее (Lewis and Miller, 1955).

83. Общее замечание о гипотезах движения ледников. Переходя от внешней стороны процессов движения ледников к их физической сущности, мы вынуждены констатировать недостаточность знаний об этом предмете. Создано около 90 теорий движения ледников, и уже одно это свидетельствует, что мы не располагаем пока бесспорным объяснением механизма этого движения.

Главные причины неудач многочисленных гипотез можно свести к следующему:

1. Некоторые гипотезы строились не на материале наблюдений, а на произвольных представлениях о механических свойствах льда, которые как следует не были изучены.

2. В построение гипотез вводятся очень большие упрощения. Так, изучая движение льда в ледниковом куполе, рассматривают идеальный случай: купол имеет правильную форму, лежит на горизонтальной постели, лед растекается от центра к периферии радиально. На самом же деле, концепцию радиального растекания, например, к Гренландии применить нельзя: здесь ледниковый щит обрамлен горами, лед покоится не на плоском основании, а как бы в скалистой чаше, края которой тоже сдерживают его растекание, и истечение льда, вообще говоря, «канализовано», будучи сосредоточенным в основном в выводных ледниках, вытекающих сквозь бреши в горном обрамлении. Удивительно ли, что полученные формулы оказываются далекими от действительности?

3. Данные о свойствах льда, полученные в лабораторных опытах, целиком иногда переносятся на ледниковый лед, существующий в природных условиях. Иначе говоря, по поведению кусочка льда судят о поведении огромных ледяных скоплений. Так, Г. Гесс, основываясь на кривой, полученной им в лаборатории, стал считать, что скорость течения льда с глубиною возрастает, и тем самым положил начало теории

течения выдавливания» (см. § 92), которая затем не была подтверждена измерениями распределения скоростей в леднике по вертикали.

Эти замечания полезно иметь в виду при ознакомлении с излагаемыми дальше гипотезами движения ледников.

84. Теории скольжения. Из всех гипотез, предложенных для объяснения движения ледника, наиболее примитивна теория скольжения, или гравитационная, сторонниками которой были Альтман (1751), Грунер (1760), Соссюр (1786), Старк (1843), Кун, Венетц и некоторые другие. По их представлениям, ледник постепенно всей массой соскальзывает по наклонной плоскости своего ложа, как твердое тело. Скольжению, помимо уклона ложа, содействует и то, что подледниковые воды разрушают связь между ледником и его постелью и служат смазкой, облегчающей движение.

Против гравитационной теории высказано много возражений. При скольжении скорость должна бы возрастать вниз по течению, тогда как на самом деле наблюдается обратное. Если ледник движется по ложу всей своей массой, то скорость его во всех точках должна быть одинакова. Поперечный профиль ледниковой долины неоднократно меняется, и трудно представить, каким образом монолитная глыба, занимающая широкую часть долины, может без деформации «протиснуться» сквозь узкие места.

Для согласования теории с неопровержимыми фактами Хопкинс выдвинул новый ее вариант: ледник рассечен вертикальными трещинами на ряд продольных брусков, которые скользят по ложу и вдоль поверхностей взаимного соприкосновения. Этим объясняется более быстрое движение средних частей ледника по сравнению с боковыми. Когда ледник входит в сужение долины, боковые брусья задерживаются, а средние продолжают двигаться между ними.

Несмотря на неприемлемость старой гравитационной теории в целом, в последние годы все больше накапливается свидетельств того, что движение ледника, по крайней мере частично, связано со скольжением его по ложу (см. § 76). Не удивительно, что после 150 лет забвения проблема скольжения ледника вновь привлекает внимание гляциологов. Это нужно и геоморфологам; трудно объяснить ледниковую штриховку на скалах, если отвергнуть факт скольжения ледника.

Теорию скольжения (как *дополнение* к теории пластического течения) в новом аспекте пытались разрабатывать Вэртман (Уиртмэн) и Л. Ллибутри, отчасти Р. Кёхлин.

Ложе ледника весьма неровное, и кажется удивительным, что по такой поверхности может происходить скольжение. Каков его механизм? По Вэртману (Weertman, 1957), таких механизмов два. Один из них — это *таяние льда под давлени-*

ем. Когда лед встречает препятствие в виде выступа ложа, то на стороне выступа, обращенной навстречу движению ледника, точка плавления льда в связи с давлением понижается, лед здесь тает (если температура основания ледника была близка к точке плавления), а вода, перетекая на противоположную сторону выступа, над которой давление меньше, там вновь замерзает. Таким путем ледник может скользить. Главная трудность в реализации этого механизма в том, что скольжение контролируется скоростью теплового потока (вызванного таянием льда и замерзанием воды, т. е. поглощением и выделением тепла, по обе стороны препятствия) сквозь крупные выступы ледникового ложа: выступы порядка 100 см ограничивают скольжение и низводят его до очень малых величин.

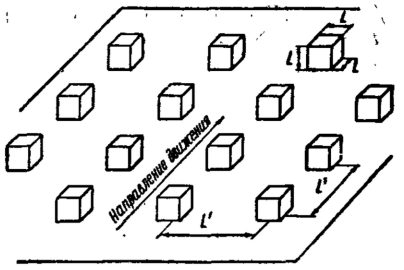

Рис. 66. Схема неровностей ледникового ложа *(по Вэртману)*

Вторым возможным механизмом скольжения ледника является увеличение средней скорости пластической деформации льда в окрестности ледникового ложа благодаря *концентрации давлений.* От того, насколько быстро обтекает лед мельчайшие препятствия, зависит и скорость скольжения. Однако и этот механизм, если взять его отдельно, тоже дает малые скорости.

Ощутимые скорости скольжения возможны лишь тогда, когда оба механизма действуют одновременно. Если температура придонных слоев ледника значительно ниже точки плавления, ледник скользить не может.

Неровности ледникового ложа Вэртман схематически изображает в виде кубиков размером L, находящихся друг от друга на расстояниях L_1 (рис. 66). Вследствие разности средних нормальных (перпендикулярных) давлений* на противоположные стороны кубиков, по обе эти стороны возникает и разность ΔT между точками плавления льда:

$$\Delta T = \frac{1}{3} C\tau L_1^2/L^2,$$

где τ — среднее напряжение сдвига на границе ледник — ложе, C — константа (равна $7{,}4\times10^{-9}$ град/дин. см$^{-2}$).

Как уже указывалось, если основание ледника находится при температуре плавления льда, то тепло будет перетекать от стороны выступа, находящейся под меньшим давлением, к стороне, испытывающей большее давление, где лед будет таять. А вода будет течь в обратном направлении, замерзать на стороне под меньшим давлением и освобождать скрытую

* Допускается, что на контакте между ледником и ложем касательных (тангенциальных) давлений нет.

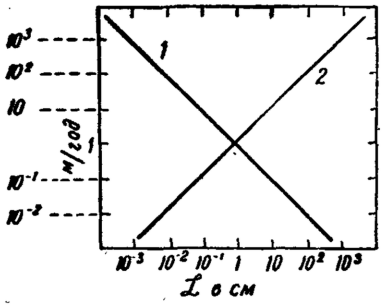

Рис. 67. Зависимость между логарифмами скорости скольжения ледника и логарифмами размеров неровностей ледникового ложа *(по Вэртману)*:

кривая *1* — скорости, обусловленные таянием льда под давлением; кривая *2* — скорости, обусловленные концентрацией давлений

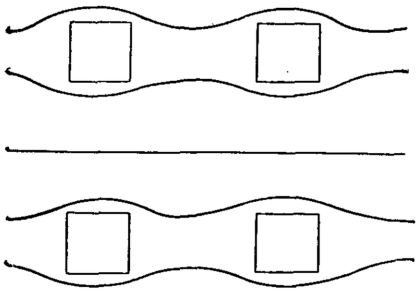

Рис. 68. Линии течения льда на ледниковом ложе вокруг препятствий *(по Вэртману)*

теплоту. Энергия, необходимая для поддержания этого цикла, доставляется работой сдвига во льду в основании ледника. Общее количество энергии, превращающейся в теплоту на дне ледника в единицу времени на единицу площади, равно $S\tau$, где S — скорость скольжения. Это количество энергии может расплавить объем льда, равный

$$\frac{S\tau}{IH\rho},$$

где H — теплота плавления, ρ — плотность льда, I — множитель для перевода единиц тепла в единицы энергии. Для ледника, скользящего со скоростью 40 м/год, типичная величина, достаточная, чтобы выделенное у дна тепло могло расплавить 1 см³ воды в 1 год на 1 см² площади, получается при $\tau = 10^6$ дин/см².

Поскольку у дна ледника происходит самостоятельное образование тепла, лед здесь может находиться на точке плавления даже и тогда, когда на поверхности ледника температура значительно ниже температуры, необходимой для того, чтобы лед в придонных частях таял. Но это будет лишь при условии, что тепло, возникающее в основании ледника, равно или больше тепла, уходящего от дна к поверхности.

Если T_s — температура дневной поверхности ледника, а T — точка плавления при данном давлении на нижней поверхности ледника и если движение льда в леднике почти параллельно ложу, тогда механизм таяния под давлением действует при условии:

$$T - T_s \leqslant S\tau d/ID,$$

где d — мощность ледника, D — коэффициент теплопроводности. Если же $T - T_s > S\ \tau d/ID$, то ледник не может скользить, так как тепла в придонных слоях недостаточно для доведения льда до точки плавления при данном давлении. При $S = 40$ м/год и $d = 100$ м нижний предел значения T_s, когда скольжение еще может иметь место, равен —6° (а с учетом тепла геотермического потока T_s может быть и несколько ниже — до —9°).

Скорость скольжения ледника по ложу, изображенному на рис. 66, равна объему льда, растаявшего в единицу времени на фронте выступа, деленному на площадь поперечного сечения выступа (Weertman, 1957, стр. 36). Скорость скольжения дается уравнением:

$$S_{pm} = \frac{\tau CD}{3H\rho L} \cdot \left(\frac{L_1^2}{L^2}\right).$$

Если отношение $L_1 : L$ постоянно, тогда скорость скольжения уменьшается с увеличением L. Зависимость между S и L дана на рис. 67 в предположении, что $L_1 : L = 4$, $H = 80$ кал/г, $D = 0{,}005$ кал/град · сек · см, $\tau = 10^6$ дин/см^2.

Обращаясь теперь к эффекту концентрации давлений и игнорируя пока разобранное выше таяние под давлением (а также, как и выше, предполагая, что на контакте лед — горная порода существует лишь нормальное давление, а касательных давлений нет), Вэртман изображает обтекание льдом неровностей ложа, как показано на рис. 68: лед сближается позади препятствия (после обтекания последнего) по причине гидростатического давления в леднике. Сжимающее усилие на стороне препятствия, подвергающейся высокому давлению, должно быть порядка $\frac{1}{2}\tau L_1^2/L^2$; на противоположной стороне препятствия — такой же величины растягивающее усилие.

Скорость скольжения S_{sc}, обусловленная концентрацией давлений, равна

$$S_{sc} = B\left(\frac{1}{2}\tau L_1^2/L^2\right)^n L.$$

Кривая 2 на рис. 67 показывает скорости скольжения при разных значениях L. Для расчета кривой принято: $L_1 : L = 4$, $\tau = 10^6$ дин/см^2, $n = 4{,}2$, $B = 0{,}017$ бар$^{-4{,}2}$ год$^{-1}$. Из формулы и рисунка видно, что скорость скольжения при данном механизме увеличивается с увеличением размеров выступов ледникового ложа (препятствий).

Рассматривая рис. 67, видим также, что если скорость скольжения обусловлена препятствием, размеры которого обозначены влево от пересечения двух кривых, то она определяется таянием при данном давлении. Если скорость скольжения обусловлена препятствиями, размеры коих указаны вправо от пересечения двух кривых, то она будет определяться концентрацией давлений.

Приравнивая значения S_{pm} и S_{sc} друг другу и решая уравнение в отношении L, получаем окончательное выражение для скорости скольжения ледника

$$S = \left(\frac{2BCD}{3H\rho}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\tau}{2}\right)^{\frac{1+n}{2}} \left(\frac{L_1}{L}\right)^{1+n}.$$

Луи Ллибутри посвятил вопросам трения ледника о ложе и скольжению ледника несколько работ (1958б, 1958в, 1959).

Прежде всего он обратил внимание на необходимость различать динамическое и статическое (вернее, квазистатическое, так как движение льда, хотя и слабое, при этом тоже имеется) трение ледника о ложе. Первое постоянно и близко к 1 бару, второе близко к 1,8—2 барам*. Величина динамического трения не зависит от скорости скольжения ледника или даже несколько уменьшается с увеличением этой скорости: так, на Мер-де-Гляс при скорости скольжения 105 м/год динамическое трение о ложе было 0,99 бара, а при скорости 134 м/год — 0,97 бара. По Л. Ллибутри, разница между величинами стати-

* Другие авторы, не различая этих двух видов трения, подсчитывали среднее трение вдоль всего продольного профиля, вследствие чего и получали величины, колеблющиеся от 0,5 до 1,5 бара.

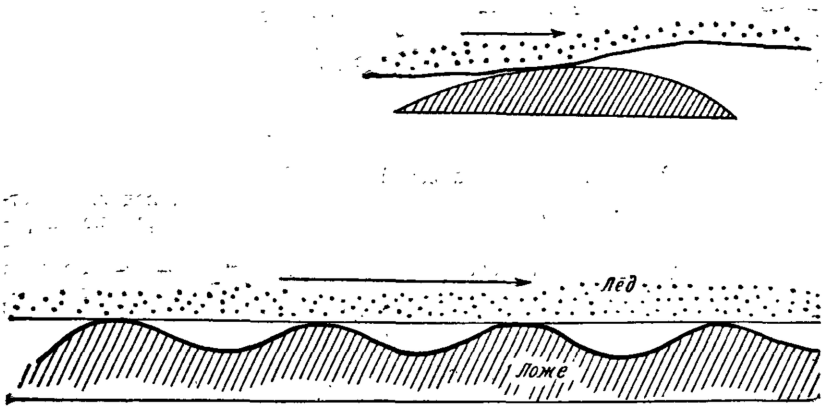

Рис. 69. Ледник при быстром скольжении по своему ложу опирается только на вершины неровностей ложа *(по Л. Ллибутри)*.
Наверху — деталь контакта ледника с верхушкой выступа ложа

ческого и динамического трения может объяснить наблюдаемое во многих долинных ледниках движение толчками (par saccades) (1958в).

У ледниковых покровов с отрицательными температурами основание приморожено к ложу, и скорости их движения зависят от законов течения льда и влияющих на это течение факторов (мощность льда, уклоны). Но в тех долинных и выводных ледниках, которые, по крайней мере в придонных слоях, находятся на точке плавления, появляется и скольжение по ложу.

По мнению Л. Ллибутри (Lliboutry, 1959), теория Вэртмана неудовлетворительна: 1) она имеет дело только с квазистатическим трением, при котором скольжение составляет всего несколько метров в год; 2) представление о неровностях ложа в форме кубиков крайне схематично; 3) не предусмотрен третий возможный механизм скольжения.

Неровности ледникового ложа Л. Ллибутри представляет в виде поперечных желобов, в связи с чем продольный профиль ложа выглядит как синусоида. Степень шероховатости r ледникового ложа равна $a : \lambda$, где a — средняя высота неровностей ложа, λ — среднее расстояние между неровностями (для сравнения: у речного ложа r порядка 0,05).

Л. Ллибутри рассмотрел оба процесса Вэртмана по отношению к ложу с синусоидальным продольным профилем. Он выяснил также возможность и третьего механизма скольжения. Дело в том, что нормальное (перпендикулярное) давление на дистальную (обращенную вниз по течению) сторону неров-

ности ложа крайне мало. Могут быть случаи, когда оно вовсе отсутствует; тогда лед *отслаивается* от дистальной стороны и под ним образуется полость, которая, возможно, заполнится водою. Вода в леднике должна иметь гидростатическое давление, равное давлению льда, но если она циркулирует в полости, давление не может быть гидростатическим. Факт существования обоих этих видов подледниковых вод уменьшает давление ледника P на его ложе на некоторую величину p.

Отслаивание льда Л. Ллибутри считает явлением вполне правдоподобным. А когда ледник движется быстро, он опирается только на вершины выступов ложа (впрочем, эта опора не точка, а некая площадка, захватывающая и самую верхушку выступа, и самый верхний небольшой участок проксимального — т. е. обращенного навстречу движению ледника — склона) (рис. 69). Это делает трение о ложе независимым от скорости движения ледника и равным

$$\frac{\pi}{2} r (P - p).$$

В общем случае средняя величины трения о ложе на единицу площади равна максимальному напряжению сдвига, которое, как нам уже известно, порядка 1 бара.

Чтобы скольжение было сколько-нибудь заметным, нужно, чтобы средняя шероховатость ложа была примерно $(\pi : 2) \sin \beta$, где β — уклон ложа. Если шероховатость выше этой величины — скольжения не будет, если ниже — скольжение будет и никакие изгибы и неровности долины его задержать не могут.

В леднике, скользящем со скоростью 100 м/год, ни одна точка основания ледника не покоится на одном и том же выступе ложа более суток. Следовательно, выступ может внедриться в лед в лучшем случае на несколько миллиметров. Но если ледник прекратит скольжение (а это бывает при медленном движении), тогда все неровности ложа внедрятся в основание ледника и последнее будет плотно примыкать к ложу. И чтобы вновь начать скольжение, ледник должен преодолеть все неровности при помощи первого и второго механизмов, описанных Вэртманом (таяния и обтекания), но не при помощи третьего процесса, описанного Л. Ллибутри. Так и возникает квазистатическое трение, даваемое теорией Вэртмана. В изотермических ледниках, где лед не может примерзать к ложу, статического трения нет, так как всегда налицо слабое скольжение, как бы ни была мала компонента силы тяжести, направленная вниз по течению.

Механизм скольжения по верхушкам неровностей ледникового ложа, вызывающий скольжение 100 м/год, действует, когда размер выступа не превышает 21 см. При размере вы-

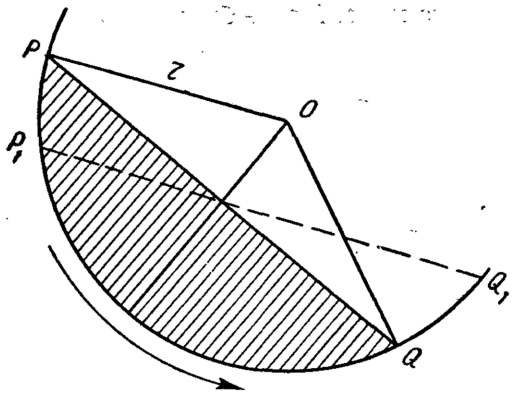

Рис. 70

ступа больше 0,21 м действует механизм **концентрации давлений** (Lliboutry, 1959, стр. 260).

Некоторые соображения Р. Кёхлина о скольжении ледника см. в § 87.

85. **Теория вращательного скольжения.** В ледниках наблюдаются более или менее изогнутые, но всегда обращенные выпуклостью к ложу ледника плоскости скалывания. Проследив их расположение в продольном профиле каровых ледников, некоторые авторы (Lewis, 1949; Clark and Lewis, 1951, и др.) пришли к заключению, что по этим плоскостям происходит вращательное скольжение (rotational slipping) *внутри* ледников; кроме того, ледник и в целом может скользить вдоль базальной взбросовой плоскости, примыкающей к ложу ледника, имеющему в общем дугообразный продольный профиль.

Очень упрощенная схема дана на рис. 70. Здесь заштрихованный сегмент представляет продольное сечение простого карового ледника, r — радиус круга с центром в O, дуга которого, стягивающая угол POQ, образует ложе ледника. Точка O — это одновременно проекция на плоскость чертежа горизонтальной оси, расположенной поперек долины и на некотором расстоянии над поверхностью ледника. При подходящем значении момента относительно точки O вокруг указанной горизонтальной оси происходит вращательное скольжение всего ледника в направлении, указанном стрелкой, причем в связи с этим поверхность ледника PQ должна в пределе переместиться в положение P_1Q_1.

Считалось, что вращательное скольжение может быть также и в долинных ледниках — у подножия ледопадов и на концах языков.

Толчком к вращательному скольжению служит нарушение равновесия между верховьями ледника, которые вследствие

накопления атмосферного, лавинного и навеянного снега, становятся «тяжелее», и его концом, который вследствие таяния льда становится «легче». Поворот ледника вдоль ложа вокруг горизонтальной поперечной оси с запрокидыванием на себя восстанавливает равновесие. При вращательном скольжении ледник выскабливает свою постель от рыхлого материала, а затем шлифует и углубляет ее. Возникновение таких форм ледникового рельефа, как цирки, кары и бассейны, хорошо объясняется гипотезой вращательного скольжения.

Вскоре после своего возникновения теория была пересмотрена ее авторами в свете новых работ (Оровена, Ная, Глена), посвященных пластическому движению ледников. Теперь ее считают не столько самостоятельным механизмом движения (таковым она может быть разве только в ледниках малой мощности, в которых пластическое движение незначительно), сколько дополнительным к основному пластическому, в частности, к механизмам «сжимающего» и «растягивающего» течения (см. § 93), создающим в теле ледника различно ориентированные плоскости максимальных напряжений, т. е. потенциальные плоскости расколов.

Если расколы вдоль этих плоскостей действительно возникнут, тогда и проявятся элементы вращательного скольжения ледника. Но для этого нужно, чтобы в теле ледника образовалась как бы единая дугообразная поверхность раскола, идущая от поверхности ледника книзу, касающаяся ложа ледника (тангенциально) и затем вновь поднимающаяся к поверхности ледника. Кстати, по этой направленной кверху ветви минеральные обломки с ложа ледника могут быть выжаты на его поверхность (т. е. эти плоскости скалывания объясняют эрозию, производимую ледником).

До сих пор сторонники теории оперируют только с косвенными признаками вращательного скольжения, к которым относятся: угол выхода на поверхность ледника плоских обломков горных пород и угол падения полосчатости. Кларк и Льюис (Clark and Lewis, 1951) наблюдали в каровом леднике Скаутхё (Ютунхейм, Норвегия), что все полосы падают вверх по леднику, но в голове ледника угол падения составляет от 0 до 13°, в средней части — до 40° и более, а на конце ледника уменьшается до 10° и меньше, вплоть до 0°. Такое распределение углов падения по продольному профилю, по мнению авторов, — результат вращательного скольжения: при повороте ледника пологое падение полос превращается в крутое, а сопровождающее поворот интенсивное таяние на конце ледника выводит на поверхность глубинные полосы, почти параллельные ложу.

86. Теории объемных изменений. Одной из первых в этой группе была теория дилатации, созданная И. Шейхцером, развитая Ж. Шар-

пантье и поддержанная Л. Агассицем: лед движется вследствие внутреннего разбухания (dilatation) его частей, вызванного замерзанием и расширением воды в мельчайших трещинах. Увеличение объема толкает ледник в направлении наименьшего сопротивления, т. е. вниз по уклону русла. Ж. Шарпантье (1841, 1843) думал, что ледники движутся только летом (днем лед тает, ночью вода замерзает), а зимою неподвижны.

Если лед действительно расширяется в сторону наименьшего сопротивления, то он должен расширяться не вниз по долине, а кверху (в воздух). Но по теории дилатации утолщение ледника снимается таянием поверхности, и уровень последней остается неизменным. Вывод этот противоречит наблюдениям: летом, когда ледник движется быстрее всего и, следовательно, якобы сильнее всего расширяется, поверхность его бывает резко понижением.

Противоречит теории и то, что ледник днем и летом обладает большей скоростью, чем зимой и ночью (в первом случае условия для замерзания воды хуже, чем во втором). Вода в «теплом» леднике (с температурой, близкой к 0°) находится в неблагоприятной для замерзания обстановке. Теперь известно также, что вода с поверхности просачивается очень неглубоко — значит, пришлось бы согласиться, что движение присуще только верхним горизонтам ледника.

По расчетам Ф. Фореля, увеличение объема воды при замерзании не может объяснить действительно наблюдающиеся в леднике скорости движения. Если плотность льда 0,92 — значит, вода увеличивается при замерзании на 0,08 по объему или на 0,027 по длине. Зимою Аарский ледник движется по 15 см/сутки. Для истолкования этого движения дилатацией необходимо предположить, что ежедневно образуется 5,5 м нового льда или 550 м за 100 дней (зимний сезон). Это невероятно.

Теории дилатации до некоторой степени родственна точка зрения Г. Мозли (1855, 1869), который рассматривал движение ледника как результат попеременного сжатия и расширения льда при колебаниях температуры. Так как ледник лежит на наклонной плоскости, то расширение и сжимание его не может происходить равномерно в обе стороны от центра тяжести. При расширении верхняя его половина, чтобы подняться по склону, должна была бы преодолеть сопротивление собственного веса и давление верхних частей, а потому расширение большей части ледника происходит вниз по скату, т. е. в том направлении, в каком оно облегчается силой тяжести. Так же и при сжимании: если бы оно совершалось равномерно в обе стороны от центра тяжести, то нижняя половина ледника должна была бы подниматься в гору. Поэтому сжимание происходит путем стягивания большей части ледника вниз по наклонной плоскости.

Очевидно, речь идет о колебаниях отрицательных температур (так как выше 0° лед перестает быть льдом). Летом, когда ледник тает, шансы на заметные колебания температуры очень невелики: смесь воды и тающего льда имеет постоянную температуру. Зимой они больше. Но тогда нужно прийти к выводу, что ледники зимою движутся быстрее, чем летом, а это неверно.

Одновременно другая школа гляциологов, выразителем которой был Ф. Хюги (1843), связывала движение ледника с ростом отдельных кристаллов: рост зерен приводит к увеличению всего тела ледника, а это вызывает его смещение вниз.

В настоящее время все теории объемных изменений представляют чисто исторический интерес.

87. Гидродинамические теории течения. К этой группе относятся теории, которые уподобляют движение ледников течению вязкой жидкости. Мысль о таком уподоблении принадлежит Рандю, но ее первичная разработка есть заслуга Д. Форбса

(Forbes, 1843, 1844), который сформулировал свои взгляды следующим образом: «Ледник есть несовершенная жидкость или вязкое тело, которое перемещается вниз по склону вследствие взаимного давления своих частей».

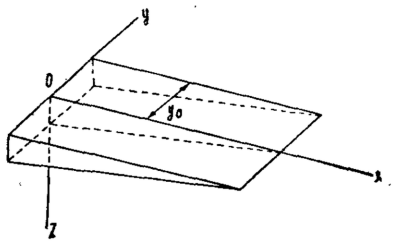

Рис. 71

После Д. Форбса теория вязкого течения разрабатывалась А. Одэном, Б. П. Вейнбергом, К. Сомилианой, М. Лагалли и др.

А. Одэну принадлежит первая попытка использовать математический аппарат для выражения движения ледника. Одэн (Odin, 1889) исходил из следующих предпосылок: ледник течет в прямоугольном призматическом канале; мощность ледника мала в сравнении с его длиной; поверхность ледника параллельна поверхности его ложа; траектории частиц льда параллельны оси ледника, и скорость частиц на каждой траектории постоянна во всех точках последней. Управляют движением ледника сила тяжести и трение (внешнее и внутреннее), причем внешнее трение в леднике — это трение одного твердого тела о другое. Оно пропорционально скорости движения и суммарному давлению, какое оба тела оказывают друг на друга; давление это автор уподобляет гидростатическому, т. е. считает его пропорциональным толщине льда в данной точке.

Для анализа течения льда в канале А. Одэн выбрал систему прямоугольных (декартовых) координат $Oxyz$ таким образом, что ось Ox делит плоскую поверхность ледника в продольном направлении на две части (рис. 71), а ось Oy лежит в верховье канала. Затем автор выделяет мысленно в теле ледника параллелепипед льда, центр которого O имеет координаты xyz, а его ребра, параллельные осям координат, имеют длины dx, dy, dz (рис. 72). На параллелепипед действуют силы:

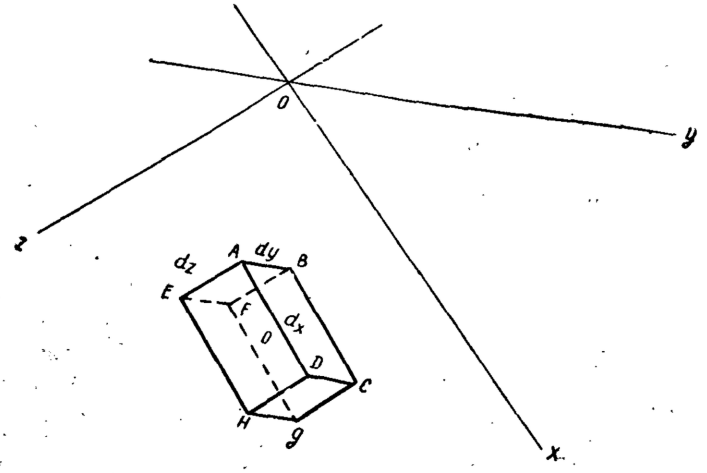

Рис. 72

1) собственный вес параллелепипеда, вернее, его составляющая в направлении положительных x-ов:

$$g \cdot \rho \cdot \sin \alpha \cdot dx \cdot dy \cdot dz,$$

где: α — угол, образованный осью Ox с горизонтальной плоскостью, g — ускорение силы тяжести, ρ — плотность льда;

2) давление льда на грани параллелепипеда $ABFE$ и $DCHG$; равнодействующая давлений на эти грани составляет

$$-\frac{\partial p}{\partial x} dx \cdot dy \cdot dz,$$

где p — давление в O на единицу поверхности в направлении Ox на плоскости, параллельной yOz;

3) силы, касательные к граням параллелепипеда и обусловливающие разность скоростей движения этих граней. Так как грани, названные в предыдущем абзаце, этим силам не подвержены, то касательные силы рассматриваются лишь для граней $BCGF$, $ADEH$, $ABCD$ и $EFHG$.

Общее уравнение движения ледника, выведенное А. Одэном (Odin, 1889, стр. 41), имеет вид

$$\sin \alpha - \frac{1}{g\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + K\left(\frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}\right) = 0.$$

Здесь v — скорость движения льда в точке O, а $K = \frac{F}{g\rho}$, где F — коэффициент внутреннего трения льда.

Уравнение справедливо для всех точек ледника, но его можно интегрировать, только установив граничные условия. Автор определяет эти условия и, опираясь на них, выводит формулу скорости льда в любой точке канала. Однако формула (стр. 51) получилась настолько громоздкой, что А. Одэн вынужден был пойти по пути внесения в анализ дальнейших упрощающих предположений, которые, на наш взгляд, в конце концов обесценили возможность приложения его результатов к реальным ледникам.

Большая заслуга А. Одэна в том, что он обратил внимание на роль продольного давления в механизме движения ледников.

Из более новых теорий отметим теорию, которую разработал Карло Сомилиана (Somigliana, 1921) и усовершенствовал Макс Лагалли (Lagally, 1929, 1930, 1932, 1933). Оба они рассматривают лед как жидкость с постоянной вязкостью. Следовательно, скорость течения должна быть прямо пропорциональна приложенному усилию, а кривая распределения скоростей в леднике по вертикали должна иметь форму параболы. Скорость движения вблизи ложа близка к нулю.

Исследуется равномерное стационарное движение ледника в цилиндрическом канале произвольного поперечного сечения. Все линии течения суть прямые, параллельные оси цилиндра. Скорость на каждой линии течения постоянна. Абляция и аккумуляция не принимаются во внимание. Поверхность ледника плоская, уклон поверхности ледника и ложа однообразный и одинаковый, ширина ледника значительно больше его толщины. Речь идет о таком движении, какое свойственно языку большого долинного ледника вблизи фирновой линии.

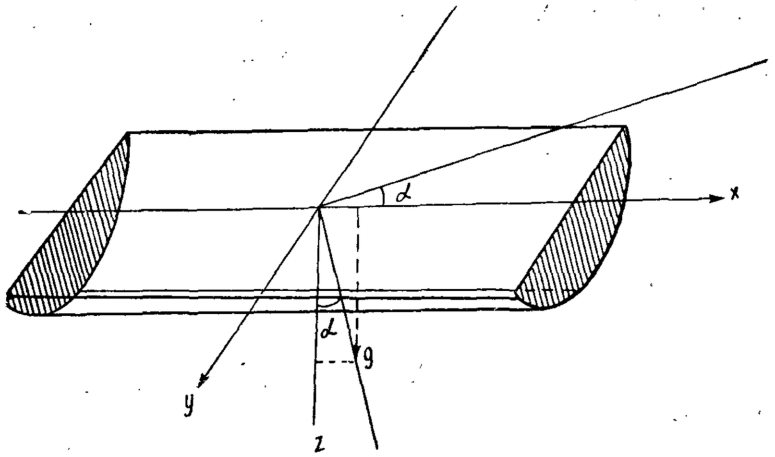

Рис. 73

Ось x системы координат, расположенная на поверхности ледника, направлена по движению ледника под углом α к горизонтальной плоскости (рис. 73); ось y горизонтальна, лежит на плоской поверхности и направлена от левого края ледника к правому; ось z направлена вниз под углом α к вертикали, т. е. перпендикулярно к поверхности ледника. Компоненты силы, действующей на лед, будут: $X = g \cdot \sin\alpha$; $Y = 0$; $Z = g \cdot \cos\alpha$, где g — ускорение силы тяжести.

Получены следующие уравнения движения:

$$\mu \Delta U + \rho g \sin\alpha = 0;$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = 0;$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g \cos\alpha.$$

Здесь μ — коэффициент вязкости льда, U — скорость движения внутри ледника, ρ — плотность льда, p — давление.

В соответствии с двумя последними формулами, давление (которое есть функция только от y и z) равняется

$$p = \rho g z \cos\alpha + p_0,$$

где p_0 — постоянная интегрирования, иначе — давление на поверхности (при $z=0$), т. е. атмосферное давление.

В больших долинных ледниках скорость движения поверхности ледника бывает нередко на обширных пространствах постоянна. Такое пространство можно рассматривать как участок идеального ледника с постоянной поверхностной ско-

ростью ($U_0 = \text{const}$). Тогда скорость внутри такого ледника (на заданной глубине z под поверхностью) для продольной оси ледника

$$U = U_0 - \frac{\rho g}{2\mu} z^2 \sin\alpha^*.$$

При постоянстве поверхностной скорости U_0 и при параллельности верхней и нижней поверхностей ледника можно определить мощность z ледника:

$$z = \sqrt{\frac{2\mu U_0}{\rho g \sin\alpha}}.$$

Эту формулу следует применять лишь на тех участках ледника, где $U_0 = \text{const}$.

Для вычисления μ берется такое выражение, выведенное из предыдущего:

$$\mu = \frac{\rho g \sin\alpha z^2}{2U_0}.$$

Например, по этому уравнению для одной из скважин на леднике Хинтерейсфернер (глубина скважины 224 м, $U_0 = 49$ м/год, $1 : \sin\alpha = 16$) получено $\mu = 0{,}94 \times 10^{14}$ г/см$^{-1}$ сек$^{-1}$ (Lagally, 1930).

Теория позволяет определить поперечный профиль нижней поверхности ледника (т. е. поперечный профиль ледникового вместилища) по характеру распределения скорости на дневной поверхности ледника. Если скорость на поверхности ледника возрастает от краев к середине линейно, то профиль нижней поверхности ледника есть парабола с вертикальными касательными на краях ледника (рис. 74 *A*). Если скорость от краев к середине возрастает сначала линейно, а потом медленнее — профиль ледникового ложа будет полуэллипс с вертикальными касательными по бокам ледника (рис. 74 *B*). Наконец, если скорость на поверхности ледника возрастает от краев к середине параболически, то профиль нижней поверхности есть прямая линия (рис. 74 *C*).

Последней по времени большой работой, посвященной приложению формул гидравлики к движению ледников, является монография Рэне Кёхлина (Koechlin, 1944)**.

Приняты упрощения: рассматривается только средняя часть ледника; ширина ее на всем протяжении одинакова; уклон поверхности ледника тоже одинаковый, поперечное

---

* Очевидно, вместо ρg всюду можно брать δ, или объемный вес льда.

** Критический разбор книги Р. Кёхлина см. в «Пробл. физ. геогр.», XVI, 1951, стр. 198—201 (Г. А. Авсюк).

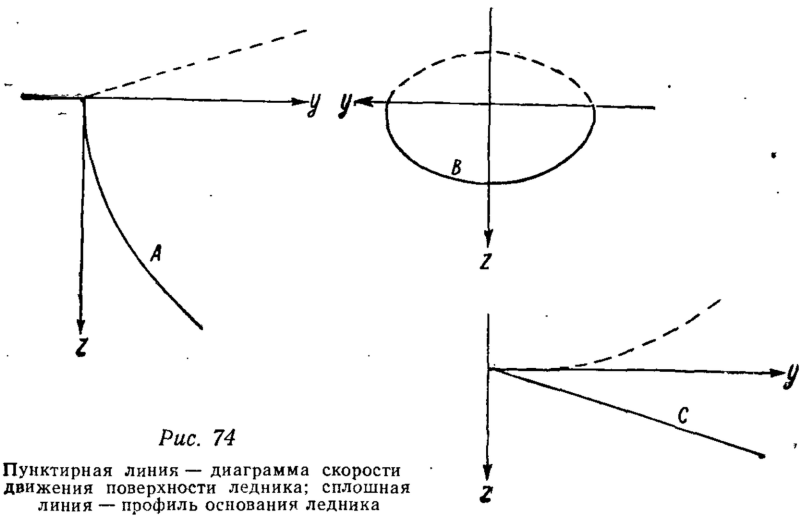

Рис. 74

Пунктирная линия — диаграмма скорости движения поверхности ледника; сплошная линия — профиль основания ледника

сечение вместилища по форме близко к параболе; ледник находится в стационарном состоянии.

Автор нашел, что сила трения F на единицу площади в леднике выражается формулой

$$F = f \cdot \sigma,$$

где f — коэффициент трения, а σ — давление, под действием которого лед раздавливается (по Р. Кёхлину, оно равно 22 кг/см^2, что отвечает мощности льда в 240 м).

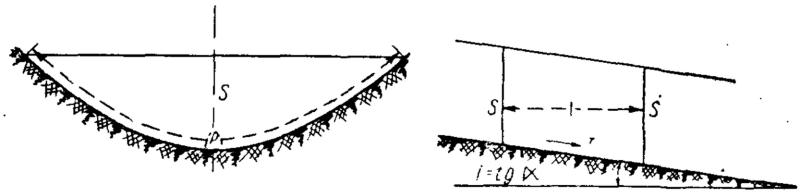

Рис. 75

Какова при толщине ледника y и при его наклоне i тангенциальная сила T (параллельная наклону), которая действует для преодоления трения?

Трение F_p по всему «смоченному» периметру p^* для сечения шириною l будет (рис. 75):

$$F_p = f \cdot \sigma \cdot p \cdot l.$$

---

* «Смоченный» периметр в гидравлике — это периметр той части русла, которая находится под уровнем движущейся жидкости.

В случае равновесия этому трению будет противостоять T, равная весу, умноженному на sin α. При этом полагаем ввиду малости α, что $\sin\alpha = \operatorname{tg}\alpha = i$; вес $= S \cdot l \cdot \delta$ (где S — площадь живого сечения, δ — вес единицы объема льда).

В условиях равновесия (т. е. на пределе, с которого начинается скольжение льда)

$$T = F_p;$$

$$f \cdot \sigma \cdot p = S \cdot \delta \cdot i;$$

$$f \cdot \sigma = \frac{S}{p} \delta i .$$

Отношение $S : p = R$ есть средний гидравлический радиус (отношение площади сечения ледника к «смоченному» периметру). Выражая давление σ при помощи отвечающей этому давлению мощности m льда, получим (в м):

$$Ri = fm \text{ , отсюда } i = \frac{f}{R} m.$$

Эта формула есть общая формула движения ледников, так как она дает уклон, при котором происходит скольжение, в зависимости от гидравлического радиуса, раздавливающего лед давления (выраженного в мощности льда, отвечающей такому давлению) и от коэффициента трения.

Для ледников, у которых их ширина очень велика по сравнению с их толщиною e (например, для некоторых полярных),

$$R = e,$$

и тогда общая формула приобретает вид:

$$ei = fm.$$

Для ледников существует предельный (критический) уклон i, по достижении которого ледник начинает скользить. Если этот уклон не достигнут — ледник движется исключительно как текучая масса под действием силы тяжести, преодолевая внутреннее трение. В этом случае придонная скорость равна нулю.

Р. Кёхлин вывел также уравнение скорости движения v_s на поверхности ледника в зависимости от придонной скорости v_0, уклона i и гидравлического радиуса R:

$$v_s = v_0 + \frac{\delta}{2\mu} iR^2.$$

Если скольжение ледника по его ложу отсутствует (т. е. $v_0 = 0$), тогда

$$v_s = \frac{\delta}{2\mu} ie^2.$$

Теория чисто вязкого течения ледников встречает в наше время серьезные возражения. Против отожествления льда с вязкой жидкостью говорят: скольжение ледников по ложу; очень большая скорость движения некоторых ледников, для объяснения которой пришлось бы предположить вязкость льда в сотни раз меньшую, чем наблюдаемая в действительности; передача льдом ориентированного давления (под давлением вышележащих масс лед, например, может двигаться по обратному уклону, тогда как жидкость в подобном случае повысила бы свой уровень и стала бы стекать через порог); случаи прерывистого движения ледников не только во времени (толчками), но и в пространстве (по внутренним плоскостям разрывов).

Причина этих противоречий в том, что лед не вязкая жидкость, а вещество, обладающее более сложными свойствами (упруго-вязко-пластическое тело).

88. **Теории режеляции.** В историческом обзоре основных теорий движения ледников нельзя обойти молчанием взгляды Д. Тиндаля. Он придавал настолько большое значение режеляции, что приписывал ей главную роль и в движении ледников. По теории режеляции, движение ледника обусловлено тем, что лед его раздавливается под действием собственной тяжести, обломки льда меняют свое положение и опять смерзаются. Получается нечто вроде движения сыпучего вещества: твердое и хрупкое тело своим перемещением внешне напоминает течение пластического тела (или вязкой жидкости).

Но для раздробления ледяной пластины нужно, чтобы над ней столб льда имел высоту не менее 200 м. Следовательно, в леднике только начиная с этой глубины может происходить раздавливание льда и, значит, нижние слои льда должны находится в отношении движения в более благоприятных условиях, чем верхние, что стоит в противоречии с фактами.

В 1857 г. Джемс Томпсон предполагал, что благодаря давлению, имеющемуся в леднике, часть льда обращается в жидкость. Талая вода продавливается сквозь ледник в том направлении, в каком ей представляется удобнейший исход, и замерзает на новом месте, будучи освобожденной от давления, понижающего точку плавления. Так как давление таким образом устранено в месте, где оно было первоначально приложено, новые частицы льда подвергаются этой силе, и явление повторяется вновь. Повторению этих процессов Д. Томпсон приписывал изменения в форме, наблюдаемые в ледниках *.

Т. Чемберлин (Chamberlin, 1904) придает большое значение давлению и растяжению. На точках взаимного соприко-

* Варианты этой гипотезы мы находим у Э. Дригальского.

сновения зерен лед сдавлен и обладает стремлением таять. Где соприкосновения нет, зерна подвергаются растяжению, и вода здесь должна вновь отвердеть. Сжатие зерен (под действием тяжести) не только понижает точку плавления, но и производит тепло в том месте, где сжатие сказывается. По Чемберлину, движение ледника вызвано тем, что на контактах зерен происходит мгновенное таяние очень малых объемов льда, и получившаяся вода немедленно и тут же рядом (где сжатие меньше) замерзает. Вследствие плавления лед оседает, область контакта переносится в другой пункт, там процесс повторяется и т. д. Ледник при этом все время остается твердым. Вместо того чтобы всей массе льда приписывать свойства вязкой жидкости, Т. Чемберлин предполагает свободную текучесть у ряда частиц, которые, однако, в каждый данный момент составляют лишь ничтожную часть всего вещества ледника. Будучи убежденным, что вязкая жидкость не может быть кристаллической, автор своей гипотезой пытался устранить противоречие между течением ледника по типу вязкой жидкости и сохранением ледником кристаллического строения.

Теорию Т. Чемберлина нельзя считать чистой теорией режеляции, так как она предусматривает совместное проявление и других механизмов движения (скольжение зерен друг относительно друга, скольжение внутри зерен, скалывание льда и т. п.).

89. Теории скалывания. К началу XX в. многочисленные теории движения ледников разбились на два русла: одна школа гляциологов разрабатывает в разных вариантах теорию пластического течения, другая — теорию ламинарного движения.

Здесь термин «ламинарное движение» в отношении ледников применяется для обозначения макроскопических явлений и означает спазматическое движение твердых масс по плоскостям разрыва; следовательно, он имеет мало общего с понятием ламинарного движения жидкости, принятым в гидрологии. По теории ламинарного течения, ледник разделен на пластины, которые перемещаются с разными скоростями друг относительно друга в связи с различием скоростей движения ледника на поверхности и у дна, в середине и по бокам. Между пластинами — плоскости скалывания (thrust planes, shear planes). Единицей движения служит либо пластина льда, либо более крупная масса.

Надо оговориться, что имеются концепции ламинарного течения, в которых оно рассматривается либо как вязкое, либо как пластическое. Это в тех случаях, когда предполагают, что ледник состоит из тончайших пластин, которые, наподобие карт в колоде, могут скользить одна относительно другой по

плоскостям разрыва. Такое течение частично допускалось Д. Наем, принималось М. Деморестом и т. д.

Однако в настоящем параграфе мы говорим о передвижении крупных частей ледника по крупным и видимым плоскостям скалывания.

Г. Краммер тесно связывал такой тип движения ледника с полосчатостью последнего. Полосчатое строение препятствует зернам ледника переходить из одного слоя в другой, т. е. выступать за пределы «ленты». Значит, зерна соседних лент не зацепляются друг за друга, и каждый слой обладает известной обособленностью. При давлении разрывы будут вдоль слоев, и ледник будет двигаться вследствие взаимного скольжения этих слоев.

По мнению А. Гамберга, части ледника стремяться перемещаться вдоль поверхностей, более или менее параллельных контуру ложа и имеющих, следовательно, форму уплощенного полуцилиндра. Возникают поэтому продольные растрескивания, особенно в поверхностных, более хрупких горизонтах, и образовавшиеся таким образом слои медленно соскальзывают друг по другу. До конца эту точку зрения развил Г. Филипп, утверждавший, что ледник движется только путем относительного перемещения слоев по продольным разрывам. В противоположность А. Гамбергу, он полагает, что именно у дна скольжение сильнее всего. Взгляды Г. Филиппа не находят сейчас приверженцев.

90. Общее замечание о теории пластического течения ледников. Теории пластического течения ледников пользуются в настоящее время широким признанием.

Признаки пластического течения весьма многочисленны: дифференциальное движение (т. е. различие скоростей движения между осевыми и боковыми частями ледника, между поверхностными и придонными слоями) и связанное с этим расположение огив, обтекание льдом препятствий (например, нунатаков), сужение и расширение ледника в долине, растекание его по выходе из гор на равнину, стяжение вырытых во льду туннелей, приспособление внешней формы ледяной массы к топографическим особенностям. Другие признаки — признаки твердого тела (следы ледниковой эрозии, плоскости скалывания во льду и т. д.) — этому не противоречат, так как проявление пластических свойств ограничено условиями температуры и давления.

По теории пластического течения, единицами течения являются молекулы, группы молекул или отдельные кристаллы. При этом одни авторы придают главное значение процессу «мезопластичности», при котором зерна льда скользят друг относительно друга, как дробины в куче дроби, и это скольжение облегчается присутствием пленок воды между зернами.

Другие считают, что главное — это «микропластичность», т. е. скольжение внутри зерен вдоль базальных плоскостей (плоскостей трансляции). Третьи видят основную причину в рекристаллизации, т. е. в молекулярном обмене через границы зерен, и в росте одних зерен за счет других. Таяние под давлением и режеляция, рассмотренные нами в предыдущих параграфах, тоже нередко включаются в круг механизмов пластического течения льда. Наконец, различие между теориями пластичности может возникать и вследствие разных представлений о распределении скоростей движения в ледниках по вертикали.

Хагенбах-Бишоф (1889) и Р. Эмден (1892) — решительные сторонники того, что ледник течет вследствие пластических деформаций зерен; они полагали, что если бы ледник состоял только из одного кристалла, он двигался бы совершенно так же, как и реальные ледники. Принципиально того же взгляда придерживались О. Мюгге, Г. Гесс и др. Т. Чемберлин (Chamberlin, 1904), указывая на то, что при движении ледника его зернистая структура не разрушается, считал более вероятным относительное перемещение зерен, а не слагающих кристаллы пластинок.

91. Гранулярная теория. Альберт Гейм (Heim, 1884) в движении ледников видел сочетание различных причин (частичное внутреннее таяние под давлением, пластическая деформация без разрывов, изменение положения ледниковых зерен, частичная режеляция, скольжение по ложу), но полагал, что единицей движения служит ледниковое зерно, ведущее себя, как молекула воды в потоке. Как было отмечено (§ 90), Т. Чемберлин тоже склонен был придавать наряду с прочими факторами большое значение ваимному скольжению зерен по плоскостям наименьшего сцепления. Лед движется путем рекристаллизации, грануляции, постоянного приспособления зерен, скольжения в самих зернах и скалывания, причем зерна либо увеличиваются, либо уменьшаются в размерах и меняют свое относительное положение. Путем суммирования этих мелких приспособлений вся масса льда течет вдоль линий наименьшего сопротивления.

А. Рено показал, что пленка солевого раствора, обволакивающая каждый кристалл, облегчает перемещение зерен друг относительно друга. В полярных ледниках имеет значение только микропластичность, оттого движение льда там медленное. В ледниках стран умеренного климата нельзя ли более быстрое движение объяснить тем, что в них процессы микропластичности складываются с процессами мезопластичности? Ж. Трикар и А. Кайё (Tricart et Cailleux, 1953) указывают, что подобная идея еще никем, к сожалению, не была приложена к объяснению движения ледников.

Сторонников того, чтобы относительным взаимным перемещением зерен объяснить движение *всего* ледника, сейчас нет. Но известно, что механизм течения *фирна* резко отличается от механизма течения льда, и в фирне основой его движения является именно движение отдельных кристаллов и их агрегатов, тогда как в ледниковом языке — скольжение слоев льда друг по другу и пластическая деформация отдельных кристаллов (Seligman, 1941, стр. 312). Причина в том, что из-за плотности льда и особенностей срастания зерен зерна в ледниковом языке уже не могут беспрепятственно поворачиваться друг относительно друга и скользить одно по другому, как горошины в куче гороха, ползущей по наклонной плоскости (Perutz and Seligman, 1939).

92. Теория выталкивания. Давно считается, что поверхностные слои льда в леднике движутся быстрее придонных, движение которых тормозится неровностями ложа. В 30-х годах XX в. некоторые исследователи подвергли ревизии это представление. В 1937 г. М. Деморест сообщил,что в западной Гренландии констатируется выжимание льда из-под ледниковой шапки в тех местах, где аккумуляция снега особенно велика.

В 1938 г. Р. Штрейф-Беккер опубликовал работу, в которой говорилось, что во многих частях ледника нижние его слои движутся быстрее верхних. Исследователь с 1916 г. ежегодно измерял накопление снега в фирновой области Клариденштока (горная группа Теди в Альпах) и пришел к выводу, что если аккумуляция фирна не повышает поверхность ледника (средний уровень ее в 1937 г. был не выше, чем в 1916 г.), то это значит, что фирн должен эвакуироваться из бассейна питания быстрее, чем об этом можно было бы заключить из измерений скорости движения поверхности ледника.

Метод изучения накопления снега состоял в следующем: ежегодно в сентябре снег посыпали охрой, а в сентябре следующего года раскапывали слой до краски и тем самым устанавливали ежегодное превышение аккумуляции над абляцией. Среднее превышение за период 1916—1937 гг. составляло 3,167 м в год.

Р. Штрейф-Беккер выбрал на Клариденфирне прямоугольник *ABCD* (схема его дана на рис. 76) площадью 1 089 200 м²; сторона прямоугольника, лежащая ниже по течению (*CD*), находилась одновременно на поперечном створе *EC* ледника; концы створа были зафиксированы на обоих скалистых склонах глетчера. На *ABCD* ежегодное превышение аккумуляции составляло $1\,089\,200 \times 3{,}167 = 3\,449\,500$ м³.

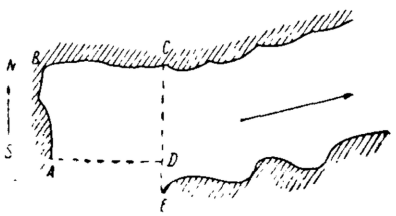

Рис. 76

Средняя годовая скорость на поверхности ледника на створе *EC* была 14 м. Площадь попереч-

ного сечения по *CD* была определена в 68 000 м². Следовательно, ежегодно через это поперечное сечение могло проходить 68 000×14=952 000 м³, т. е. в 3,5 раза меньше, чем накапливалось за то же время на площадке *ABCD*. Стало быть, поверхностной скорости 14 м/год не хватает для удаления фирна из верховьев ледника; оставалось предположить, что под поверхностью фирн вытекает быстрее. В этих расчетах вызывает сомнение площадь поперечного сечения ледника на отрезке *CD*. Длина *CD* = 835 м. Мощность ледника в этом месте определена Р. Штрейф-Беккером по *косвенным* соображениям равной 110 м в самом глубоком месте.

В доказательство своей теории Р. Штрейф-Беккер приводит еще следующие соображения:

1) трещины на леднике никогда не бывают глубже 30 м, потому что верхние слои твердые, хрупкие, нижние — текучие, и трещин в нижних слоях быть не может;

2) скорость льда зимою на Кларидендфирне больше, чем летом, так как летом на данной глубине давление недостаточно для порождения течения выталкивания, а зимой (из-за накопления снега) достаточно.

Основное следствие гипотезы Р. Штрейф-Беккера: линия наибольшей скорости движения в леднике то располагается вблизи дна, то поднимается ближе к поверхности ледника. На ригелях и на конце ледника эта линия ближе к поверхности, чем в других местах.

Наиболее полно идею о течении выдавливания (выталкивания) сформулировал Макс Деморест (Demorest, 1943). По Деморесту, течение ледника — это процесс дифференциального скалывания: бесконечно малые «слои» скользят по бесконечному количеству плоскостей. Вместе с тем это течение в зависимости от ряда условий может принимать разные формы. Автор различает два основных типа течения и два подтипа, а именно:

1. *Гравитационное течение* (gravity flow) бывает, как правило, когда уклон поверхности ледника равен уклону ледникового ложа или меньше этого уклона, а последний достаточен для преодоления трения льда о ложе. Движение вызвано напряжением скалывания (сдвига), равным слагающей силы тяжести в направлении уклона ложа и параллельной ложу. Это напряжение пропорционально весу вышележащих слоев и синусу угла наклона; чем ближе к поверхности ледника, тем меньше напряжение сдвига, чем ближе к ложу, тем оно больше. Однако скорость движения ледника с глубиною не возрастает, а уменьшается, и поверхностные слои ледника движутся быстрее, «так как они увлекаются вниз по течению всей суммой дифференциальных движений нижележащих слоев» (Demorest, 1943, стр. 370).

2. *Затрудненное гравитационное течение* (obstructed gravity flow) возникает, когда ледник уменьшается в мощности к своему концу, ибо тогда уклон его поверхности станет боль-

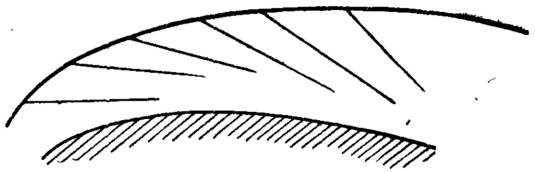

Рис. 77.

Слева — затрудненное гравитационное течение; справа — затрудненное течение выдавливания

ше, чем уклон его ложа. Более тонкий лед служит препятствием движению более толстого, который лежит от него выше по течению. Движение льда будет направлено вперед, к поверхности и книзу (рис. 77).

Обе формы гравитационного течения, напоминающие движение воды в реке и зависящие от уклона ложа, обусловлены стоком льда и выполняют как бы «дренажные» функции.

3. *Течение выдавливания,* выталкивания (extrusion flow), или экструзионное, приурочено главным образом к областям аккумуляции ледниковых щитов, образуется только при очень слабом уклоне поверхности ледника и горизонтальном или наклоненном навстречу течению ледника ложе. Наклон, следовательно, недостаточен для преодоления трения о ложе, и движение возбуждается разностью давлений внутри массы льда, а эта разность зависит от уклона поверхности ледника. На рис. 78 линия *ac* — это проекция вертикального поперечного сечения ледника, а линия *abc* — проекция поверхности деформации льда. Каждая частица льда вдоль вертикали *ac* испытывает справа большее давление, чем слева, ибо на ее уровне вес вышележащих слоев льда справа (вверх по течению) больше, чем вес вышележащих слоев слева (вниз по течению). Возникает неуравновешенная сила, направленная вниз по течению (на рисунке — влево), и эта сила одинакова для всех частичек льда от поверхности ледника до дна. Однако скорость движения не одинакова от поверхности до дна, так как пластичность льда уменьшается к поверхности, а это влечет увеличение сопротивления деформации. Вот почему, хотя дифференциальное давление по вертикали одинаково, лед на данном уровне выталкивается из-под вышележащего, более этому сопротивляющегося, льда. Стало быть, быстрее всего течет слой льда, расположенный между дном и поверхностью ледника.

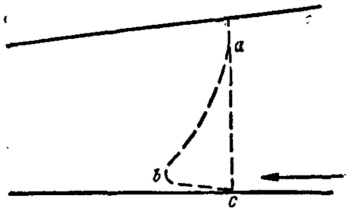

Рис. 78

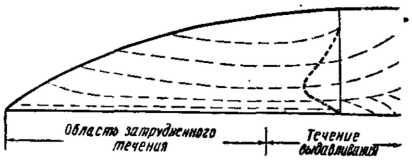

Рис. 79

М. Деморест подсчитал, что во льду плотностью 0,91 течение выдавливания становится преобладающим, когда давление вышележащего льда достигает 4 кг/см^2; во льду это чаще всего на глубине 45 м, в фирне плотностью 0,7 — на глубине 60—70 м.

4. *Затрудненное течение выдавливания* возникает, когда на пути движения льда находится какое-нибудь препятствие (например, нунатак), либо когда у ледника плохо «отрегулированный» профиль поверхности — например, мощность ледника в области абляции быстро уменьшается вниз по течению. Более тонкий, следовательно, менее пластичный лед движется медленнее, чем на участке выше по течению и, стало быть, мешает последнему. Препятствие преодолевается движением льда вперед и кверху (рис. 77 и 79).

Обе формы течения выдавливания, как результат дифференциальных давлений, можно объединить в группу типов течения, обусловленных давлением (pressure-controlled types of flow). В основе своей обе формы течения, которые можно уподобить движению воды в озере, представляют механизм выравнивания, в результате которого и уклоны ледниковой поверхности, и дифференциальные давления стремятся к нулю.

Все сказанное можно суммировать в такой табличке:

Обусловлено стоком, зависит от уклона ледникового ложа	Гравитационное течение Затрудненное гравитационное течение	Напряжение сдвига обусловлено силой тяжести
Обусловлено давлением, зависит от уклона поверхности ледника	Затрудненное течение выталкивания Течение выталкивания	Напряжение сдвига обусловлено дифференциальным давлением и дифференциальной пластичностью

Теория М. Дореста одно время пользовалась популярностью (главным образом среди гляциологов англо-американских стран), так как она будто бы согласуется с действительно наблюдаемыми движениями ледников, если рассматривать их в обобщенном виде. На самом же деле, с действительно наблюдаемыми движениями ледников теория выталкивания никогда не согласовалась: измеренное (а не предполагаемое) распределение скоростей движения в ледниках по вертикали неизменно указывало на уменьшение скорости с глубиною.

Некоторые гляциологи допускали возможность течения выдавливания в холодных ледниках, где нижние, согретые земным теплом слои ледника должны быть более текучими, чем лежащая поверх них скорлупа холодного льда. Но непременным условием течения выдавливания считалось, чтобы склоны долины задерживали эту холодную скорлупу и мешали ей свободно двигаться вместе с более текучими подстилающими слоями. Таким образом, течение выдавливания признавалось возможным только в холодных узких каровых ледниках и вовсе исключалось для обширных ледниковых щитов, не «проткнутых» нунатаками, либо не огражденных горными хребтами, вздымающимися над поверхностью льда (Fisher, 1955, стр. 589).

Несостоятельность теории выдавливания обосновывается следующим:

1) течению выталкивания с огромной силой сопротивляются как ложе ледника, так и верхние слои;

2) при течении выталкивания верхние слои льда все равно должны были бы увлекаться движением нижележащих, и тогда не получилось бы никакого выталкивания;

3) полевые наблюдения, как уже отмечалось, не подтверждают течения выталкивания: в ледниках верхние слои льда движутся быстрее, чем более глубокие;

4) никакой столб льда в ледниковом щите не имеет возможности свободного бокового расширения: существуют «боковые» сопротивления, для преодоления которых в щите, горизонтальные размеры которого в сотни раз больше его мощности, нужны колоссальные давления.

Течение выдавливания с точки зрения механики вообще невероятно. Д. Най показал это на следующем примере*.

Пусть на рис. 80 дан профиль идеального ледникового щита на горизонтальном ложе. Предположим, что выталкивающее движение существует. Тогда, проведя линию AB на надлежащей глубине, мы увидим, что под нею лед движется к наружному краю щита быстрее, чем над нею, и, стало быть, оказывает и на лед выше линии AB «увлекающее» действие, что и показано стрелкой. Другая сила, действующая на сегмент ABC в горизонтальном направлении (она тоже показана стрелкой), — это нормальное давление на AC. Таким образом, обе горизонтальные силы, действующие на ABC, имеют одно и то же направление (от середины к краям), и ABC получает ускорение вправо.

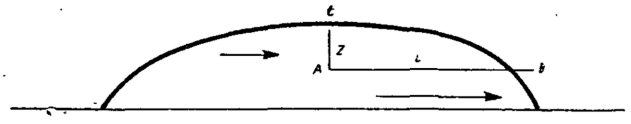

Рис. 80

* The Journ. of Glaciology, № 11, 1952, p. 52—53.

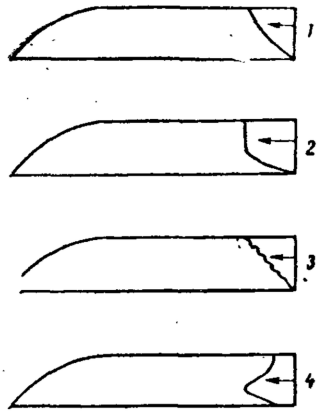

Рис. 81

Ускорение это можно оценить. Приняв g=981 см/сек², $2l$=880 км (так как для примера взят щит, сопоставимый с гренландским) и z=1500 м (т. е. всего лишь половина мощности гренландского щита во избежание преувеличений), Д. Най получил ускоренне 1,7 см/сек². Частица льда, выведенная из состояния покоя, прошла бы при таком ускорении расстояние AB за 2 часа. А если бы такое ускорение продержалось 100 лет, скорость движения льда могла бы достигнуть $^1/_5$ скорости света!

93. Теория идеально пластического течения. Отправной точкой для многих теоретических исследований в области пластического движения ледников послужили представления Э. Оровена о льде как идеально пластическом твердом теле. Предполагается, что вещества этого рода ведут себя как безгранично твердые, пока не будет достигнуто известное критическое давление, после чего они уступают давлению с безграничной легкостью. Если лед идеально пластичен, то мощность ледника должна быть такой, чтобы критическое давление реализовалось вблизи ложа, где и концентрируется все движение.

М. Перутц (Perutz, 1953) на нескольких простеньких диаграммах показал разницу между теориями идеально вязкого (1), идеально пластического (2) течения, движения по внутренним плоскостям скалывания (3) и течения выталкивания на примере деформации резиновой трубки, простирающейся вертикально от поверхности ледника до дна (рис. 81).

Рассмотрим простейший случай деформации под действием силы тяжести — пластину льда на наклонной плоскости (рис. 82). Считаем ее примерзшей к плоскости, так что она может смещаться только за счет внутренних пластических сдвигов (это отвечает условиям залегания льда на неровном скалистом ложе).

Наибольшее напряжение сдвига приурочено к нижнему слою пластины. Как уже было отмечено в § 61, чтобы возникло медленное движение вниз по наклонной плоскости, толщина пластины должна удовлетворять условию

$$\lambda = h\varrho g \sin \alpha, \qquad (1)$$

где λ — критическое напряжение сдвига, при котором вещество перестает сопротивляться *началу* пластической деформации*, α — угол наклона,

* Англ. yield stress. Это как бы нижний предел пластичности (близкий к пределу упругости). При сдвиге он примерно вдвое меньше, чем при сжатии, т. е. при сжатии пластическая деформация начинается при большем усилии, чем при сдвиге.

h — мощность пластины, g — ускорение силы тяжести, ρ — плотность льда (Orowan, 1950).

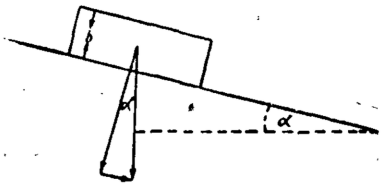

Рис. 82

Для каждого угла наклона есть своя определенная мощность льда, при которой пластина находится в «пластическом равновесии». В леднике угол наклона меняется от точки к точке, и, очевидно, мощность льда не может меняться таким образом, чтобы в каждой точке удовлетворять условию (1) (в рассматриваемом случае ширину ледника предполагаем бесконечной, чтобы иметь право пренебречь явлениями, возникающими на краях). В тех частях ледника, где мощность льда больше, чем это требуется формулой (1), возникает давление на те части (или их растяжение), где мощность в дефиците по отношению к условию (1). Создается продольное давление (или растяжение), меняющееся вдоль ледника от места к месту.

Продольная сжимающая сила F, действующая на поперечное сечение ледника, равна

$$F = \int_0^x h\rho g \sin \alpha dx - \lambda_x, \qquad (2)$$

где x — расстояние данного поперечного профиля от верховьев ледника, т. е. от подгорной трещины. При вычислении формулы (2) предполагается, что угол наклона поверхности ледника меняется меньше, чем угол наклона ледникового ложа (это, кстати, обычное явление).

Первый член в правой части уравнения есть продольная сила, которую должны произвести массы льда, лежащие между подгорной трещиной и точкой x, если ледник движется в своем ложе без трения; второй член — сопротивление внутреннего трения льда, определяемое пределом упругости (оно равно примерно 1 кг/см^2).

Если за крутым уклоном следует длинная полоса более пологого уклона — происходит продольное сжатие ледника, и на сжимаемом участке мощность льда и, стало быть, поперечное сечение увеличиваются, причем лед нередко сминается в складки разной величины. А на пологом участке, который лежит позади крутого, происходит растяжение льда, уменьшение поперечного сечения, образование поперечных трещин.

Таким образом, движение ледника, если его рассматривать в вертикальном продольном сечении, зависит от двух сил: 1) напряжения сдвига под действием веса льда в каждой данной точке, 2) напряжения продольного давления или растяжения со стороны соседних быстрее движущихся частей ледника, которые толкают перед собою и тащат за собою более медленные части. Существование продольной силы объясняет, почему ледник на коротких расстояниях может двигаться вверх по уклону.

Если в середине ледника течение его определяется уравнениями (1) и отчасти (2), то по бокам ледника мощность льда может быть меньше, чем требуется условием (1). Движение этих боковых частей совершается так, что центральные толстые части ледника «волокут» с собою более тонкие боковые части.

Второй простейший случай пластической деформации под действием тяжести — *тонкий* столб льда на горизонтальной поверхности. Пусть λ_c будет предел упругости льда на сжатие (он вдвое больше, чем на сдвиг). Если высота столба превысит величину y, определяемую уравнением:

$$\lambda_c = g\rho y, \qquad (3)$$

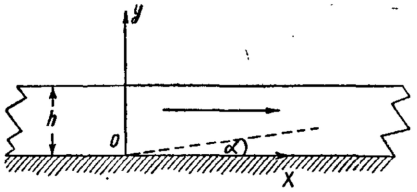

Рис. 83

основание столба подвергнется пластической деформации, лед выпучится в стороны, пока высота столба не уменьшится до той, какая требуется уравнением (3). Судя по скоростям течения, наблюдаемым в ледниках, λ_c колеблется примерно от 1 до 3 кг/см²; таким образом, критическая высота столба льда лежит между 10 и 30 м (это отвечает максимальной глубине трещин в ледниках).

Однако дело будет обстоять совсем по-иному, если взять блок льда, горизонтальные размеры которого сравнимы с его высотой или больше этой высоты. Тогда пластическому выдавливанию придонного слоя противодействуют напряжения, действующие между этим слоем и горизонтальным основанием и между этим слоем и непластической верхней частью блока*.

Э. Оровен дал также расчет мощности, какую должна иметь масса льда в центре ледникового щита, чтобы она оказалась охваченной движением во всем ее объеме. Условия начала течения:

$$\frac{1}{2}\,\delta h^2 = \lambda L,$$

где h — мощность льда, λ — предел упругости льда на сдвиг, L — радиус щита, δ — объемный вес льда (Шумский, 1955, стр. 393).

Крупный вклад в современную теорию пластического движения ледников сделал английский гляциолог Джон Най. По вопросам движения ледников Д. Най опубликовал серию статей (Nye, 1951, 1952а, 1952б, 1952в, 1953, 1957, 1959б и другие, отчасти уже цитированные нами), постепенно совершенствуя свои представления. В направлении развития теории пластического движения работают также Л. Ллибутри (Lliboutry, 1956б, 1958б, 1958в, 1959), Вэртман (Weertman, 1961), Р. Хэфели (Haefeli, 1961) и др.

Для предварительного математического анализа течения ледника или ледникового щита предполагают, что лед в виде пластины однообразной толщины h покоится на ложе с однообразным уклоном α (рис. 83) и движение его относится к системе прямоугольных координат, начало которых O находится на постели ледника, ось Ox направлена вниз по течению параллельно линии наибольшего уклона, Oz горизонтальна и перпендикулярна к плоскости чертежа, Oy направлена вверх. Очевидно, при однообразной толщине h угол α характеризует также и уклон поверхности пластины.

Предполагается ламинарное движение (скольжение тончайших верхних слоев по нижним вследствие деформации простого сдвига), в котором все скорости параллельны ложу ледника; лед принят за идеально пластическое тело, обла-

* Journ. of Glaciology, № 5, 1949, стр. 233—236 (Orowan).

дающее постоянным порогом пластичности (constant yield stress)*.

Напряжение сдвига τ в плоскости xy для слоя, расположенного на глубине d, измеренной перпендикулярно к поверхности, равно:

$$\tau_{xy} = \rho g d \sin \alpha,$$

где ρ — плотность льда (предполагаемая постоянной), g — ускорение силы тяжести, а $\rho g d$ в целом — вертикальное давление льда.

В основании ледника, т. е. на его нижней поверхности (при $d=h$):

$$\tau = \rho g h \sin \alpha.$$

Это выражение можно написать и в иной форме:

$$\tau = \rho g R \sin \alpha$$

(где R — гидравлический радиус) или, если α выразить в радианах:

$$\tau = \rho g R \alpha.$$

Пример: площадь S поперечного сечения ледника $29{,}9 \times 10^4$ м^2, «смоченный» периметр p ледникового ложа в этом сечении 1790 м, $\alpha = 0{,}0617$ радиана (или 3° 32′); тогда $S : p = R = 167$ м, $\tau = 0{,}92$ бара (Ward, 1955, 1956). Расчеты показывают, что вблизи ложа ледников величина τ колеблется обычно от 0,5 до 1,5 бара.

Для случая $d = h$ Д. Най вывел соотношение между h и α в виде уравнения

$$h = \frac{\tau}{\rho g \sin \alpha}.$$

Так как $1 : \sin \alpha = \operatorname{cosec} \alpha$, можно написать

$$h = h_0 \operatorname{cosec} \alpha,$$

где $h_0 = \tau : \rho g$ есть константа с размерностью длины. Приняв в среднем $\tau = 1{,}0 \times 10^6$ дин/см^2 (напряжение сдвига на дне ледника), $\rho = 0{,}90$ г/см^3, $g = 981$ см/сек^2, получим

$$h_0 = 11{,}3 \text{ м}.$$

Следовательно, например, при $\alpha = 5°$ будем иметь:

$$h = 11{,}3 \operatorname{cosec} 5° = 118 \text{ м}.$$

---

* Стало быть, для расчетов вместо кривой C берется кривая B (см. рис. 14 в § 27) в предположении, что скорость деформации очень мала, пока не достигнуто известное усилие τ_0 (равное примерно 1 бару).

Исходя из уравнения Глена, разницу между скоростью U_0 поверхностного слоя ледника и скоростью U_d слоя, лежащего на заданной глубине d, можно найти из выражения

$$U_0 - U_d = \frac{k}{n+1} \sin^n \alpha d^{n+1}.$$

М. Перутц (1953) пишет аналогичную формулу несколько иначе:

$$U_0 - U_d = \frac{k}{n+1} d\tau^n.$$

Приняв $d=h$, получим разность скоростей поверхностного и придонного слоев.

Полагая, что движение происходит в плоскости xy и что компоненты скорости в данной точке суть U (вдоль Ox) и V (вдоль Oy), Д. Най дает такое распределение скоростей для ледника, движущегося по однообразному уклону:

$$U = C \pm \frac{V_x}{h} + 2V \sqrt{\left[1 - \left(1 - \frac{y}{h}\right)^2\right]}$$

$$V = \mp \frac{V_y}{h}.$$

Здесь C — скорость скольжения ледника по ложу, а V практически дается скоростью аккумуляции или абляции (и то и другое измеряется как толщина слоя льда в единицу времени). При $y=0$ нормальная скорость равна нулю, при $y=h$ она равна $\mp V$. Если происходит отложение снега, надо брать верхний знак (минус), а если происходит абляция, надо брать нижний знак (плюс). Если нет ни отложения, ни абляции, тогда $V=0$, и уравнения скорости принимают вид:

$$U = C,$$
$$v = 0.$$

В этом случае в теле ледника нет никаких дифференциальных движений, если не считать нижнего слоя, и ледник попросту скользит по уклону как твердое тело (plug flow) со скоростью C (которая в отличие от скоростей U и v не обусловлена пластической деформацией). Вся деформация сдвига сосредоточена в бесконечно тонком придонном слое. Мощность этой твердой глыбы льда полностью определяется уклоном ложа и критическим давлением, при котором лед начинает деформироваться.

Кроме описанного вида движения в пластическом теле возможны два других вида движения — *растягивающее* (ex-

tending) и *сжимающее* (compressive)*, возникающее вследствие того, что ледник находится не на однообразно наклоненной плоскости, а на ложе, уклон которого меняется от точки к точке. Изменяются при этом и пределы напряжения сдвига, соответствующие данному уклону: на одних участках они могут становиться больше предела упругости льда, на других — меньше. В первом случае в леднике возникает зона растяжения, во втором — зона сжатия, и здесь движение льда могло бы и прекратиться, если бы не давление ледяных масс с вышележащего (по течению) участка. Очевидно, если соблюдается отмеченное Д. Наем соотношение между мощностью ледника и уклоном, то мощность ледника должна приспосабливаться к уклону: там, где круче — мощность ледника уменьшается, так как лед подвергается сжатию. С глубиною же ние или уменьшение мощности в данном месте зависит еще от аккумуляции и абляции.

В растягивающем движении** поступательная скорость ледника возрастает вниз по течению, так как лед продольно растягивается; в сжимающем движении*** скорость уменьшается. так как лед подвергается сжатию. С глубиною же скорость в обоих случаях уменьшается по эллиптическому закону (продольный профиль скорости представляет собой квадрант эллипса), хотя у дна может и отличаться от нуля.

Если на верхней поверхности ледника не происходит добавки или убыли вещества (аккумуляции или абляции), то изменение мощности обусловливается величиной продольной деформации, которая равна

$$\frac{\psi}{h r} \operatorname{ctg} \alpha,$$

где r — радиус кривизны ложа, связанный с уклоном ложа α отношением $\frac{1}{r} = \frac{d\alpha}{dx}$, а ψ — объем льда на единицу мощности в направлении z, протекающий в единицу времени через поперечное сечение ледника, перпендикулярное к Ox. Когда поверхность выпуклая, r считается положительным, когда вогнутая — отрицательным.

С другой стороны, если уклон однообразен, но к верхней поверхности ледника лед добавляется (снегопады) или от нее

---

* В более ранних работах (например, 1951) Д. Най называл эти виды течения соответственно «активным» и «пассивным». Термин «сжимающее» течение не следует понимать превратно. При сжимающем течении происходит не сжатие льда (ибо лед практически несжимаем), а утолщение и укорочение соответствующего участка ледника.

** Оно является таким лишь в верхних слоях ледника, а на глубине оно переходит в сжимающее.

*** Оно проявляется во всей толще ледника от поверхности до дна.

отнимается (абляция), тогда для поддержания мощности, отвечающей уклону, необходима продольная деформация $h^{-1}\ d\psi/dx$, где $d\psi/dx$ есть скорость приращения льда на поверхности ледника (положительное $d\psi/dx$ означает аккумуляцию, отрицательное — абляцию).

В общем случае (Nye, 1957):

$$\varepsilon = \pm \frac{1}{h}\left(\frac{d\psi}{dx} + \frac{\psi}{r}\operatorname{ctg}\alpha\right),$$

где ε — величина продольной деформации.

Как видим, выражение, заключенное в скобки в правой части формулы, служит критерием для обоих видов течения: если это выражение положительно — течение растягивающее, если отрицательно — течение сжимающее. Если $d\psi/dx$ и $(\psi : r)\operatorname{ctg}\alpha$ равны и противоположны или оба равны нулю, тогда различие между растягивающим и сжимающим течением исчезает. Таким образом, при неизменности уклона ложа, r должно быть везде бесконечно, и тогда в случае положительного $d\psi/dx$ (т. е. в области аккумуляции) возникает растягивающее течение, в случае отрицательного $d\psi/dx$ (в области абляции) — возникает сжимающее течение. При другой крайности — при отсутствии абляции и аккумуляции — отношение $d\psi/dx$ будет равно нулю, и тогда только r определяет характер движения: на выпуклом ложе (r положительное) — растягивающее течение, на вогнутом (r отрицательное) — сжимающее течение. Иными словами, накопление снега и выпуклое ложе — это факторы, каждый из которых побуждает к растягивающему движению, а абляция и вогнутое ложе — к сжимающему течению.

Практическое значение теории растягивающего и сжимающего течения в том, что она отражает растяжение и сжатие, действительно наблюдающиеся в ледниках, и объясняет возникновение поперечных трещин и надвигов.

При растягивающем течении верхний слой ледника находится под действием растягивающего усилия, сохраняющегося до глубины, обычно не превышающей $2h_0$, т. е. около 23 м.

Растягиваемых слоев при сжимающем течении не бывает.

При растягивающем и сжимающем движении в теле ледника возникают линии максимальных напряжений, представленные двумя семействами кривых (отрезков циклоид) так, что их направления в любой точке образуют два перпендикулярных направления наибольших скалывающих усилий. Они параллельны и перпендикулярны к ложу у дна, но затем изгибаются, подходя к поверхности под углом 45°. Значение этих линий в том, что они показывают, в каком направлении лед имеет тенденцию легче всего раскалываться при сдвиге (рис. 84).

Если при растягивающем течении какая-нибудь местная неровность ложа составит препятствие движению, например в точке A, то вдоль линии A_1A (в направлении, указанном стрелкой) может развиться сброс (наклон плоскости скола назад) с образованием ступеньки на поверхности (рис. 84 *а*). Равным образом при сжимающем течении препятствие в точке P может послужить причиной надвига (наклон плоскости скола вперед)

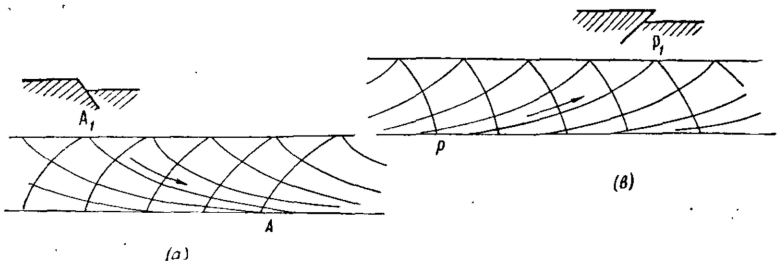

Рис. 84

вдоль линии скольжения PP_1, с образованием на поверхности ступеньки другого типа (рис. 84 *в*). Разрывы вдоль линий напряжения других систем не столь вероятны, но возможны. В ледниках наиболее обычны разрывы типа PP_1, и они имеют особо важное значение для ледниковой эрозии. Дифференциальное движение в точке P стремится переносить минеральные обломки от ложа внутрь ледника, иногда и к поверхности, а движение в точке A только перекатывает обломки вдоль ложа. Следовательно, сжимающее течение (а оно там, где ложе вогнутое) способствует более сильной ледниковой эрозии, чем растягивающее.

Сделаем теперь несколько замечаний по поводу ледниковых щитов. Поведение ледникового щита определяется двумя противоположными силами: весом льда, который заставляет его растекаться в стороны, и сопротивлением этому растеканию со стороны ледникового ложа. Эти силы в основном уравновешиваются.

Как и в горных ледниках, скорость точки на поверхности ледникового щита слагается из скольжения щита по своей постели и из дифференциального движения, обусловливаемого сдвигами внутри массы льда. По Д. Наю (Nye, 1959б), в щитах Гренландии и Антарктиды движение можно почти целиком отнести за счет скольжения по ложу. Если есть дифференциальное движение, то оно приурочено преимущественно к сравнительно тонкому придонному слою — независимо от того, движется лед относительно льда или ложа (причина: придонные слои, обогреваемые геотермическим потоком из ложа и теплотой трения, теплее вышележащих). Стало быть, разница между скоростями поверхности щита и его придонных слоев составляет лишь небольшую долю общей скорости.

Движение ледникового щита совершается наружу, к свободному периметру. Движущей силой для ледникового щита в конечном счете служит вес накопившегося снега, и связь между вертикальной и боковой (outward) деформациями во льду такова, что (в устойчивом положении щита) отток в стороны как раз уравновешивается аккумуляцией. Подсчитали, что мощность устойчивого щита пропорциональна толь-

ко корню пятой или шестой степени из аккумуляции. Это значит, что высота поверхности щита над его ложем мало чувствительна даже к продолжительным изменениям аккумуляции, и, стало быть, вычисление формы равновесия щита можно производить без знания величины аккумуляции.

Скорость v направленного наружу (от центра к периферии) движения столба льда, отстоящего от центра щита на расстояние l, равна:

$$v = \frac{dl}{dt} = \frac{\dot{A}l}{H_1},$$

где $\dot{A} = \frac{dA}{dt}$ есть скорость аккумуляции льда на поверхности щита, предполагаемая постоянной для всего щита, H_1 — мощность щита в данной точке.

Например, если $\dot{A} = 30$ см/год, $l = 450$ км, $H_1 = 1370$ м, тогда $v = 100$ м/год (Robin, 1955).

Если движение ледника целиком состоит из его скольжения по ложу (т. е. скорость с глубиною не меняется), тогда, согласно Вэртману:

$$U = \left(\frac{\tau}{B}\right)^m,$$

где U — скорость поступательного движения льда, τ — напряжение сдвига на ледниковом ложе, B — мера шероховатости ложа и $m \cong 2$.

Полезно помнить, что $\tau = \delta \sin \alpha$ (где δ — объемный вес льда, α — угол наклона поверхности ледника) и что в каждой данной точке ледника $U = q : h$, следовательно, $q = U \cdot h$ (где q — расход льда, т. е. объем льда, проходящий через данную точку на единицу ширины в единицу времени, и h — мощность ледника).

Э. Оровен и Хилл рассмотрели квазистатическое равновесие ледникового щита, лежащего на горизонтальном ложе, для случая, когда ледниковый щит сильно вытянут в горизонтальном направлении, так что пластическое растекание происходит в другом горизонтальном направлении (под прямыми углами к первому). В таком ледниковом щите каждая половина теоретического профиля поверхности в направлении течения образует приблизительно часть параболы. Уравнение таково:

$$h = \sqrt{2h_0 x},$$

где h — высота поверхности на расстоянии x от ближайшего из двух краев, $h_0 = \frac{\tau}{\rho g}$. Если $\tau = 1$ бару, то $h_0 = 11{,}3$ м, и

тогда $h = \sqrt{23x}$ (расстояния измерены в метрах). Для точек вблизи центра и вблизи краев формула не годится.

Д. Най взялся рассмотреть другой случай, когда обе оси щита сравнимы по длине, т. е. щит имеет в плане круглую форму. Оказывается, и в этом случае профиль поверхности щита — парабола.

Впрочем, непосредственные измерения не всюду приводят к заключению, что поверхность щита образует часть параболы. Так, на основании сейсмических и гравиметрических определений на Земле Адели (Антарктида) установлено (Gaskell, 1959, стр. 1576), что если h км есть высота поверхности ледникового щита над уровнем моря в точке, отстоящей от берега на x км, тогда поверхность льда совмещается с эллипсом:

$$\left(\frac{h}{2{,}68}\right)^2 + \left(\frac{550 - x}{550}\right)^2 = 1.$$

Исследования советских гляциологов в Антарктиде подтвердили, что представление о параболическом профиле ледникового щита ошибочно и что идеальная форма такого профиля — полуэллипс с горизонтальной длинной осью (см. § 94).

94. Теории вязко-пластического течения ледников. Как известно из опытов Д. Глена, С. С. Вялова и других ученых (см. § 27), кривая зависимости скорости течения льда от напряжения сдвига имеет точку перегиба, соответствующую некоторому критическому напряжению τ_0: пока напряжение τ_0 не достигнуто, течение идет с очень малой скоростью по закону, близкому к закону течения вязкой ньютоновой жидкости (n = около 1,5)*, а когда напряжение превысит критическое, показатель степени n увеличивается в 2—3 раза, и скорость течения резко возрастает, приобретая характер пластического течения.

Таким образом, течение льда начинается при любых, самых малых напряжениях, и истинный предел текучести у льда отсутствует. Авторы же теории идеально пластического движения ледников принимали, что пластические деформации льда возникают лишь *после* достижения τ_0, которое есть и предел текучести льда, и одновременно его константа.

Если не прибегать к упрощениям закона Глена, станет очевидным, что когда скорость течения мала — ледник движется по законам вязкой жидкости, а когда скорость увеличивается, движение ледника приобретает пластический характер и переходит в глыбовое скольжение. В этом и состоит идея вяз-

* Это, кстати, хорошо показано и в опытах Еллинека и Брилла (1956).

ко-пластического течения ледников, разрабатываемая в разных вариантах советскими гляциологами В. Н. Богословским, С. С. Вяловым, А. П. Капицей и П. А. Шумским.

Рассмотрим теорию, изложенную С. С. Вяловым (1960б).

Исходные положения: лед — вязко-пластическое тело; течение его возникает при любом отличном от нуля напряжении и подчиняется закону Глена, т. е. при малых напряжениях лед течет медленно, а начиная с какого-то $\tau = \tau_0$ скорость течения резко возрастает (по Д. Глену $\tau_0 = 1$ кг/см^2, по К. Ф. Войтковскому $\tau_0 = 1{,}6$ кг/см^2), причем величина напряжений сдвига вдоль ложа ледника переменная.

Величина τ_0, которую можно *условно* назвать предельным сопротивлением сдвигу, — своеобразный регулятор движения ледника: как только напряжение вдоль ложа (а здесь оно, естественно, максимальное) превысит τ_0 — резко возрастает скорость движения ледника; увеличение скорости влечет ограничение чрезмерного увеличения мощности ледника и, стало быть, дальнейшего роста τ, которое в связи с этим и не может сделаться намного больше τ_0.

Общая скорость движения ледника слагается из скоростей вязкого течения и глыбового скольжения, причем в разных условиях господствуют разные компоненты. Так, в центральных частях ледниковых щитов и в медленных долинных ледниках движение обусловлено главным образом вязким течением, а на периферии ледниковых щитов и в быстрых долинных ледниках — преимущественно глыбовым скольжением.

С. Вялов дает решение плоской задачи, т. е. для случая, когда протяженность ледникового щита в плане значительно больше его ширины. Но от плоской задачи можно перейти и к осесимметричной, т. е. к случаю, когда щит в плане имеет круговое очертание.

Обозначим в системе координат горизонтальную ось через x, вертикальную через y и пусть h_i — толщина ледникового щита в любой точке x_i. Допустим далее, что нам известны:

1. Величина и характер распределения вдоль оси x твердых осадков, накопившихся на поверхности щита:

$$\pm A(x) = A_1(x) - A_2(x),$$

где $A_1(x)$ — величина ежегодной аккумуляции осадков, $A_2(x)$ — величина ежегодной абляции.

2. Распределение температуры $\theta_{x,y}$ в леднике по осям x и y.

3. Очертания ледникового щита в плане (для плоской задачи — расстояние L от края ледника до его центра) и угол наклона ложа $\varphi(x)$.

4. Физические характеристики льда: его плотность ρ и реологические параметры a, n и τ_0 (см. § 27)*.

На основании этих данных требуется определить: 1) очертание поверхности ледника, т. е. высоту щита $h(x)$ в любых точках x; 2) распределение напряжения сдвига вдоль ложа ледника $\tau_л(x)$; 3) скорость течения ледникового покрова, меняющуюся как по оси x, так и по оси y, т. е. $u(x, y)$.

Для нахождения этих трех неизвестных можно составить три уравнения:

1. Уравнение зависимости между напряжением сдвига и скоростью $\frac{du}{dy}$ вязкого течения, т. е. уравнение Глена:

$$\frac{du}{dy} = a\tau^n, \quad \text{где } a = f(\theta). \tag{1}$$

Уравнение справедливо (поскольку речь идет о вязком течении) при $\tau<\tau_0$. При $\tau>\tau_0$ параметры a и n резко меняют свое значение, и в этом случае течение ледника принимается за пластическое.

2. Уравнение динамического равновесия щита, устанавливающее зависимость между напряжением сдвига вдоль ложа, очертанием (кривизной) поверхности ледникового щита и мощностью ледника

$$\frac{dh}{dx} = \frac{1}{\rho h}\tau_л(x). \tag{2}$$

3. Уравнение баланса вещества, отражающее равенство прихода и расхода льда. Объем льда, проходящего через любое вертикальное сечение ледника, равняется количеству твердых атмосферных осадков, накопившихся на поверхности ледникового щита на пространстве от центра щита до рассматриваемого сечения. Соответственно, средняя скорость течения $u(x)$ в любом сечении равняется приходу осадков, отнесенных к единице площади сечения в единицу времени $v(x)$:

$$u(x) = v(x), \tag{3}$$

где v есть функция A и h, а u — функция $\tau_л$, h и физических констант льда, определяемых реологическим уравнением.

Скорость вязкого течения, вызванного напряжением сдвига, вычисляется по уравнению (1).

Полагаем, что напряжение сдвига τ изменяется по высоте щита от 0 при $y=h$ до $\tau=\tau_л$ при $y=0$, т. е.

$$\tau = \tau_л\frac{h-y}{h} = \tau_л\frac{z_1}{h},$$

где $z_1=h-y$ (y отсчитывается от ложа ледника).

* Здесь параметр a отвечает параметру k в уравнении Глена.

Тогда, подставляя значение τ в уравнение (1), получаем:

$$\frac{du}{dy} = a\left(\tau_л \frac{h-y}{h}\right)^n.$$

Интегрируя это уравнение, получим закон распределения скорости по высоте щита в любой точке x:

$$u(y) = \frac{a\tau_л^n}{(n+1)h^n}\left(h^{n+1} - z^{n+1}\right), \tag{4}$$

где $h = h(x)$ и $\tau_л = \tau_л(x)$.

Скорость на поверхности ($z = 0$) будет равна

$$u_{пов} = \frac{a\tau_л^n}{(n+1)}h. \tag{5}$$

Средняя скорость по всей высоте:

$$u_{ср} = \frac{a\tau_л^n}{n+2}\ h = u_{пов}\frac{n+1}{n+2}. \tag{6}*$$

Изменение скорости вязкого течения по оси x ледникового щита можно определить из вышеприведенных формул путем подстановки в них значений h и $\tau_л$ как функций x. Не приводя расчетов автора, даем рис. 85, иллюстрирующий указанные изменения скорости.

Скорость глыбового движения (при $\tau > \tau_0$) определяется формулой

$$u_{гл} = v - u_{ср},$$

где V надо вывести из формулы (7) (см. ниже).

Используем теперь уравнение скорости движения ледника, обусловленной балансом льда. Эта скорость равна величине аккумуляции $A(x)$, отнесенной к единице площади поперечного сечения щита**. Иначе: это то количество льда, которое переносится при движении щита через единицу поперечного сечения, проведенного на любом расстоянии x:

$$v(x) = \frac{1}{h(x)}\int_x^L A(x)\,dx. \tag{7}$$

---

* Уравнения (4), (5) и (6) были ранее получены Д. Наем другим путем.

** Стало быть, скорость движения в любом сечении щита, находящемся на расстоянии r от центра щита, будет равна объему Q твердых осадков, выпавших на поверхности щита в пределах от центра до рассматриваемого сечения, поделенному на площадь ω поперечного сечения щита: $V = Q : \omega$.

По уравнению (3) эта скорость должна равняться средней скорости вязкого течения $u(x)$, определяемой формулой (6):

$$v(x) = u_{ср}(x).$$

Отсюда:

$$\int_x^L A(x)\,dx = \frac{a[\tau_л(x)]^n}{n+2}[h(x)]^2.$$

В свою очередь, $\tau_л(x)$, согласно уравнению (2), равняется:

$$\tau_л(x) = \rho h(x)\frac{dh}{dx}.$$

Поэтому получаем (8):

$$\int_x^L A dx = \frac{a\rho^n}{n+2} h^{2+n}\left(\frac{dh}{dx}\right)^n,$$

где $h = h(x)$ и $A = A(x)$.

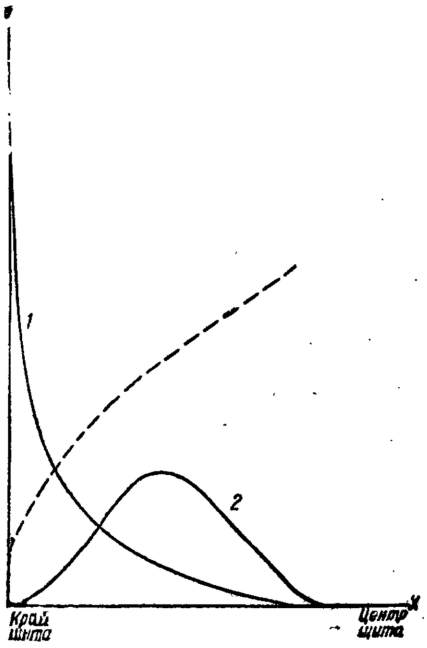

Рис. 85. Теоретические кривые изменения скорости движения поверхности ледникового щита при различных очертаниях этой поверхности *(по С. Вялову)*:

1 — полуэллипс при $m=2$, $e=4$; *2* — то же при $m=2$, $e=1$; *3* — парабола.
На оси абсцисс — расстояния от края ледникового покрова (x); на оси ординат — скорость движения поверхности ледникового покрова (v). Безграничное возрастание кривой *1* в реальном леднике лимитируется предельной величиной напряжения τ_0

При помощи уравнения (8) можно определить очертания (радиальный профиль) щита, если знать из наблюдений распределение аккумуляции; для этого надо решить уравнение (8) относительно h. И наоборот: если знать профиль щита — можно найти закономерность распределения на нем твердых атмосферных осадков; для этого надо, продифференцировав уравнение (8), решить его относительно $A(x)$.

Напряжение сдвига вдоль ложа щита, вызывающее течение ледникового покрова, можно определить из уравнения (2):

$$\tau_л(x) = \rho h \frac{dh}{dx}$$

или

$$\tau_л(x) = \rho h \operatorname{tg}\alpha, \qquad (9)$$

где α — угол наклона касательной к кривой поверхности щита в данной точке x*.

Формула (9) справедлива, если ложе ледника горизонтальное. Для наклонных участков ложа можно принять

$$\tau_л(x) = \rho h \operatorname{tg}\alpha \cdot \cos\beta, \qquad (10)$$

где β — угол наклона ложа.

Как известно, и подсчеты и наблюдения показывают, что максимальные напряжения у ложа ледников во всех случаях не превышают 1—1,5 кг/см^2. Величина напряжений вдоль ложа зависит от уклона ложа и от кривизны поверхности щита. При правильном полуэллипсе ($m=e=2$) эти напряжения вблизи центра щита близки к нулю, а в направлении к краю щита они линейно повышаются, но все же не намного превосходят τ_0.

От чего зависит профиль ледникового щита? От характера распределения аккумуляции и от температуры. Повышение температуры к краю щита ведет к выполаживанию профиля (из-за более интенсивного растекания льда). Если аккумуляция увеличивается к краю щита — профиль будет более крутой, если аккумуляция увеличивается к центру — профиль будет более пологий. В ряде случаев профиль приближенно может быть описан эллиптической кривой

$$\left(\frac{h}{H}\right)^e + \left(\frac{r}{L}\right)^m = 1,$$

где $r=L-x$, h — высота щита в любой точке x, H — высота щита в центре, L — полуширина щита. Отношение $e:m$ определяет кривизну поверхности щита.

Для Восточной Антарктиды $e=m=2$, т. е. профиль эллиптический вида

$$\left(\frac{h}{H}\right)^2 + \left(\frac{L-x}{L}\right)^2 = 1.$$

Параболический профиль, выведенный некоторыми предшествующими исследователями, мог бы образоваться только при условии $\tau_л = \text{const}$, а это не выполняется.

А. П. Капица (1958б) установил, что центр купола растекания Антарктиды (описанного выше эллиптического профиля) находится на 85° ю. ш. и 90° в. д. Отсюда лед движется радиально по радиусу длиной 2000 км. По подсчетам А. П. Капицы, скорость растекания в расстоянии 0, 400, 800, 1200, 1600, 1800 и 2000 км от центра равна, соответственно, 0, 2,8, 8,6, 19,2, 39, 76 и 300—400 км в год.

---

* Такое же уравнение, но для $\tau=\tau_0=\text{const}$ получено в свое время и Д. Наем.

Все приведенные выше формулы С. С. Вялова выведены в предположении, что температура ледникового щита постоянна. На самом же деле, она меняется и по высоте щита (y) и по его длине (x), что, конечно, сказывается на профиле щита и на скорости его вязкого течения. Поэтому автор вывел дополнительно формулы, учитывающие и влияние температуры. Желающих ознакомиться с этими формулами отсылаем к первоисточнику (Вялов, 1960б, стр. 350—357).

Большой интерес представляют и варианты теории вязко-пластического течения льда, разрабатываемые П. А. Шумским и В. Н. Богословским.

П. А. Шумский (1960, 1961, 1961в, 1961г) исходит из положения, что углы наклона поверхности ледника α и его ложа β в продольном профиле различны и к тому же меняются. Факт этот имеет важные последствия, так как при этих условиях в леднике наряду с касательными напряжениями возникают также и нормальные напряжения, отличные от гидростатического давления на данной глубине. Под их влиянием лед подвергается сложным деформациям одновременного сдвига, растяжения и сжатия. Окончательное движение ледника слагается из компонентов сдвига и глыбового скольжения (или придонных надвигов), причем последнее в большинстве случаев играет главную роль.

Величина касательных напряжений в леднике обусловлена коэффициентом трения f ледника о ложе*, а величина нормальных напряжений — разностью между составляющей веса части ледника, расположенной ниже данного вертикального сечения, в направлении движения и силой трения этой части ледника о ложе.

Параллельная ложу составляющая P_x веса каждого элементарного столбика льда с поперечным сечением $dx=dy=1$ и высотой z равна

$$p_x = -\rho g \cos^2\beta z \left(\operatorname{tg}\alpha - \frac{1}{2}\cos^2\beta z \operatorname{tg}\beta \frac{\partial \operatorname{tg}\beta}{\partial x}\right),$$

где ρ — средняя плотность льда, g — ускорение силы тяжести, α — наклон поверхности ледника, β — уклон ложа ледника.

Видно, что сила p_x, движущая лед, состоит из 1) силы стока, обусловленной уклоном $\operatorname{tg}\beta$ и кривизной ложа $\frac{\partial}{\partial x}(\operatorname{tg}\beta)$, и 2) силы растекания, обусловленной наклоном поверхности ледника по отношению к его ложу $(\operatorname{tg}\alpha - \operatorname{tg}\beta)$ и связанной с интенсивностью питания ледника.

Затем автор дает выражение для горизонтальной и вертикальной составляющих скорости движения ледника на глубине z под поверхностью и дифференциальное уравнение, связывающее между собою физико-механические свойства и температуру льда, напряжение силы тяжести, толщину и форму ледника, средние скорости продольной и поперечной деформации и коэффициент трения ледника о ложе в данном вертикальном сечении.

Полученные автором уравнения позволяют установить взаимосвязь между основными морфологическими и динамическими характеристиками ледника, в частности, определить силу и коэффициент трения о ложе на основе измерений размеров, формы и движения ледников. Это весьма важно, так как трение играет заметную роль в леднике: при большой силе трения ледник движется медленно, наклон его поверхности и толщина уве-

* Непосредственно этот коэффициент определить нельзя, и он вычисляется по данным о скорости движения ледников известной формы и толщины.

личиваются, и ламинарное движение берет верх над глыбовым скольжением.

На величину наклона поверхности ледника оказывают влияние, кроме коэффициента донного трения, наклон и кривизна его ложа, характер и скорость движения ледника. В общем изменения наклона поверхности ледника повторяют, с известными отклонениями, изменение наклона ледниковой постели. При растягивающем движении ледника наклон поверхности ледника делается больше наклона ложа, при сжатии — меньше. В стационарном леднике величина наклона его поверхности относительно ложа в направлении движения прямо пропорциональна энергии оледенения.

Отношение силы растекания ко всей движущей силе количественно отображает роль климатического фактора в движении ледника, отношение силы стока ко всей движущей силе количественно выражает роль рельефа подстилающей поверхности. Сила растекания вызывает в основном глыбовое скольжение, сила стока — преимущественно ламинарное течение.

Соотношение сил стока и растекания послужило П. А. Шумскому (1961) количественной основой для объективной классификации ледников (см. § 136).

В. Н. Богословский анализировал движение льда в ледниковом щите в двух работах (1960а, 1961) Мы остановимся вкратце только на второй. Ее исходные положения таковы:

1. Лед — квазивязкое тело, и его течение подчиняется закономерности, установленной Д. Гленом. Зависимость между градиентом скорости dv/dx и касательным напряжением τ дается в виде

$$\frac{dv}{dx} = \frac{1}{\mu}\tau^n,$$

где μ — коэффициент вязкости (переменная, зависящая главным образом от температуры), а n — коэффициент, зависящий главным образом от величины касательного напряжения.

2. Касательное напряжение τ изменяется по прямой от нуля на поверхности до $\tau_л$ на стыке основания ледника с его ложем:

$$\tau = \frac{H - x}{H}\tau_л,$$

где $\tau_л$ — касательное напряжение во льду у ложа, x — расстояние от ложа до произвольного сечения, H — мощность ледника.

3. Величина $\tau_л$ равна:

$$\tau_л = H \cdot \delta \cdot \frac{\partial H}{\partial y},$$

где δ — средний объемный вес льда, $\partial H/\partial y$ — уклон поверхности ледника.

4. Линии токов льда в леднике параллельны ложу ледника.

Отправляясь от этих положений, Богословский получает следующие формулы:

1. Скорость движения v_0 на поверхности ледника:

$$v_0 = \frac{\tau_л^n}{\mu(n+1)}H = \frac{\delta^n}{\mu(n+1)}H^{1+n}\left(\frac{\partial H}{\partial y}\right)^n.$$

2. Средняя скорость горизонтального течения для данного поперечного сечения:

$$v_{ср} = \frac{n+1}{n+2}v_0.$$

3. Уравнение баланса объема массы для элементарной колонки ледника высотой H и протяженностью dy за время dt:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial y}\left[\frac{\delta^n}{\mu(n+2)} H^{2+n}\left(\frac{\partial H}{\partial y}\right)^n\right] + A_k(y, t),$$

где A_k — величина аккумуляции льда, переменная по длине ледника и по времени.

Это уравнение есть дифференциальное уравнение изменения положения поверхности ледника во времени, которое зависит, как видим, от величины приращения объема льда, проходящего через элементарную колонку, и от величины аккумуляции.

95. Общие выводы о причинах движения ледников. С точки зрения физической течение — это непрерывное изменение формы тела при непрерывном действии на него какой-нибудь силы. Вот почему можно говорить о течении не только жидких, но и твердых тел. И вот почему один и тот же термин «течение» прилагается к ледникам авторами различных теорий, приписывающих льду то свойства вязкой жидкости, то пластического вещества, то твердого (хрупкого) тела.

Не подлежит сомнению, что лед по своим свойствам — это вещество многоликое и в зависимости от условий проявляет то одни свои черты, то другие. Авторы теорий движения ледников стремятся обычно положить одну из черт, которую они считают главной, в основу механизма течения. Но так как даже главное не есть универсальное, то любая такая теория наталкивается в конце концов на противоречия с действительностью. Это, кстати, повело к тому, что в некоторых теориях были сделаны попытки сочетать в единой концепции два-три механизма течения (скольжение по ложу и пластичность, гравитационное течение с течением выталкивания, вращательное скольжение с растягивающим и сжимающим движением и т. п.).

Утверждение многих гляциологов о присутствии в ледниках одновременно нескольких механизмов движения — вовсе не эклектика. Заканчивая обзор теорий движения, Д. Чарлзворт пишет (Charlesworth, 1957, стр. 119): «в общем лед движется вследствие сочетания процессов», и в числе этих процессов называет скольжение по ложу, пластические деформации, движение вдоль плоскостей скалывания и режеляцию: «все эти виды движения, вероятно, существуют в разных частях одного и того же ледника в зависимости от температуры, давления, напряжений и прочих условий». По Р. Флинту (Flint, 1957), движение льда является комбинацией (в разных пропорциях) скольжения ледниковых зерен по их внутренним базальным плоскостям, переноса вещества, сопровождаемого изменениями его агрегатного состояния, скалывания льда и движения его пластин друг относительно друга по плоскостям надвигов,

вращения ледниковых зерен друг относительно друга (только в фирновом бассейне) и скольжения ледника по ложу. Те же причины движения перечисляет и Р. Шарп (Sharp, 1954), добавляя к ним еще и маргинальное скольжение (скольжение краев ледника вдоль склонов долины), в принципе не отличающееся от скольжения по ложу и составляющее от 4 до 30% максимальной поверхности скорости движения ледника.

Одновременное существование в одной и той же массе льда прерывистого и непрерывного (с пространственной точки зрения, т. е. несплошного и сплошного) течения подчеркивается чуть ли не всеми гляциологами — это выражается прежде всего в подразделении движения на правильное и глыбовое; впрочем, при бесконечно большом числе плоскостей сдвига в леднике прерывистое движение могло бы внешне получить форму непрерывного (вспомним понятие «ламинарности» у М. Демореста и Д. Ная).

П. А. Шумский (1958, 1961б) установил шесть механизмов деформирования льда:

1. Медленный сдвиг параллельно базисным плоскостям кристалла, вызывающий вязкое течение без изменения структуры льда.

2. Небольшое (менее 1 кг/см^2) напряжение сдвига (касательное напряжение), обусловливающее медленное течение поликристаллического льда, сопровождаемое миграционной рекристаллизацией, увеличением размеров кристаллов и упорядочением ориентировки их главных осей. Это, по-видимому, основной механизм деформаций в полярных и горных ледниках.

3. При увеличении напряжений — более быстрое течение льда. Оно влечет нарушение пространственной решетки кристаллов, распад наиболее напряженных зерен и первичную рекристаллизацию.

4. В результате еще более высоких нагрузок и скоростей деформации нарушаются связи между кристаллами и механизм деформирования льда делается похожим на тот, какой характерен для снега и отчасти фирна. Скольжение кристаллов друг относительно друга, уменьшение размеров кристаллов, образование хаотической структуры в зоне сдвига. Механизмы 4 и 3 характеризуют придонные слои быстро движущихся ледников.

5. При касательных напряжениях, превышающих 10 кг/см^2, и при малых нормальных (перпендикулярных) нагрузках во льду образуются разрывы и сколы. Разрушение льда, скольжение вдоль плоскостей разлома.

6. Столь же высокие касательные напряжения, если они сочетаются с большими нормальными нагрузками и достаточ-

но высокой температурой, приводят к частичному плавлению внутри льда по плоскостям сколов (с образованием при повторном замерзании голубых лент). Этот механизм действует при глыбовом движении ледников.

Таким образом, прогрессивное увеличение напряжений сдвига, а также, вероятно, продолжительность этих напряжений заставляют лед проходить как бы стадии вязкого, пластического и хрупкого тела, а также вводить в действие разные механизмы пластичности (от скольжения по базисным плоскостям до перемещения кристаллов друг относительно друга). Увеличение нормальной нагрузки присоединяет сюда явления режеляции. Возможность скольжения ледника по ложу вытекает из пунктов 5 и 6. Следовательно, перед нами единая концепция, охватывающая все особенности движения ледников.

На наш взгляд, главное значение сохраняется при этом за вязко-пластическими деформациями; прочие деформации, в целом, носят вторичный характер, поскольку проявления пластичности ограничены известными пределами*; если бы лед обладал совершенной пластичностью, толщина ледников не могла быть больше той, какая необходима для начала их течения.

Ясно, что движение в леднике происходит под действием силы тяжести. Толчком к движению служит нарушение механического равновесия благодаря накоплению вещества в бассейне аккумуляции и расходованию его в области абляции. Стремление устранить нарушение равновесия и порождает движение. Но так как движению препятствует внутреннее и внешнее трение, то для преодоления обоих видов трения необходимо некоторое сочетание условий: определенная мощность льда, изменения аккумуляции и абляции, наклон поверхности, на которой лежит ледник, и характер изменений этого наклона от места к месту, температура льда, наличие воды в леднике. Эти условия и определяют «выбор» механизма движения в леднике в целом и в отдельных его частях.

Разумеется гляциология далека еще от того, чтобы владеть вполне завершенной количественной теорией движения ледников. Но надежды на это сейчас умножились в связи с развивающимся плодотворным сопоставлением результатов лабораторных опытов с наблюдениями в натуре, проводимыми, кстати, с применением новейшей техники исследований. Теории вязко-пластического движения ледников в настоящий момент надо считать в принципе наиболее совершенными.

---

* «Твердое» движение всегда подчинено «пластическому» (Vercelli, 1951, стр. 3).

96. Особенности слияния ледников. Согласно воззрениям «классической» гляциологии, подкрепленным теорией Рейда — Финстервальдера, ледники при слиянии не утрачивают своей индивидуальности, их льды не перемешиваются. Если сложный ледник образовался, положим, из восьми ветвей, то каждый из его компонентов, во-первых, распространяется до дна долины и, во-вторых, все восемь ветвей продолжают течь в общем канале смежно друг с другом. На поверхности составного ледника границами его отдельных струй служат срединные морены, а в поперечном профиле можно видеть, как эти морены идут от поверхности в глубину в виде вертикальных «швов» (см. § 140).

Такой взгляд остается справедливым в отношении подавляющего большинства долинных ледников. Разумеется, соединение ледников сопровождается какими-то деформациями.

Уже Д. Тиндаль обратил внимание, что ширина Ледяного моря Монблана у Трелапорта всего 816 м, тогда как суммарная ширина составляющих его потоков (ледников Великан, Лешо и Талефр) перед их слиянием втрое больше. Значит, ветви Ледяного моря, попав в общий канал, оказались очень сильно сдавленными. Для примера достаточно взять один Лешо, который имеет в ширину 754 м, а у Трелапорта, после объединения с другими, становится узким (87 м) «ручьем», зажатым в тиски между струями Талефра и Великана. Нетрудно себе представить, каково должно быть изменение формы под действием этих давлений. За счет сокращения ширины ледник увеличивается в мощности, в связи с чем возрастает скорость его движения. Мало того: вследствие уменьшения общей поверхности, подвергающейся таянию, ледник может получить импульс к наступанию, к увеличению своих размеров вне всякой зависимости от климата.

Сходимость ледников называется *конвергенцией.*

Большие ледники, принимающие очень много притоков, испытывают со стороны последних колоссальное давление. Интересные наблюдения в связи с этим сделал В. Уоркмэн (Workman, 1913) в Каракоруме.

Когда приток впадает в главный ледник почти под прямым углом, его первое действие состоит в том, что своим напором на край главного ледника он стремится сместить последний к противоположному склону долины. Но так как дно долины наклонено вниз по течению, а главный ледник движется туда же и в этом направлении оказывает наименьшее сопротивление, то приток тоже поворачивает вниз по долине, все время упирая в тело главного. Напор прекратится, когда движение обоих ледников станет параллельным.

Та же картина получается и в случае нескольких притоков. Если при этом они подходят с разных склонов, то ствол

главного ледника как бы меандрирует, смещаясь то к одному берегу, то к другому, хотя долина может быть и совершенно прямой.

Отклонение ледника под влиянием притоков можно видеть, например, на Сиачене, особенно при впадении в него мощного (шириной около 3 км и длиной около 25 км) Тарим-Шера.

На соединении с притоком и ниже по течению поверхность ледника нередко становится бугристой (по причине выжимания льда кверху). Высота таких бугров 5—10 м, а в районах густого скопления 15—70 м. На Хиспаре и Сиачене наблюдались ледяные холмы до 85 и 150 м.

Когда давление притока разверстано равномерно на большом протяжении, образуются длинные параллельные возвышенные гряды льда, направленные косо к осевой части ледника (на ледниках Биафо, Кондокоро, Шерпиганг). Трещин между ними обычно не бывает.

Однако что будет, если приток окажется слишком слабым, и не сможет преодолеть сопротивление массы главного ледника и завоевать себе особое место в общем русле? Теоретически он должен тогда «вытечь» на поверхность главного ледника и двигаться по ней, как по ложу.

Такие двухъярусные (и даже многоярусные) ледники действительно существуют. Честь их открытия и подробного описания принадлежит исследователю Каракорума Ф. Виссеру (Visser, 1932, 1935, 1938)*. Главный ледник он предложил назвать *несущим*, или лежачим, а ледник, который перемещается по поверхности главного, — *перемещаемым*, или висячим. Первый обычно покрыт щебнем, второй состоит из ослепительно белого льда. Если белый лед исходит из боковой долины, он движется по щебню до середины несущего ледника и здесь раскалывается трещинами (при условии, что скорость нижнего «яруса» больше, чем верхнего). Образовавшиеся глыбы сераков уносятся главным ледником вниз, словно на ленте конвейера. Общая схема двухъярусного ледника дана на рис. 86.

«Натекание» легко допустить, если перекрывающий ледник значительно слабее несущего. Однако, судя по данным Ф. Виссера, даже два одинаково мощных потока могут в сочетании образовать двухъярусный ледник. В западном Каракоруме есть долина, занятая ледником Хурдопин (длиною 47 км), и другая, занятая Вирджерабом (длиною 40 км). Некогда оба ледника соединялись, но теперь боковой (меньший) не доходит до главного на 200—300 м. Если из свободной от

---

* Филипс Христиан Виссер (1882—1955) был с 1948 г. нидерландским послом в СССР.

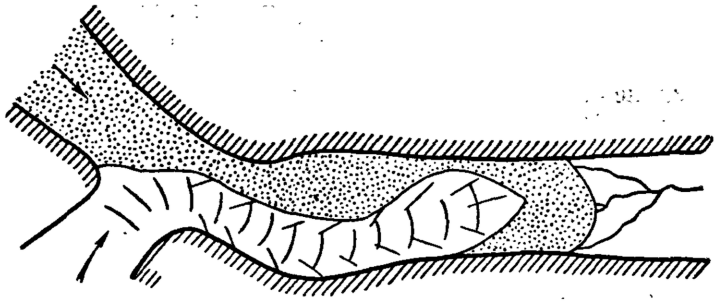

Рис. 86. Схема двухъярусного ледника *(по Ф. Виссеру)*

льда части долины Вирджераба смотреть на перегораживающий ее устье край ледника Хурдопина, то можно видеть, что ледяная стена представляет вверху продольное сечение Хурдопина, а внизу — поперечный разрез Вирджераба, законсервированный под Хурдопином. По Ф. Виссеру, в прежнее время эти ледники при слиянии не продолжались рядом друг с другом, а один из них двигался поверх другого.

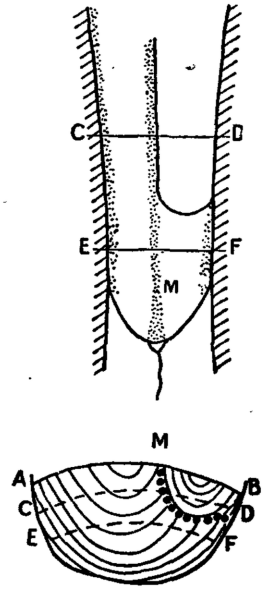

Рис. 87

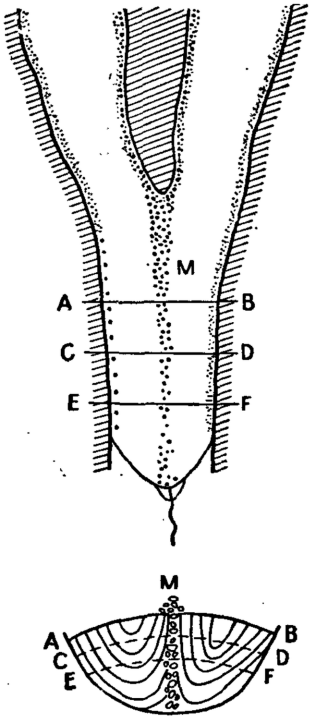

Рис. 88

Перемещаемые ледники должны исчезнуть с поверхности несущих (благодаря таянию) задолго до того, как они достигнут конца последних. Пояснение этой мысли дано на рис. 87; на рис. 88 для сравнения дана обычная схема (в обоих чертежах наверху — план, а внизу — поперечные профили).

Бывают случаи наложения друг на друга не только двух, но и трех и даже четырех ледниковых тел (Visser, 1938, стр. 82) (рис. 89). Общая причина такого *многоярусного* залегания заключается в том, что ледники различаются по объемам, мощности, плотности, скорости движения и структуре.

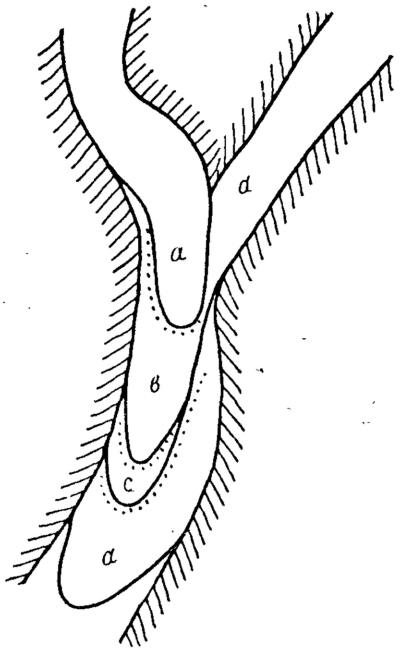

Рис. 89. Схема многоярусного ледника *(по Ф. Виссеру)*

Помимо Каракорума, двухъярусные ледники открыты и в других ледниковых районах. По Стенструпу, на полуострове Нугсуак (в Гренландии) массы фирна получившие активность после длительного периода «застоя», нередко дают начало новому леднику, который движется поверх мертвого, погребенного под мореной льда. К. К. Маркову (1936) мы обязаны сведениями о развитии этих образований на Памире: по осевой эрозионной ложбине ледника Октябрьского, выстланной флювиогляциальными осадками, с верховьев опускается узкая полоса фирна; на леднике Нотгемейншафт белый лед, покоящийся на загрязненной поверхности зеленоватого, отделен от последнего резкой границей. В Андах, в районе Рио-Пломо (33° ю. ш.), некоторые притоки не соединяются с главным ледником, а перекрывают его (Helbling, 1935): верхний «этаж», состоящий из белого льда, лежит на засыпанной обломками камней поверхности нижнего. Любопытно, что основной ледник и его покрышка ведут себя подчас противоположно. Например, ледники Пломо, Хункаль и Невадо в период 1908—1912 гг. отступали, а в это же время чехол белого льда на Хункале продвинулся до конца ледника и частью переполз через фронтальную морену: нижний «ярус» сокращался, а верхний увеличивался. Возможно, что быстрое движение верхнего «яруса», берущего начало в фирновом бассейне, приводит к быстрому истощению запасов вещества в области аккумуляции, в результате чего нижний ледник, получая меньше питания, должен сокращаться.

Весьма интересные наблюдения сделаны Г. Уошберном (Washburn, 1936) на Аляске. Поверхность ледника Южный Крийон на стыке двух его основных ветвей ничем не отличается от нормальной. Но на конце (обрывающемся в озеро Крийон), в естественном поперечном разрезе, обращает на себя внимание положение срединной морены. Сначала она в виде шва круто опускается от поверхности вниз, затем становится горизонтальной, от-

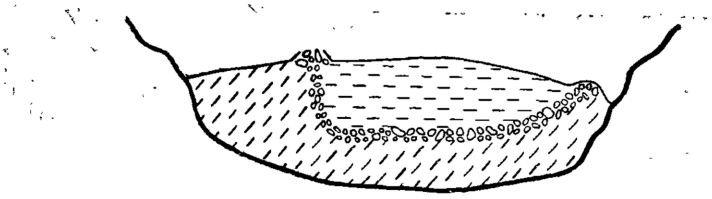

Рис. 90

деляя верхний лед притока от нижележащего льда главного ледника. Протянувшись некоторое расстояние в горизонтальном направлении, моренный шов опять (на этот раз постепенно) загибается кверху, пока не выйдет еще раз на поверхность в виде другой срединной морены вблизи края ледника (рис. 90). Г. Уошберн называет такое образование *наложенным ледником* (superimposed glacier).

Двухъярусные ледники наблюдал также и Н. Одэлл (Odell, 1937) в районе фьорда Франца-Иосифа (Гренландия). Налегание одного ледника на другой он называет «несогласным соединением» (discordant junction) в отличие от обычного слияния, или «согласного соединения» (accordant junction).

Бывают, однако, и случаи ложной двухъярусности. В. Гейброк (1937) описал один из них для ледника Цазиу на северном склоне массива Тепли (Кавказ).

Помимо обычных смежных ледников (juxtaposed glaciers, исп. corrientes yuxtapuestas), текущих рядом, бок о бок в общем ложе, и наложенных ледников (двухъярусных, многоярусных) (superimposed glacier, исп. glaciar sobrepuesto), встречаются еще и *вложенные* (inset) *ледники*. Если наложенные ледники легко видеть, то вложенные обнаружить труднее. Но их «выдает» так называемая *поперечная морена* (другие авторы называют ее косой мореной, подковообразной мореной, псевдоконечной мореной и т. п.), отмечающая конец вложенного ледника: скопление обломочного материала на поверхности ледника, которое тянется поперек ледника и обычно соединяет две срединные морены или срединную морену с боковой. На рис. 91, заимствованном у Р. Шарпа (Sharp, 1948), показаны все три типа соединения ледников; легко видеть, что «наложенный ледник» в понимании Г. Уошберна является в сущности вложенным ледником (сравнить ледник С на рис. 91 с ледником на рис. 90).

По мнению Р. Шарпа (Sharp, 1948), главная роль в возникновении той или иной формы слияния ледников принадлежит согласованности или несогласованности долинных днищ. Когда днища согласованы, т. е. сливаются на общем уровне, объединенные ледники будут располагаться рядом друг с другом в общей долине. При несогласованности долинных днищ возникают вложенные ледники или, если несогласие очень велико, наложенные ледники.

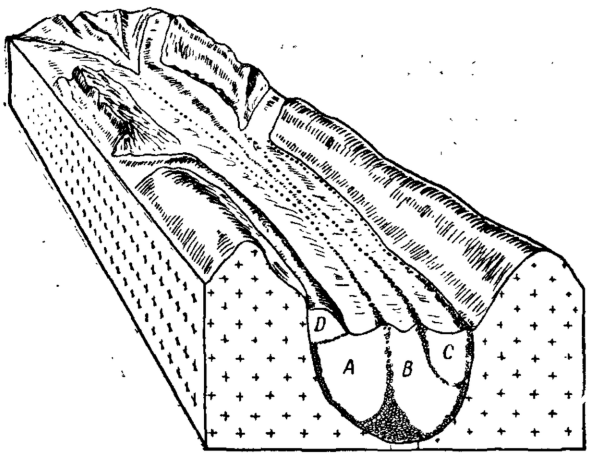

Рис. 91. Формы слияния ледников *(по Р. Шарпу)*:
A, B — смежные ледники; *D* — наложенный ледник; *C* — вложенный ледник

97. Об аналогиях между ледниками и другими водными объектами. В старой литературе любили сравнивать долинные ледники с реками, а ледниковые щиты — с озерами. Теперь совершенно ясно, что такие сравнения были бы законны, если бы ледники двигались исключительно по законам течения вязких жидкостей.

Сравнивать ледниковый щит с озером нельзя уже потому, что поверхность равновесия щита выпуклая, а не горизонтальная, как было бы в случае вязкой жидкости. Радиальное растекание льда от центра к периферии тоже не напоминает движение воды в озере. В крупных щитах, например в Антарктиде, Гренландии, удается обнаружить *ледораздельные линии*, от которых лед расходится. В меньшем масштабе подобные ледоразделы установлены и на ледяных шапках — в частности, на Ватна-Йокуле в Исландии, а также на ледниках вулканических конусов, например, на фирновых полях Эльбруса (Н. М. Попов, 1935).

Признаки с х о д с т в а между долинным ледником и рекой таковы. Атмосферные осадки собираются в верховьях и затем в виде потока стекают вниз по уклону. Ледники, как и реки, при слиянии никогда не пересекают друг друга. Ледник, встречая на своем пути крупное препятствие, разделяется на два рукава, которые затем вновь соединяются (эти «острова», обтекаемые льдом и обычно совсем не покрытые снегом, называют эскимосским словом *нунатаки** в областях сплошного

* От nuna — одинокий, tak — вершина.

материкового оледенения и по предложению Л. А. Варданянца кавказским словом *хицан* — в долинных ледниках); поверхность ледника на той стороне хицана, которая обращена вверх по течению, выше, чем на той, которая обращена вниз по течению. Скорость движения на поверхности больше, чем в придонной части, на внешней части излучины больше, чем на внутренней. Линия наибольшей скорости не совпадает с геометрической осью потока. В суженных частях долины ледник течет быстрее, чем в расширенных. Скорость движения зависит от массы льда и уклона поверхности, по которой ледник перемещается. Поверхность ледника более ровная, чем дно долины, и понижается вниз по течению. Ледник, как и река, производит эрозионную работу.

Различия между ледником и рекой тоже весьма существенны. Главные из них: ледники после слияния не всегда текут далее смежно в общем ложе (наложенные и вложенные ледники); у ледников может быть не один стрежень, а два или более; ледник движется много медленнее реки; движение водного потока турбулентно, движение ледника, как правило, ламинарно и т. д.

ГЛАВА VIII

РАСХОД И БАЛАНС ВЕЩЕСТВА В ЛЕДНИКАХ

Обратимся к рассмотрению тех явлений, которые влекут за собой уменьшение массы ледников и совместно с процессами аккумуляции определяют их вещественный баланс. Убыль происходит во всем теле ледника. Но выше фирновой линии она возмещается и перекрывается процессами накопления. Участки же ледника, расположенные ниже фирновой границы, характеризуются преимущественно и даже почти исключительно тратой вещества.

Расход осуществляется разными путями. Основная форма траты вещества — это таяние и испарение льда. Она всегда налицо. Другие причины относятся уже к категории механических. Они непостоянны, случайны (за некоторыми исключениями) и не всеобщи, т. е. свойственны далеко не всем ледникам.

98. Абляция и ее разновидности. Те процессы расхода вещества в леднике, которые обусловлены таянием льда и его испарением, т. е. преимущественно климатическими факторами, называются абляцией.

Райт и Пристли (Wright and Priestley, 1922, стр. 266) называли абляцией только испарение льда; при температуре выше точки плавления происходит таяние (thaw) снега и льда, при температуре ниже точки плавления — абляция (ablation). Однако трудность обособления обоих этих процессов и возможность их одновременного развития были причиной того, что предложение Райта и Пристли не встретило поддержки. Сейчас делаются попытки расширить понятие абляции и включать в него, помимо испарения и таяния, также процессы выдувания снега ветром (дефляции) и образования айсбергов (Ahlmann, 1948, стр. 26; Flint, 1957, стр. 24; Meier, 1962). К этому следует отнестись сдержанно; вряд ли стоит смешивать воедино физические и механические явления, когда их можно отчетливо разграничить.

Потеря ледником *массы* льда и снега путем стока талой воды и путем испарения (выраженная в единицах слоя воды) называется *чистой абляцией*, или нетто-абляцией (net ablation, Netto-Ablation, ablation nette). Выделение такой категории

необходимо потому, что не вся талая вода покидает ледник; некоторая ее часть удерживается, используется на фирнизацию снега, стало быть, не может быть отнесена к разряду потерь вещества.

Потеря вещества, сказавшаяся в понижении *поверхности* ледника, обусловленном ее таянием, испарением, оседанием, переотложением снега и просачиванием воды в нижележащие слои, получила название общей абляции, большой абляции, гросс-абляции или брутто-абляции (gross ablation, Brutto-Ablation, grande ablation). У Х. Альманна (Ahlmann, 1941—1942, стр. 18), автора этой терминологии, в параллель к английскому «gross ablation» указан немецкий синоним «Brutto-Ablation»; т. е. английское «gross» переведено не как немецкое «gross» (большой), а как итальянское «brutto» (валовой, грубый, не чистый). Следовательно, название большая абляция (и гросс-абляция в том же смысле) основано на невнимательном отношении к существу термина. По-русски, пожалуй, удобнее всего говорить о *валовой абляции* (близко к этому, но не вполне точно: общая абляция).

Валовая абляция всегда больше, чем чистая. Наблюдения обычно ведутся над валовой абляцией.

По месту проявления различают три вида абляции: подледниковую, внутреннюю и поверхностную.

99. Подледниковая и внутреиняя абляция. Подледниковая абляция вызвана прежде всего тем, что земная кора непрерывно посылает тепло в нижнюю поверхность ледника. Помимо этого, причинами подледниковой, или донной, абляции могут быть: выходящие в ложе ледника источники (особенно если они теплые), теплота, порождаемая трением ледника о свою постель, проникшие под лед поверхностные ледниковые воды и токи теплого воздуха.

Подледниковая абляция с трудом поддается учету. Многие считают ее существенной частью общей абляции ледника, другие полагают, что она составляет не более 2—4% от поверхностной абляции. Сторонники первой точки зрения подчеркивают постоянство (круглый год) притока земного тепла; этому приписывается образование ручьев, вытекающих зимой из-под многих ледников. Нужно, однако, помнить, что воды, выбивающиеся из-под ледников, — смешанного происхождения. Часть их получается в результате подледниковой абляции, другая часть — это поверхностные воды, проникшие под ледник по трещинам.

Эли де Бомон, М. Лагалли, Г. А. Авсюк и другие авторы считали, что земное тепло может расплавлять за год в основании ледника слой льда всего от 0,65 до 1 см. оП Дж. Чарлзворту (Charlesworth, 1957, стр. 65), донная абляция в альпийских ледниках — около 5,3 см в год. Н. Н. Пальгов

(1956г, стр. 57; 1958, стр. 251) свидетельствует, что мертвый лед в Большеалматинских ледниках, защищенный сверху, как броней, толстым слоем морены, таивал в среднем за год на 8,6 см (или, в переводе на воду, 8 см) под влиянием теплоотдачи земной коры; автор, впрочем, добавляет, что цифра эта нуждается в проверке.

Вода под ледником образует нередко разветвленную сеть ручьев и появляется на дневную поверхность у конца языка. Многие ледники на конце имеют один или несколько *гротов*. Устье грота представлено низкой или высокой аркой — *ледниковыми воротами*. Из-под арки с шумом вырывается поток, мутно-белый от взвешенных в нем землистых примесей, отчего и получил название *ледникового* (глетчерного) *молока* (или, у швейцарских горцев, более прозаическое: ледниковая моча).

Грот ледника не постоянен. В одни годы он небольшой (1—5 м) или вовсе отсутствует, заменяясь горизонтальной щелью между основанием ледника и его ложем; в другие — настолько громадный (до 40 м в высоту), что в нем свободно уместилась бы изба. Через такие гроты можно иногда проникнуть довольно далеко под ледник по естественному ледяному туннелю — то прямому, то ветвящемуся и снабженному расширениями — внутренними пещерами, которые украшены ледяными сталактитами и сталагмитами.

Место выхода реки из-под ледника тоже непостоянно: так, выход Сельдары из-под ледника Федченко ежегодно смещается на десятки, а то и сотни метров, а грот то исчезает (1957), то вновь появляется (1958) (Конкина и Пронин, 1960).

Ледники, как известно, дают начало многим рекам.

Широкое развитие подледниковых рек и пустот свойственно концам многих ледников. Это вызывает раскалывание и неравномерное оседание их поверхности, с образованием *ледниковых грабенов* (Grabeneinbruch) над подледниковыми туннелями (длиною подчас до 2 км), а также воронок. Ледяная кровля над туннелем местами обваливается, глыбы льда падают в подледниковый поток и тают там; эту форму абляции Мак-Колл называет «подледниковой очисткой» (subglacial stoping) или «глыбовым обрушением» (block caving). Совокупность воронок образует своеобразный *ледяной карст*, особенно в мало активных или мертвых льдах (на Зеравшанском леднике, на леднике Петрова в хребте Акшийрак, на памирских ледниках и т. п.).

Форма конца ледника определяется абляцией и характером движения ледника. В Гриндельвальде жители говорят: «когда ледник наступает — нос у него кверху, когда отступает — нос опущен к земле». На суше концы ледников обычно сходят на нет (преобладающее влияние абляции). Ледники

спускающиеся в море, заканчиваются вертикальными обрывами. Такие же обрывы, иногда даже нависающие, свойственны подчас и лежащим на суше концам некоторых полярных ледников (причины: верхние слои движутся быстрее придонных; придонные слои, насыщенные мореной, тают быстрее, чем верхние; малый угол падения солнечных лучей на земную поверхность, вследствие чего их действие концентрируется на краю ледника).

Роль внутренней абляции, проявляющейся в связи с трением составных частей ледника, циркуляцией воды и воздуха, практически ничтожна.

Пещеры и туннели бывают не только под ледником, но и внутри него (например, на леднике Маляспина). Вода часто застаивается в этих полостях, как в особых хранилищах, и внезапное их опорожнение носит иногда катастрофический характер. Выходы ледяных труб обнажаются на конце ледника высоко над землею и дают начало эффектным водопадам и фонтанам.

100. Тепловой баланс поверхности ледника. Тепловой баланс поверхности ледника, т. е. разность между полным потоком тепла, поступающим к поверхности, и потоком тепла, теряемым поверхностью, является основой всех процессов поверхностной абляции. Тщательное и по существу сходное исследование этого вопроса находим в работах Х. Свердрупа (Sverdrup, 1935б), Б. Эриксона (Eriksson, 1942), П. П. Кузьмина (1948), М. Даймонда и Р. Гердела (Diamond and Gerdel, 1958), Л. Ллибутри (Lliboutry, 1956a) и некоторых других авторов.

Поверхность ледника получает тепло следующими путями: от падающей на нее солнечной радиации; передачей от воздуха, если температура последнего увеличивается с высотой над ледником; передачей снизу (если температура во льду с глубиною возрастает); наконец, если содержание пара в воздухе увеличивается с высотою, то пар, в силу различия упругостей, перемещается к поверхности ледника, сгущается на ней и освобождает скрытую теплоту.

Потеря тепла поверхностью ледника осуществляется излучением (длинноволновой радиацией), передачей в воздух, если температура последнего над ледником с высотою уменьшается, и передачей в глубь ледника, если температура льда с глубиною уменьшается.

На основании изложенного можно, следуя Х. Свердрупу, дать общую формулу теплового баланса ледниковой поверхности.

Учтя соотношения между альбедо (отражающей способностью) снега (льда) и величиной падающей радиации, обозначим через aI поглощенную часть падающей радиации, а

через R — тепло, потерянное вследствие излучения. Тогда общая сумма тепла, полученная поверхностью, будет

$$aI - R.$$

Введем дальнейшие обозначения: Q_a — количество тепла, полученное от воздуха или переданное воздуху, Q_s — количество тепла, полученное снизу или переданное книзу (в обоих случаях — в грамм-калориях на 1 $см^2$)*, F — количество водяного пара (в граммах на 1 $см^2$), принесенное к поверхности, если имела место конденсация, и — F — количество водяного пара, ушедшее с поверхности, если имело место испарение. Избыток тепла (разность между его приходом и расходом) идет на таяние льда или его испарение (либо на то и другое вместе).

Пусть H — полная абляция поверхности (в сантиметрах слоя воды), h — толщина испарившегося слоя. Тогда $H-h$ представит толщину стаявшего слоя, 80 $(H-h)$ — количество тепла, потраченное на таяние (в грамм-калориях на 1 $см^2$), и $680h$ — количество тепла, затраченное на испарение.

При условии, что испарения не происходит, имеем:

$$80H = aI - R + Q_a + Q_s + 600F,$$

где Q_a и Q_s положительны, если тепло проводится к поверхности, и отрицательны, если поверхность теряет тепло путем теплопроводности; выражение $600F$ представляет сумму тепла, освобожденного конденсацией на поверхности ледника F граммами водяного пара.

Если происходит и таяние и испарение, тогда

$$80\,(H-h) + 680h = 80H + 600\,h = aI - R + Q_a + Q_s.$$

В этом случае $h=-F$; это значит, что испарившееся количество льда равно количеству водяного пара, унесенного с поверхности. Следовательно, можно написать:

$$80H = aI - R + Q_a + Q_s + 600F,$$

где F отрицательно, поскольку водяной пар уносится.

Б. Эриксон (Eriksson, 1942) не рассматривает член Q_s, поэтому формула у него более простая:

$$80H = aI - R + Q_a + 600F.$$

У П. П. Кузьмина (1948) и П. А. Черкасова (1961) находим упрощенный способ определения отдельных членов уравнения абляции.

Левая часть уравнения означает, очевидно, общее количество тепла, поступившее на ледник (произведение из величины абляции H на скрытую теплоту плавления льда).

---

* Для обозначения величины 1 кал/$см^2$ употребляют иногда название ланглей (langley, сокращенно ly).

Правая часть слагается из трех тесно взаимосвязанных членов: радиационного ($aI—R$), конвективного (Q_a) и эффекта конденсации ($600F$).

Радиационный члеи получается из непосредственных измерений с помощью балансомера.

Зная $80H$ и $aI—R$, можно узнать величину суммы остальных двух членов:

$$80H - (aI - R) = Q_a + 600F.$$

Затем Q_a и $600F$ вычисляют по отдельности. Для этой цели сперва используется отношение β между конвекционным переносом тепла (Q_a) и переносом тепла водяными парами ($600F$) по формуле Боуена:

$$\beta = 0{,}46 \frac{P}{1013{,}2} \frac{(\theta_w - \theta_{200})}{(e_w - e_{200})},$$

где P — атмосферное давление в мб, e — упругость насыщенного водяного пара при температуре θ_w подстилающей поверхности, e_{200} и θ_{200} — упругость насыщенного водяного пара и температура воздуха на высоте 200 см*; на поверхности тающего ледника $\theta_w = 0°$, $e_w = 6{,}11$ мб.

После этого, вводя суммарное значение $Q_a + 600F$, получаем

$$Q_a = \frac{\beta}{(1+\beta)}(Q_a + 600F),$$

$$600F = \frac{Q_a + 600F}{1+\beta}.$$

Следуя И. М. Лебедевой (1961), для определения турбулентного теплообмена с атмосферой и затрат тепла на испарение можно воспользоваться и такими формулами:

$$Q_a = 0{,}64D\Delta t,$$

$$600F = D\Delta e,$$

где Δt и Δe — градиенты температуры и влажности, а D — коэффициент теплообмена и влагообмена (внешней диффузии), получаемый из уравнения теплового баланса:

$$D = \frac{(aI - R) - 80H}{0{,}64\Delta t + \Delta e}.$$

П. А. Шумский (1955, стр. 412) рассматривает тепловой баланс не просто физической поверхности ледника, но всего деятельного слоя (т. е. слоя сезонных колебаний температуры), и для стационарного процесса, когда данный участок поверхности не перемещается в другие условия (путем горизонтального движения или, если лед неподвижен,— вверх, из-за накопления слоев), получает выражение

$$W - F + L - S = 0$$

при следующих значениях: W — интегральная сумма прихода тепла за год в результате всех тепловых потоков внутрь деятельного слоя (кроме скрытой теплоты плавления), F — по-

* Собственно, θ — это потенциальная температура, но для небольших высот над поверхностью ледника ее заменяют обыкновенной температурой.

добная же сумма расхода тепла за год в результате всех тепловых потоков, выходящих из деятельного слоя наружу, L — скрытая теплота плавления воды, поступившей в активный слой, S — скрытая теплота плавления воды, вышедшей из активного слоя.

Одновременно рассматривается и баланс влаги единицы поверхности, имеющий вид

$$N_1 + N_2 - M = A,$$

где N_1 — алгебраическая сумма твердых атмосферных осадков, сублимации и возгонки в атмосферу, N_2 — алгебраическая сумма жидких атмосферных осадков, конденсации и испарения, M — сток, A — прирост или убыль льда (все измерения в единицах слоя воды).

Сравнивая этот баланс с балансом тепла деятельного слоя, видим, что $L=80N_2$, $S=80M$, $L-S=80\ (N_2-M)$ и, кроме того,

$$N_2 - M = A - N_1$$

Подставив значение $L-S$ в уравнение теплового баланса, получим выражение вещественно-энергетического баланса:

$$F + 80N_1 - W = 80A.$$

Таким образом, для стационарного процесса интегральная сумма теплоотдачи и теплоты, какую необходимо затратить на плавление твердых атмосферных осадков, минус интегральная сумма прихода тепла равна скрытой теплоте слоя накопления или убыли льда.

101. Климатические факторы поверхностной абляции. К числу климатических факторов поверхностной абляции относятся:

1. Солнечная радиация — прямая и рассеянная. Ее эффективность зависит от абсолютной высоты поверхности ледника, ее экспозиции, угла наклона к солнечным лучам, закрытости горизонта, альбедо ледниковой поверхности. Свободная от снега поверхность ледника отражает, в зависимости от степени загрязнения, от 10 до 40% падающей радиации, фирн — от 40 до 60%, свежевыпавший снег — от 70 до 95%. Таким образом, выпадение снега летом может коренным образом изменить условия абляции ледника, поскольку большое количество энергии остается неиспользованным. В период таяния ледника альбедо его поверхности меняется, как это можно видеть, например, из следующих средних месячных значений альбедо для небольших долинных ледников в Тянь-Шане (Авсюк, 1953, стр. 17):

Месяцы	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Область фирна .	80	70	60	45	45	55	75
Ледниковый язык	80	70	40	25	20	40	70

Величина отраженной энергии достигает нескольких сот калорий в день, тогда как потеря энергии, обусловленная колебаниями температуры воздуха, всего несколько десятков калорий в день — следовательно, на колебания продолжительности и интенсивности радиации ледники реагируют более чутко, чем на колебания температуры (Hoinkes, 1955).

Ледники тают главным образом за счет тепла поглощенной прямой радиации. Из всего радиационного тепла, получаемого ледником за весь период таяния, на долю рассеянной радиации приходится не более 10—20%.

Очевидно, действие солнечной радиации сказывается только днем и зависит, помимо уже перечисленных выше факторов, от времени суток, времени года (продолжительности освещения) и облачности.

По Ф. Форелю, при радиации в 1 калорию за 1 минуту на 1 $см^2$ поверхности слой льда толщиною в 1 мм растает в 8 минут, что составляет 7,5 мм в час (7500 $м^3$ воды с 1 $км^2$ ледниковой поверхности). Отсюда следует, что радиация — самый важный фактор абляции. В своем расчете, впрочем, Форель не учитывает альбедо льда; поправка на альбедо, конечно, заметно уменьшит полученный выше результат.

Практически величину таяния можно считать пропорциональной количеству прямой солнечной радиации, поглощенной различными ледниковыми поверхностями.

Известны две формы радиационного таяния: сплошное равномерное, охватывающее всю поверхность снега, независимо от ее экспозиции (в пасмурные дни, при господстве рассеянной радиации), и луночное, или парниковое, преобладающее в ясные дни при наличии на снегу тонкой ледяной корочки. Под коркой, как в теплице, снег интенсивно тает и возникает лунка, которая увеличивается в размерах до тех пор, пока защищавшая ее корочка, становящаяся со временем ажурной, не упадет на ее дно (Кузнецов, 1960б).

2. Температура и влажность воздуха. Температура воздуха имеет значение для таяния только в том случае, если она выше 0°. Но над ледниками даже в самые теплые месяцы температура воздуха невелика (несколько положительных градусов), поэтому невелика и роль теплообмена ледника с воздухом в процессе таяния. Конечно, положительная температура воздуха усиливает результаты действия солнечной радиации. При отрицательных температурах воздуха поток тепла направлен от ледниковой поверхности к воздуху, и это ослабляет абляционный эффект радиации. Чем сильнее ледник затенен, тем относительно больше зависит его таяние от температуры и тем меньше — от радиации. При ветре абляционный эффект температуры воздуха возрастает. Резко повышают абляцию теплые ветры (например, фёны).

Охлаждение воздушного слоя однометровой мощности на 1° (передача льду теплоты этого слоя) приведет к таянию слоя льда толщиною всего в 0,0036 мм. Для расплавления 1 мм льда на высоте 2000 м (при соответствующей плотности воздуха на этой высоте) нужно, чтобы:

300-метровый слой воздуха остыл на 1° или
60-метровый » » » с 5° до 0° или
30-метровый » » » с 10° до 0°.

В § 100 приведен один из способов подсчета передачи тепла от воздуха. Но в нашем распоряжении все же настолько еще мало материала для вывода математическим путем общих зависимостей и универсальных коэффициентов, что приходится для каждого отдельного случая создавать эмпирические формулы. Так, при обработке материалов шпицбергенской экспедиции 1931 г. А. Онгстрем вычислял абляцию, пользуясь следующим равенством:

$$h = (0{,}027Q + 0{,}05vt)\,\Delta T,$$

где h — абляция, измеренная в миллиметрах слоя воды, Q — поступающая от солнца и неба радиация в грамм-калориях на 1 см²/час, v — скорость ветра (в м в сек), t — температура воздуха и ΔT — время (в час.).

Для ледников Монте-Розы закон изменения дневной абляции (в ясные дни) в зависимости от температуры (в пределах от —7° до +11°) Сомилиана (1933) выразил так:

$$a = 1{,}50 + 0{,}215t,$$

где a — абляция в миллиметрах за час, 1,50 — абляция за час при 0°, получающаяся в результате солнечной радиации, и t — соответствующая средняя дневная температура.

В. Л. Шульц (1952, стр. 45, 46) установил довольно отчетливую зависимость стаивания снежников в районе Большого Чимгана от суммы положительных средних суточных температур воздуха, измеренных на высоте 2 м от поверхности снега (рис. 92). На 1° положительной температуры здесь приходится 5—6 мм (в слое воды) стаивания снежника.

Зависимость между таянием льда и температурой воздуха для ледников Сатпаева и Калесника в Джунгарском Алатау Н. Н. Пальгов (1955б, стр. 64) выразил эмпирически так:

$$A = 0{,}59t - 0{,}10,$$

где A — слой льда (в переводе на воду) в сантиметрах, стаявший за сутки, t — средняя суточная температура воздуха на высоте 2 м над поверхностью земли. Следовательно, на 1° средней суточной температуры приходится слой стаивания толщиною 0,59 см.

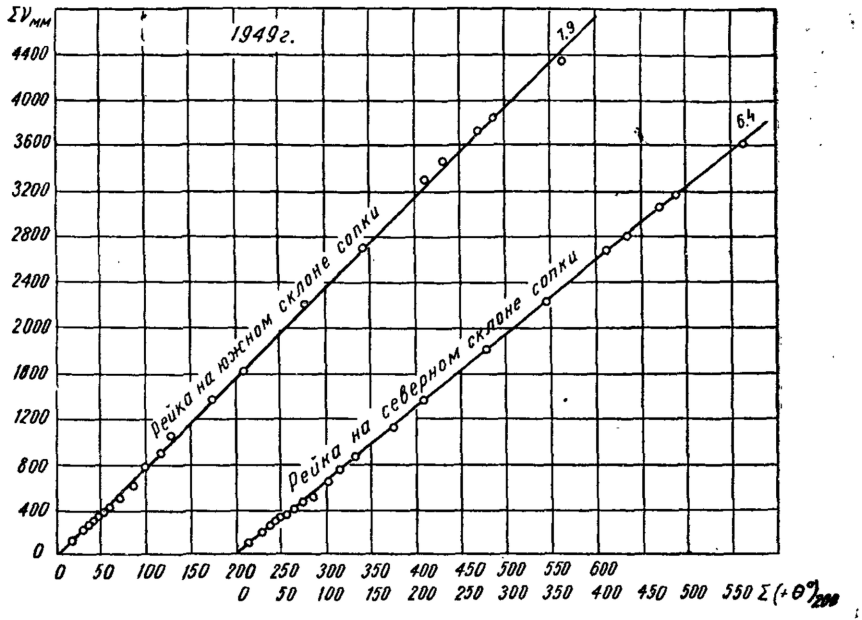

Рис. 92. Зависимость таяния снежников от суммы положительных температур воздуха *(по В. Л. Шульцу)*

Для ледников Заилийского Алатау в целом зависимости получились несколько иные (Пальгов, 1956, стр. 56—57; 1958, стр. 240). Зависимость таяния снега на поверхности ледника от температуры воздуха:

$$A = \sqrt{0{,}046t} \cdot \lg \frac{t}{0{,}1}.$$

Зависимость таяния льда на поверхности ледника от температуры воздуха:

$$A = \sqrt{1{,}55t} \cdot \lg \frac{t}{0{,}2}.$$

Здесь A — слой льда в сантиметрах (в переводе на воду), стаявший за сутки, t — средняя температура воздуха за эти сутки, 0,1 и 0,2 — средняя температура воздуха, при которой суточное таяние снега или, соответственно, льда равно нулю. Получается, что суточная величина таяния льда составляет в среднем 7 мм, а снега — 5 мм на 1° тепла средней суточной температуры воздуха. Обе приведенные выше формулы даны для средних суточных температур в пределах от 0° до 10° и для случая, когда облачность равна 50%.

Б. Эриксон (Eriksson, 1958, стр. 132) нашел для ледника Скагастёль зависимость:

$$a = 0{,}024\,(t - 0{,}5),$$

где a — абляция в час с квадратного сантиметра в граммах; t — температура воздуха; 0,024 — изменение интенсивности абляции при изменении температуры воздуха на 1°; 0,5° — температура воздуха, при которой температура поверхности снега достигает 0° (по причине уходящей радиации, температура поверхности снега чуть ниже температуры воздуха).

Конечно, все эти формулы не могут быть точны, так как абляция зависит не только от температуры. Они неточны еще и потому, что одной положительной температуры воздуха недостаточно для того, чтобы происходил процесс таяния льда: важна еще и абсолютная влажность воздуха (e). До сих пор не удавалось связать удовлетворительно интенсивность абляции с температурой воздуха именно потому, что таяние снега (льда) пропорционально температуре воздуха только в одном случае: когда абсолютная влажность воздуха в точности равна 6,1 мб*. Во всех остальных случаях (а в природе они встречаются чаще) таяние при одной и той же температуре может быть то более интенсивным (e>6,1 мб), то менее интенсивным (e<6,1 мб) (Пузанов, 1956, 1958).

Когда теплый воздух взаимодействует с тающим снежным покровом, то при этом, помимо непосредственного теплового воздействия воздуха на снег, имеется и косвенное тепловое воздействие, обусловленное процессами конденсации или испарения. При сгущении водяного пара из воздуха на поверхность тающего снега выделяется тепло, которое идет добавочно на таяние снега. Пределом конденсации будет максимальная упругость пара при температуре тающего снега.

В метеорологии есть понятие эквивалентной температуры, при помощи которой можно сравнивать тепловые ресурсы воздуха, зависящие от содержания водяного пара. Эквивалентная температура — это температура, какую принял бы воздух, если бы весь водяной пар, который в нем содержится, сгустился, а выделившаяся теплота пошла на нагревание этого воздуха при постоянном давлении. Если применить принцип эквивалентности к оценке теплосодержания воздуха в процессе снеготаяния, беря во внимание и теплоту конденсации, нужно, чтобы в формуле фигурировал и *предел* конденсации (а не фиктивное нулевое значение упругости па-

* Это максимальная упругость пара при температуре тающего льда.

ра!). Тогда получается формула, названная В. П. Пузановым формулой *реальной эквивалентной температуры:*

$$T = t + 1{,}5\,(e - 6{,}11)$$

или в развернутом виде:

$$T = t + \frac{0{,}623\,(e - 6{,}11)\,L}{(p-e)\,C_p + 0{,}623 e C_w},$$

где t — температура воздуха, e — абсолютная влажность в мб, L — теплота конденсации льда, p — атмосферное давление в миллибарах, C_p — теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении, C_w — теплоемкость водяного пара.

Правый член в правой части формулы — это и есть выражение того приращения теплосодержания воздуха, какое получается за счет теплового эффекта конденсации. Если абсолютная влажность воздуха ниже 6,11 мб, то весь правый член в правой части формулы принимает отрицательное значение; следовательно, идет не конденсация, а возгонка водяного пара с затратой тепла, и если термический эффект этой затраты по абсолютной величине больше, чем теплосодержание воздуха, то, несмотря на положительную температуру воздуха, лед под ее воздействием таять не будет.

Из всего вышеизложенного следует, что для определения условий снеготаяния необходимо всегда учитывать как температурные, так и влажностные характеристики воздуха, причем вместе, а не порознь. Роль абсолютной влажности воздуха в процессе абляции столь же велика, как и роль температуры воздуха. Интенсивность снеготаяния всегда растет прямо пропорционально увеличению положительного значения реальной эквивалентной температуры; это может происходить и за счет повышения температуры воздуха, и за счет повышения абсолютной его влажности.

Зависимость абляции от температуры и влажности (вместе взятых) воздуха можно обобщить следующим образом (Пузанов, 1956):

а) абсолютная влажность воздуха больше 6,11 мб. На поверхности тающего льда происходит конденсация водяного пара. Освобожденное тепло конденсации увеличивает теплосодержание воздуха, поэтому усиливается интенсивность таяния льда. Таким образом, при положительной температуре воздуха и абсолютной влажности более 6,11 мб таяние будет более интенсивно, чем можно было бы предполагать, основываясь только на значении температуры воздуха. Абляция осуществляется только процессом таяния;

б) при абсолютной влажности воздуха менее 6,11 мб происходит одновременно и таяние, и возгонка (испарение) льда. Чем суше воздух, тем значительнее испарение (в ущерб таянию);

в) если температура не меняется, а абсолютная влажность будет уменьшаться — таяние может прекратиться и смениться испарением, что поведет к уменьшению интенсивности абляции в 7,5 раза (как это вытекает из сравнения количеств энергии, требующихся на таяние и испарение).

При положительной температуре и очень большой сухости воздуха происходит только испарение льда. В случае идеально сухого воздуха таяния не будет даже при температуре воздуха +10,7°, причем лед примет отрицательную температуру, несмотря на положительную температуру воздуха. В чилийских и аргентинских Андах, где давление значительно меньше нормального, снег не тает и при температуре воздуха +15°. На Памире снежный покров тоже нередко исчезает, не давая стока (Тушинский, 1959а, стр. 132).

Интенсивность снеготаяния равна нулю при следующих комбинациях температуры ($t°$) и абсолютной влажности (e мб) воздуха:

$t°$ . .	0	1	2	3	4	5	8	10
e . .	6,1	5,5	4,9	4,4	3,8	3,3	1,6	0,5

Недостаток формулы Пузанова в том, что она не учитывает радиационное тепло. Поэтому при большом участии радиации в таянии снега связь между интенсивностью снеготаяния и реальной эквивалентной температурой может быть не вполне удовлетворительная.

3. Конденсация и испарение. Значение теплового эффекта обоих этих процессов в общей форме рассмотрено выше. По исследованиям Дюфура и Ф. Фореля, испарение на ледниках ничтожно: в Альпах даже при самых благоприятных условиях оно не превышало 0,1 мм в час. Для испарения льда необходимо, чтобы точка насыщения воздуха была ниже температуры поверхности ледника, т. е. во всех случаях меньше 0°. А холодный воздух, как известно, удерживает (т. е. может принять в себя) очень мало влаги: для насыщения 1 м^3 при 0° нужно 4,88 г водяного пара, при —10° нужно 2,22 г, а при —20° только 0,99 г. Значит, если температура воздуха 0° и относительная влажность 50%, то для насыщения его требуется на каждый кубический метр 2,44 г водяного пара. Этим путем слой воздуха толщиною в 10 м приведет к абляции всего лишь 0,024 мм слоя льда.

В августе 1933 г. испарение на леднике Караугом (Кавказ) составляло в среднем 1 мм слоя воды в сутки (Ванеева, 1936). На ледниках Тянь-Шаня, обследованных Г. Авсюком (1953, стр. 14), максимальная наблюдавшаяся величина суточного испарения была на поверхности льда 0,116 мм (что влекло расход тепла в 6,96 кал/см^2) и на поверхности фирна 0,084 мм (расход тепла 5,04 кал/см^2).

Как известно, интенсивность таяния снега и льда зависит от напряжения солнечной радиации. Но солнечная радиация не влияет на интенсивность испарения снега (льда), и последнее имеет строго ограниченный верхний предел, несмотря на любое напряжение солнечной радиации (Пузанов, 1956, стр. 97). Тающий снег (лед) не может иметь температуру выше 0° даже при воздействии прямого солнечного света, так как на приток тепловой энергии лед отвечает

только переходом в другую фазу при неизменной температуре 0°. И при любой температуре воздух над поверхностью льда или снежного покрова не может содержать больше 6,11 мб водяного пара, ибо превышение этого количества тотчас же приведет к конденсации.

На процессы испарения, помимо притока тепла и влажности воздуха, влияют также атмосферное давление и ветер. Уменьшение давления и увеличение скорости ветра активизируют испарение. Атмосферное давление входит в знаменатель формулы реальной эквивалентной температуры (см. выше); значит, если оно уменьшается, то весь правый член формулы (отражающий термические эффекты испарения или конденсации) увеличивается.

Когда градиент влажности направлен к поверхности ледника, происходит конденсация водяного пара. Размеры ее относительно велики прежде всего потому, что в той обстановке, в какой она происходит (при температуре выше 0°), воздух богат водяным паром, он и выделяет его, при подходящих условиях, в изобилии. Кроме того, поскольку лед не в состоянии нагреться выше 0°, температурное различие между влажным воздухом и льдом может стать весьма значительным, а это увеличивает шансы конденсации.

На Ронском леднике, по данным Ф. Фореля и Дюфура, конденсация за 1 час достигает 0,05—0,15 мм, что соответствует 50—150 м³ воды на каждый квадратный километр поверхности ледника. Наибольшие наблюдавшиеся за сутки величины конденсации на ледниковых языках в Тянь-Шане достигали 0,485 мм слоя воды (что отвечает приходу тепла 29,1 кал/см²), в фирновых бассейнах 0,216 мм (12,96 кал/см² притока тепла) (Авсюк, 1953, стр. 14).

Обычно же суточные величины конденсации и испарения заметно меньше указанных максимумов. В течение суток процессы конденсации и испарения чередуются, и получается суммарный эффект, как правило, в пользу конденсации. В Тянь-Шане этот эффект порядка 0,005 мм (это соответствует выделению 0,3 кал/см²).

4. Атмосферные осадки оказывают малое влияние на таяние, потому что чаще всего они выпадают в твердом виде, и тепловое их воздействие ничтожно. О роли твердых осадков мы уже говорили: они мешают абляции ледника, так как увеличивают его альбедо (уменьшают приток тепловой энергии) и отвлекают значительные количества энергии на таяние свежевыпавшего снега, который, пока тает, служит броней, защищающей поверхность ледникового языка от абляции. Кроме того, снег сглаживает поверхность ледника и тем самым сокращает площадь, которая могла бы подвергнуться действию других агентов абляции.

Дожди, выпадающие на ледник, отдают тепло леднику, так как дождевая вода при соприкосновении со льдом остывает почти до 0°. Правда, дождь в горах вообще не теплый, но предположим, что он имеет температуру +10° (это почти максимальная), и пусть за сутки будет 20 мм осадков (это тоже больше обычного). Влага эта, охладившись до 0°, выделит 20 калорий, в результате чего окажется растаявшим слой льда толщиною в 0,25 мм (т. е. 0,01 мм за час или за тот же промежуток времени 10 $м^3$ воды с 1 $км^2$ поверхности ледника). Следовательно, значение кратковременного дождя (который к тому же, как правило, холоднее, чем в нашем примере) невелико. Дождь играет также и некоторую отрицательную роль, так как препятствует солнечной радиации. Однако нельзя забывать, что на ледниках соприкосновение льда с водою в летнее время (по крайней мере в странах умеренного климата) никогда не прекращается: потоки и ручьи (талых вод и дождевые) бороздят поверхность ледника. Они разрушают лед механическим путем (при помощи переносимых ими твердых частиц) и тепловым воздействием — происходит *термическая эрозия*. Расчленение ледников проточными водами ведет к увеличению общей площади, подвергающейся влиянию других агентов абляции, т. е. косвенным образом к усилению абляции.

102. Другие факторы поверхностной абляции. Помимо факторов климатических, на абляцию ледников влияют также особенности самих ледников, их положение, характер их окружения и время.

Из особенностей самих ледников отметим излучение поверхности ледников, альбедо этой поверхности, структуру льда, микрорельеф поверхности ледников, экспозицию ледника и отдельных его участков, характер моренного покрова.

Первые два фактора рассмотрены нами в связи с климатическими факторами. Структура льда обусловливает солнечное выветривание (см. § 105) и неравномерное таяние участков более плотного и менее плотного льда. Микрорельеф поверхности ледника создает для каждого участка ледника свои условия экспозиции, накладывающиеся на общую экспозицию всего ледника в целом. Влияние экспозиции можно иллюстрировать данными О. А. Спенглера (1936) по леднику Федченко (табл. 19): на склонах южной экспозиции таяние наиболее энергично; кроме того, оно убывает с высотою и по мере приближения холодного сезона.

В этом примере точки расположены на одном леднике. Естественно, что вывод сохраняет свою силу и в том случае, когда взяты различные ледники, отличающиеся неодинаковой экспозицией.

Таблица 19

Среднее суточное стаивание (в см) на леднике Федченко

Абс. высота в м	Период наблюдений в 1932 г.	Стаивание		
		сев. склон бугра	горизонт. площадка	южный склон бугра
2800	20—27 сентября	1,8	3,9	4,4
	4—11 октября	0,6	1,8	3,4
3600	1—11 октября	0,2	1,1	2,2

Толщина и характер распределения моренного покрова служат причиной дифференциальной абляции (см. § 106).

Говоря о влиянии положения ледника на абляцию, мы имеем в виду его географическое положение (в определенной климатической и ландшафтной зоне) и его абсолютную высоту. Например, на леднике Шокальского (Заилийский Алатау) таяние поверхности ледника с изменением высоты меняется по кривой, уравнение которой

$$\lg A = 0{,}497 + 0{,}7\,\Delta H,$$

где A — годовая абляция льда (в см), ΔH — превышение (в м) между фирновой линией ледника и данной точкой с годовой абляцией A (Пальгов, 1948, стр. 22).

Таяние в фирновой области, конечно, меньше, чем на ледниковом языке, но и оно вносит свою долю в сток с ледников. Так, на небольших ледниках Терской-Алатау в фирновых бассейнах стаивает за год 2 м (в слое воды), а на языках 3,7 м, и если, например, фирновый бассейн вдвое больше языка, то объем стока с обеих частей ледника будет одинаковым (Авсюк, 1953, стр. 19)*.

Зависимость таяния от абсолютной высоты отчетливо сказывается на больших ледниках. На ледниках небольших реличина таяния на протяжении всего языка практически одинакова.

Хотя таяние на леднике зависит от абсолютной высоты, это не значит, что с наступлением и развитием сезона абляции оно постепенно передвигается кверху от конца ледника к фирновой области. Вследствие господства радиации в процессах абляции таяние уже в первую неделю сезона абляции охватывает весь ледник; в конце сезона абляции таяние прекращается практически тоже сразу на всем леднике. Со временем меняется лишь интенсивность таяния (Авсюк, 1953, стр. 23).

* Очевидно, при условии, что талые воды фирнового бассейна действительно образуют сток, а не будут поглощены толщами фирна.

Характер окружения ледника влияет на процессы абляции различными путями: в узких долинах с высокими склонами эти склоны создают затенение ледника, ограничивают время действия прямой солнечной радиации. Рельеф может быть причиной возникновения местных ветров (горно-долинных, фёнов). Соседство нагреваемых скал способствует таянию примыкающих к ним участков ледника: ледник (долинный) всегда начинает таять с боков, так как тут добавляется тепловое излучение склонов долины (рис. 93).

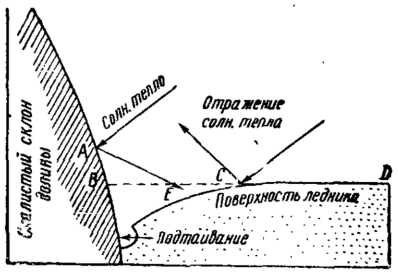

Рис. 93. Таяние ледника под действием теплового излучения склонов:

A — солнечное тепло, поглощенное склоном; *AE* — тепловое излучение склона; *BC*—первоначальный уровень льда. Ниже *BC* — до поверхности ледника — стаявший объем льда

103. Фактические величины абляции ледников. Все рассмотренные выше факторы абляции всегда действуют в естественных сочетаниях, и ни один из них не действует изолированно. Так как факторов много, то и сочетаний их очень много. В этом — неудобство, которое можно было бы устранить, если бы алгебраическую сумму всех факторов представить единым, суммарным показателем. Отыскание такого показателя — дело сложное, потому что факторы абляции выражаются в разных единицах — градусах, миллибарах, метрах в секунду, калориях, и просто сложить их нельзя. Единственный выход из положения — применить принцип эквивалентности, т. е. определить эквивалентные значения всех факторов абляции, после чего свести все факторы к одному.

Так, влажностный эквивалент одного градуса температуры — это 0,65 мб абс. влажности, температурный эквивалент одного миллибара абсолютной влажности в процессе абляции — это 1,54° и т. д. У В. Пузанова (1958) можно найти вывод формулы суммарной характеристики условий снеготаяния в виде одного показателя.

Весьма перспективна попытка Х. Закиева (1957) изучать таяние ледников в зависимости от типа погоды, т. е. от всего комплекса метеорологических факторов. На Цейском леднике в августе на высоте 2520 м среднее стаивание с поверхности ледника за сутки составляло: в малооблачную умеренно засушливую погоду при стационировании прогретого континентального воздуха умеренных широт — 45 мм, в такую же погоду, но при стационировании очень устойчивого холодно-

го вторжения континентального воздуха умеренных широт — 74 мм, в облачную холодную погоду — 36 мм, в пасмурную погоду (на языке — дождь, в фирновом бассейне — снег) — 40 мм.

По тому же пути отчасти идет и Валлен (Wallen, 1952, стр. 148—149), устанавливая наиболее благоприятные комбинации условий погоды для тех или иных видов абляции. На леднике Корса (северная Швеция) испарению льда способствует малая облачность, большая скорость ветра, низкие температуры; таянию под действием радиации — безоблачное или малооблачное небо, малая скорость ветра, низкие температуры; таянию под действием тепла, получаемого от воздуха, помогает облачность от 50 до 100%, большая скорость ветра и высокие температуры воздуха.

Каков урон, наносимый ледникам абляцией? Приведем несколько примеров.

В Альпах абляция порядка 2—3 м в год, на леднике Маляспина — до 4 м, на ледниках северо-западного Памира летом стаивает до 6 см/сутки, на Земле Королевы Луизы (Гренландия) — около 1 м слоя воды ежегодно. По данным А. Рено (Renaud, 1952б), средняя величина стаивания с ледника Горнер ниже фирновой линии была: в 1948 г. — 1,57 м, в 1949 г. — 3,54 м, в 1950 г. — 3,76 м. Средняя годовая абляция на леднике Хинтерейсфернер в зависимости от абсолютной высоты колеблется от 89 см (выс. 2820 м) до 680 см (выс. 2370 м). Не менее показательны данные по Ронскому леднику за 20 лет (1887—1907), приведенные Ф. Форелем (табл. 20).

Таблица 20

Абляция на Ронском леднике (в м)

Годовая абляция	Абсолютная высота в м			
	1810	1900	2400	2560
Максимальная	14,08	13,43	7,74	4,40
Минимальная	7,32	7,60	3,00	1,68
Средняя	11,26	10,41	4,62	3,12

Абляция уменьшает мощность ледника. В периоды отступания ледников уменьшение это идет особенно быстро. Границу, где абляция уравновешивается привносом льда за счет *движения* ледника и где, стало быть, уменьшение мощности ледникового языка уже не происходит, Р. Д. Забиров и Ю. Ф. Книжников (1960, стр. 53) назвали *нижней границей нулевого баланса льда*; очевидно, у стационарного ледника она совпадает с его нижним концом. По нижней границе нулевого баланса льда можно судить, сколько времени ледник будет отступать и насколько он сократится в размерах.

В заключение приводим данные о понижении поверхности ледников Пастерце (Paschinger, 1949) и Горнера (Renaud, 1952б) вследствие абляции (табл. 21 и 22).

Таблица 21

Понижение поверхности ледника Пастерце (в м) на профилях Бургшталь (вблизи фирновой линии), Зееланд (промежуточный) и Заттель (на конце ледника)

Профиль / Период	Бургшталь		Зееланд		Заттель	
	всего	за год	всего	за год	всего	за год
1871—1924 гг.	17,4	0,3	18,9	0,36	38,7	0,7
1924—1942 гг.	21,4	1,18	29,8	1,16	34,2	1,9

Таблица 22

Понижение поверхности ледника Горнера

Профиль	Средняя высота в м (1949 г.)	Среднее уменьшение в высоте (в м)	
		1948—1949 гг.	1949—1950 гг.
I	2460	7	4,5
II	2570	4	1,8
III	2600	5	1,0
Фирн. линия	3250	0	0

Во всех примерах очень отчетлива зависимость абляции от абсолютной высоты. Зависимость эту можно выразить при помощи *градиента абляции*, т. е. величины изменения абляции на каждые 100 м высоты. А. Рено (Renaud, 1952б) подсчитал такие градиенты для некоторых ледников Альп:

Ледник	Интервал высот (м)	Градиент абляции (м/100 м)
Горнер	2150—3175	0,6
Ронский	1800—2800	1,2
Хинтерейсферпер	2325—2725	1,2
Мер-де-Гляс	1300—1700	0,8

На Центральном Туюксуйском леднике градиент абляции в 1957—1959 гг. был равен 0,40—0,61 м (Калмынкина, 1961).

Само собою разумеется, что днем ледники тают интенсивнее, чем ночью, летом сильнее, чем зимою. В Исландии $^2/_3$ величины годовой абляции реализуется с июня по август. По О. А. Спенглеру (1936), на ледниках в верховьях р. Муксу (Памир) сезон абляции охватывает июль, август, сентябрь и октябрь, и величина годовой абляции почти совпадает с абляцией за эти четыре месяца (5,23 м). Годовая убыль

вещества на леднике Баш-Кара (Кавказ), вероятно, лишь немногим больше убыли за период с мая по октябрь (7 м) (Сочеванов, 1936).

В табл. 23, составленной по разным источникам, перечисленным в последней колонке, показана доля участия различных факторов абляции в таянии ледников.

Таблица 23

Доля участия (в %) основных факторов абляции в таянии ледников

Название и местонахождение ледников	Вид энергии, затраченной на абляцию			Литература
	солнечная радиация	тепло воздуха (конвекция)	тепло конденсации	
Снежники Б. Чимгана	50			Шульц, 1952
Хорнкеес (Альпы)	58,2	29,2	12,5	Hoinkes, 1953
Фернагтфернер, Гепачфернер (Альпы)	58—84	15—30	5—15	Hoinkes, 1955
Корса (Швеция)	59	30	11	Wallen, 1952
Московского университета (Урал)	46	41	13	Лебедева, 1960
Пенни (о. Баффина)	61,3	8,8	29,9	Orvig, 1954
Адмиралтейства, Британия (Гренландия)	69	29	2	Hamilton a. o., 1956 (Листер)
Фрейя (Гренландия)	8,2	83,4	8,4	Eriksson, 1942
Ледники бассейна Баскана (Джунгарский Алатау)	57—74	23—37	3—6	Черкасов, 1961
Ходжис (о. Южная Георгия)	35	35	30	Smith, 1960

Ведущая роль в таянии ледников чаще всего принадлежит солнечной радиации. К теплоте воздуха такая роль переходит лишь в районах морского климата с повышенной влажностью и облачностью. Большая закрытость горизонта, сильные ветры, в особенности фёновые, способствуют повышению удельного веса конвекции в процессах абляции. Резкое преобладание роли конвекции на леднике Фрейя объясняется чисто местными условиями: Б. Эриксон (Eriksson, 1942, стр. 45) указывает, что не на леднике, а на побережье острова, в некотором удалении от ледника, доля радиации в таянии льда и снега даже в пасмурные дни составляет до 37%, а в ясные дни — до 64%.

На ледниках с очень низкими температурами фирна и льда неожиданно большой может оказаться доля теплоты конденсации; примерами служат ледниковый купол Пении и ледник Ходжис.

В распределении «паев» между затраченными на таяние видами энергии сказывается и абсолютная высота. В верховьях альпийских ледников на высотах около 3000 м солнце в течение суток светит долго (11—12 часов), а температура воздуха низкая и даже в середине лета ненамного выше нуля, так что тепла от воздуха леднику передается мало (ночью же поверхность ледника нередко замерзает). Оттого здесь радиационный

«пай» в абляции достигает 81—84%. На более низких уровнях (около 2300 м) вследствие затенения долины высокими склонами солнце светит меньше (8—9 часов), и доля радиации в таянии ледника снижается до 58—65% (Hoinkes, 1955).

Удельный вес различных факторов абляции, несомненно, меняется и по сезонам. Так, на леднике Корса в абляции снежного покрова радиация главную роль (60—75%) играет весной, но к концу лета ее доля снижается до 37%. От весны к лету возрастает значение тепла, получаемого от воздуха: с 25 до 45%. Тепло конденсации на поверхности весною составляет лишь 5%, в середине лета достигает 20%, затем вновь медленно уменьшается. В то же время в абляции льда (вследствие меньшего, чем у снега, альбедо) преобладающее значение имеет все время радиация (Wallen, 1952).

104. Абляция в фирновом бассейне. Области питания ледников не защищены от абляции, но явления эти носят здесь подчиненный характер: они гораздо слабее, чем в областях стока, и аккумуляция снега их подавляет.

При положительных температурах воздуха, когда тает много снега, струйки талой воды, движущиеся в снежной толще поверх промерзшего слоя, создают на снежном поле параллельные *борозды таяния* (нем. Schmelzwasserfurchen, ит. campi arati di neve, исп. surcos de fusion) глубиною около 10 см, разделенные промежутками в 0,2—1 м и правильно вытянутые вдоль уклона местности.

Если преобладает вертикальное движение воды (а это бывает при большой толщине снега), то на снежном поле с малым уклоном возникают мягкие округлые углубления в несколько сантиметров глубиной и около 20 см в диаметре, покрывающие всю поверхность поля наподобие ячеек в пчелиных сотах. Получается *ячеистый снег* (сотовый снег, снеговые соты) (honeycombed snow, исп. nieve apanalada). По-видимому, генетически близки к этому образованию *фирновые чаши* (Firnschale), или «лед в форме отпечатка большого пальца» (thumb-print ice) — неправильные чашевидные или воронкообразные впадины около 10 см в поперечнике, возникающие по причине некоторых различий в плотности снега на поверхности разными путями: под действием инсоляции, теплых ветров, пересечением системы ветровой ряби на снегу и т. п.

В горах, главным образом в низких широтах, абляция горизонтального или слабо наклонного фирнового покрова приводит к распадению его на ряд оригинальных фигур в форме пластин или пирамид с основанием, сильно вытянутым с востока на запад, высотою обычно в 1,5—2 м, иногда до 6—7 м. Их вершины наклонены в сторону экватора* под углом, отвечающим высоте солнца в полдень. Издалека пирамиды, количество которых может достигать нескольких

* В северном полушарии — к югу, в южном — к северу.

тысяч, напоминают коленопреклоненные фигуры, закутанные в белые саваны. Жители Южной Америки называют подобные образования *снежными кающимися* (penitentes de nieve) или просто кающимися. Однако в литературу вошло менее правильное название — «кающиеся снега» (nieves penitentes), или «снег кающихся» (nieve de los penitentes). У немецких авторов эти формы известны как Büsserschnee (кающиеся снега), Zackenfirn (зубчатый фирн) или Kerzenfelder (поля свечей).

Типичный разрез отдельного кающегося описал Л. Ллибутри (Lliboutry, 1956в). В основании находится слой плотного (без воздушных пузырьков) льда, как бы «склеивающего» всю пирамиду с почвой; верхняя граница этого слоя горизонтальная (свидетельство того, что слой образовался в результате замерзания талой воды). Тело пирамиды состоит из старого зимнего зернистого снега, напоминающего фирн, но в нем в разных местах попадаются и прослойки льда с пузырьками воздуха; прослойки эти всегда параллельны почве (в этом их отличие от горизонтального слоя льда в основании), сопоставимы во всех кающихся, следовательно, возникли в общей толще снега еще до образования из нее кающихся. Гребень пирамиды и склон сразу под гребнем одеты тонким чехлом прозрачного льда, появляющимся здесь по причине того, что в течение лета полуденная высота солнца уменьшается, вследствие чего один склон кающегося попадает немного на солнце, а другой — в тень.

Кающиеся весь день остаются твердыми и сухими, а промежутки между ними в середине дня тают, и снег здесь мягкий и мокрый. Несмотря на высокую температуру воздуха (до +10°), температура тела кающихся около —5°, а снег в промежутках содержит до 14% воды.

Классическая область развития снежных кающихся — фирновый район Эквадора (где они были найдены Г. Мейером). Много их в западной цепи Анд, на юге Перу и в Боливии, а также в чилийско-аргентинских Андах вплоть до 35° ю. ш. По Хауталю, в аргентинских Андах кающиеся встречаются на высотах между 3500 и 5000 м. На таких же высотах нашел их Баррера на чилийском склоне. Г. Кейдель (Keidel, 1909) утверждает, что в ряде мест кающиеся опускаются ниже 3500 м. В горном массиве Хункаль кающиеся густо покрывают не только фирновые поля, но и ледниковые языки, составляя огромное препятствие для движения по леднику (Lliboutry, 1954а). По-видимому, в чилийских Андах наилучшим интервалом высот для возникновения кающихся нужно считать 4000—5200 м. На высотах более 5200—5500 м снег слишком сухой и сыпучий, а ниже 4000—3500 м кающиеся подвергаются деформации, теряют острые формы.

Улиг нашел поля снежных кающихся на Кибо (высшая точка Килиманджаро), К. Марков — на Памире, Г. Авсюк — в Тянь-Шане, в хребте Акшийряк. Вулкан Демавенд, Гиндукуш, Гималаи, Чимборасо, Попокатепетль также известны как области развития кающихся. Наблюдаются снежные кающиеся и на небольших высотах: на северо-восточном берегу Гренландии под 73° с. ш. (Вегенер), на Земле Грейама

(Райт и Пристли), на острове Дисепшен в Антарктике (Баррера). Кающиеся обнаружены также в Исландии и Альпах.

Так как кающиеся — это результат неравномерной абляции, то «растут» они книзу. Высота их увеличивается со временем. В Андах Сантьяго в разгаре зимы можно наблюдать кающиеся высотою от 1 до 8 см (micropenitentes). Эти формы недолговечны, так как вскоре покрываются новым слоем снега. Однако те из них, которые сформированы весной, уже не пропадают, а развиваются дальше и к лету достигают наибольшей своей высоты, ограниченной толщиною фирна или снега, из которых они возникли.

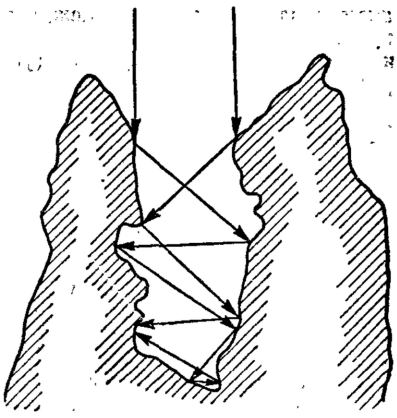

Рис. 94

Встречаются формы, переходные между кающимися и ячеистым снегом: снежные пики (англ. sun spikes, исп. picachos de nieve) с более или менее округленными гребнями. Считают, что *снежные пики* — это кающиеся в стадии образования. Но Л. Ллибутри утверждает (1956а, стр. 84), что это — формы деградации, появляющиеся к концу лета, когда перестают существовать климатические условия, благоприятные для развития кающихся.

О происхождении зубчатого фирна возникла уже обширная литература. Ее обзор не входит в наши задачи, и мы отсылаем интересующихся к фундаментальной сводке К. Тролля (Troll, 1942). Происхождение кающихся приписывалось ветру (Дарвин), трещинам при снеговых оползнях (Бракебуш), действию солнца на лавинный снег (Конвей), таянию под действием теплых ветров (Мейер), действию дождей и тепловых вихрей воздуха (Гесс), инсоляции (Фацилидес) и т. п. Новейшие взгляды на генезис кающихся принадлежат Л. Ллибутри (Lliboutry, 1954б, 1956а) и К. Амштутцу (Amstutz, 1958).

Условия, необходимые для образования кающихся, таковы: сильная солнечная радиация (высокое стояние солнца); умеренно холодный, прозрачный, желательно разреженный воздух; сухость воздуха летом; длительный период с температурой ниже 0°; начальная неоднородность фирновой поверхности. Первичное углубление в снежном покрове появляется в связи с неравномерным отложением снега, неравномерным его уплотнением ветром, неравномерным таянием и испарением снега разной плотности или разной запыленности; чаще всего дает начало снежным кающимся ломающаяся солнечная корка или ячеистый снег.

В углублениях происходит таяние, так как здесь радиация концентрируется и затруднен отток водяных паров (которые поэтому тормозят дальнейшее испарение и потерю тепла излучением). Тепловую абсорбцию в углублениях объясняют тем, что здесь радиация многократно отражается и, главное, многократно поглощается в пространстве между стенками и

дном, а затем и в порах, между кристаллами снега и льда. Чем глубже промежуток между кающимися, тем сильнее поглощается в нем тепло и тем быстрее идет «эрозия» (углубление) промежутка (Amstutz, 1958, рис. 94).

В то время как снег в углублениях тает, с возвышенных участков между углублениями (гребни) идет усиленное испарение, и они сохраняют отрицательную температуру. Это потому, что в сухом и холодном воздухе под действием радиации испарение гораздо интенсивнее, чем таяние (см. § 101), а форма гребня, способствуя отражению лучей, не способствует их поглощению, так как не образует для лучей той «ловушки», какая создается в углублении.

К. Тролль искусственно создавал кающиеся снега, подвергая снег в сухую и холодную ночь облучению сильной электрической лампой. Этот эксперимент доказывает, что кающиеся — продукт чистой абляции. Ветер мешает образованию кающихся: хотя он и усиливает испарение, но зато выравнивает условия температуры и влажности на всем фирновом поле. Оттого кающиеся обычно и возникают на подветренных склонах. Разреженность воздуха ускоряет возгонку. Ни положительная, ни отрицательная температура воздуха не должна быть особенно велика, так как в первом случае тепло воздуха пресечет процесс развития кающихся, а во втором случае снег будет чересчур сыпучий (Lliboutry, 1954б).

Снежные кающиеся — нестойкие образования. Порожденные солнцем, они под влиянием того же солнца в конце лета исчезают. Не исчезают они только в том случае, если снежный покров лежит на ледниковом языке: врезываясь в лед, снежные кающиеся превращаются в кающиеся льды (см. § 106).

105. Солнечное выветривание льда. В областях абляции формы, созданные испарением и таянием льда, гораздо разнообразнее, чем в областях питания.

Помимо поверхностного, или термического, таяния льда, существует еще таяние объемное, или радиационное. Последнее протекает избирательно, так как примеси, сильно поглощающие солнечную энергию (соли, нерастворимые минеральные частицы), распределены во льду неравномерно, располагаясь по границам кристаллов или входя в состав «солевой пленки», их обволакивающей.

Голубой лед ледника есть первичный лед, и окраска его, по мнению Д. Бьюкенена (1908, 1911, 1912), не меняется, пока он пребывает в темноте, т. е. изолирован от действия солнца. Среди лучей, испускаемых солнцем, имеются такие, которые проходят сквозь ледяные кристаллы, но водою или примесями поглощаются. Первичный лед свободно пропускает их, интергранулярная солевая пленка задерживает, поэтому температура ее повышается. И так как жидкость заключена между двумя почти соприкасающимися ледяными поверхностями, повышение температуры в известный момент прекратится и взамен этого растает некоторое количество льда. Очевидно, его место окажется занятым на 90% водой и на 10% водяным паром с очень малой упругостью. Вода впоследствии стекает, оставляя вместо себя воздух,

зерна отделяются друг от друга, весь слой льда делается хрупким, рыхлым и белым (из-за обилия воздуха между кристаллами).

Значит, белый лед, слагающий поверхностную корку в каждом леднике (внешнюю скорлупу его),— это вторичное образование, возникшее из первичного путем *солнечного выветривания* (sun-weathering), т. е. в результате дезинтеграции голубого льда под действием солнечного света.

Внутреннее таяние, однажды начавшись, вскрывает множество капиллярных трещин, невидимых при низких температурах, и лед в конце концов расчленяется на составляющие его зерна («эффект Хюги», описанный последним в 1822 г.). Но таяние идет и дальше, стремясь расщепить каждый кристалл на слагающие его гибкие пластинки; ребра пластин проявляются на гранях кристаллов в виде миниатюрных гребешков (штриховка Фореля), а внутри пластин образуются фигуры Тиндаля.

Солнечное выветривание захватывает только поверхностный слой льда в леднике, измеряемый двумя-тремя десятками сантиметров и редко доходящий до метра.

Несколько расширяя термин Д. Бьюкенена, под понятие солнечного выветривания можно было бы подвести ряд интересных образований на ледниках. Поверхность некоторых ледников (например, Федченко ниже впадения в него Таны-масской Лапы) покрыта бывает сплошь ажурной снежно-ледяной коркой, напоминающей груды тончайших кружев. Среди этих *ледяных кружев* выделяются иногда сосульки высотою до 0,5 м, при диаметре основания всего 1—4 см. Толщина ажурной корки около 15 см, и в ней различают два элемента: 1) тонкие горизонтальные пластинки льда с сильно изрезанными неправильными краями; поверхность пластинок занимает от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, промежутки же между ними измеряются обычно миллиметрами; 2) вертикальные столбики и перегородки, поддерживающие пластины в горизонтальном положении.

Происхождение ледяных кружев В. Е. Гордиенко и К. М. Громов приписывают инсоляции.

Измененную солнцем поверхность чистого льда Е. П. Коновалов предложил называть *корой таяния* (по аналогии с корой выветривания земного шара). Верхний горизонт ее (толщиною 10—20 см) на Зеравшанском леднике превратился в *ледяной мох* — сильно разрушенный и потерявший монолитное строение лед, состоящий из массы вертикальных стерженьков и столбиков. Возникновение их Е. П. Коновалов (1936) связывает с таянием, обусловленным присутствием пылеватого материала.

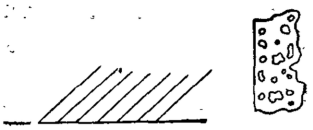

Рис. 95. Схема «солнечных карнизов» *(по Е. П. Коновалову)*:
справа — в плане, слева — в профиль

На Зеравшанском леднике наблюдалось также множество ледяных карнизиков, косо поставленных относительно плоскости горизонта: вся поверхность ледника покрыта как бы мелкой чешуей. Плоскости пластинок — кружевные, изобилующие сквозными отверстиями (рис. 95). Простирание их — всюду с запада на восток, угол наклона — 40—42°, т. е. близкий к наибольшей высоте солнца в этих местах. Раз поверхности пластинок параллельны солнечным лучам, нужно полагать, что последние в определенных условиях и являются виновниками возникновения этих образований, названных *солнечными карнизами.* Карнизы, как и все скульптурные формы, выточенные солнцем во льду, преходящи и кратковременны. От структуры ледника (в частности, от полосчатости) они не зависят.

106. Дифференциальная абляция. Два разных ледника или две части одного ледника могут находиться в одних и тех же внешних условиях, и тем не менее таяние их будет происходить неодинаково: каждый ледник обладает как бы избирательной способностью и вполне индивидуально реагирует на окружающую обстановку. Большое значение в этом имеет степень покрытия его обломками горных пород, песком, пылью и т. п., а также неодинаковая плотность льда на разных участках поверхности. Особенности таяния ледников, обусловленные неравномерной их засоренностью посторонним материалом и различной плотностью льда, выходящего на дневную поверхность, носят название *дифференциальной абляции* (differential melting).

Реакция ледника зависит, однако, не только от степени засорения, но также и от толщины засоряющего слоя: тонкий покровный плащ усиливает абляцию, мощный же, наоборот, служит льду защитой.

О характере таяния чистого и загрязненного льда можно судить, например, по данным О. А. Спенглера для ледника Федченко, где измерения производились с 1 по 12 октября 1932 г. на высоте 3600 м (табл. 24).

Таблица 24

Стаивание льда (в см) на леднике Федченко

	Северный склон бугра	Горизонт. площадка	Южный склон бугра
Чистый лед	1,0	3,0	13,5
Загрязненный лед . .	2,3	12,6	24,7

Видно, что на горизонтальных площадках загрязненный лед тает в 4 раза интенсивнее, чем чистый.

Однако под моренным покровом толщиною в 1 см лед тает уже медленнее. Под слоем морены в 30 см таяние мертвого льда вблизи конца ледника Иныльчек, по сравнению с таянием на открытой поверхности, было меньше в 6—7 раз, а при мощности слоя в 50 см — в 10 раз (Ноздрюхин и Фрейфельд, 1958, стр. 71). Специальные наблюдения на моренах и на искусственных площадках, закрытых разной толщины покрышками из камня и щебня, выявили интенсивность таяния под моренным чехлом на некоторых ледниках Казахстана (Пальгов, 1954, стр. 49) (табл. 25).

Таблица 25

Таяние льда под моренным чехлом в % к таянию льда на открытой поверхности

Ледниковый район	Толщина моренного покрытия (в см)						
	2	5	8	10	20	30	50
Заилийский Алатау . . .	80	65	54	50	35	25	14
Верховья р. Лепсы	—	69	—	44	33	—	13

Здесь таяние под слоем морены в 30 см оказалось вчетверо, а под слоем в 50 см — в 7 раз меньше, чем на чистой поверхности. Опыт показывает, что таяние льда под мореной возможно до глубины 1,2—1,5 в (Калмынкина, 1961).

Если скопления обломков и землистого материала достаточно компактны и покрывают значительные площади или вытягиваются по леднику в виде длинных полос (например, срединные морены), тогда их защитное действие имеет следствием возникновение крупных неровностей — настоящих *ледяных валов* или грив, ледяных куполов и пирамид, высоко (до 50—60 м) вздымающихся над общей поверхностью ледника и несущих на своих гребнях и верхушках плотный покров из камней, песка и глины. В случае разорванного (не сплошного) покрова под влиянием абляции возникает прихотливый и неправильный рельеф, в котором повышения чередуются с понижениями. В возвышенностях, скрытых под слоем обломков и земли, таяние не прекращается: оно лишь приложено там к вертикальным и наклонным поверхностям, с которых защитный чехол соскользнул, обнажая лед.

Куполовидные или конусовидные образования, прикрытые сверху землистым чехлом, известны под названием *муравьиных куч* (Termitenhügel), грязевых конусов (dirt cones, исп. conos cubiertos), песчаных пирамид (Sandkegel, sand cones), конусов таяния (Schmelzkegel), ледяных конусов

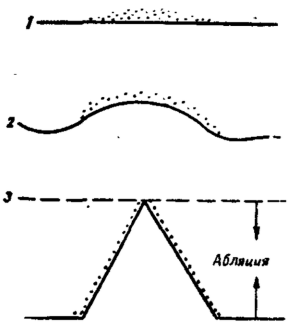

Рис. 96. Образование «грязевого конуса» на поверхности ледника *(по Р. Штрейф-Беккеру)*

(Eiskegel), гравийных конусов (gravel cones). Пьер Бу (Bout, 1956, стр. 98) дает им точное, но громоздкое название: ледяные конусы с покровом рыхлого обломочного материала (cônes de glace á revêtement lithique meuble). Муравьиные кучи встречаются на многих ледниках полярных и умеренных стран (Ян-Майен, Аляска, Исландия, Гималаи и т. д.), разбросаны беспорядочно, иногда — в одиночку, иногда — группами. В Исландии в краевых частях ледников можно видеть сотни таких конусов, похожих на кучи золы. Обычная их высота до 1,3 м, но в исключительных случаях — значительно больше. На леднике Маляспина конусы достигают 24 м высоты, в Исландии — 30 м, а на леднике Хиспар один конус поднимался на 85 м над поверхностью льда (Swithinbank, 1950).

Ни одно из предложенных названий не может считаться удачным, так как описанное образование редко имеет форму правильных конусов, а кроме того, оно состоит не из грязи, песка или гравия, а имеет в основе ледяное ядро, лишь покрытое снаружи тонким слоем обломков.

Для возникновения муравьиных куч необходимы два условия: наличие обломочного материала, защищающего некоторую площадку ледниковой поверхности от таяния; понижение (вследствие абляции) поверхности ледника вокруг этой площадки. Защитный слой может быть эоловым осадком, скоплением аллювия в осушенном ложе наледникового потока, донной мореной, вышедшей на поверхность по плоскости надвига в леднике, солифлюкционным отложением, внутренней мореной, выжатой смыкающимися стенками трещин или оказавшейся на поверхности после того, как трещина уничтожена абляцией.

На рис. 96 изображена схема происхождения муравьиных куч из тонкого песка, отложенного наледниковым потоком (по Р. Штрейф-Беккеру). Л. Ллибутри (Lliboutry, 1953б) показал, что некоторые грязевые конусы происходят из ледниковых столов (см. ниже). На леднике Адела (в районе пика Серро Торре), где много грязевых конусов высотою до 1 м, на вершине большинства из них довольно значительное углубление, у подножия лежит валун, и конусы нередко располагаются линейно в направлении север — юг. Процесс образования грязевого конуса: небольшой ледниковый стол подтаивает с северной стороны (дело происходит в южном полушарии), камень с его вершины соскальзывает, дожди смывают с поверхности, прилежащей к столу, минеральные обломки, а на самой ножке стола тонкий минеральный слой остается. Упавший с ножки валун может дать начало второму столу и, следовательно, второму конусу. Так он

и путешествует на север, порождая сначала ледниковые столы, потом — муравьиные кучи, пока не встретит трещину, куда и скатывается: сами же кучи, подтаивая с северной стороны, отодвигаются к югу*.

Чарльз Свитинбэнк (Swithinbank, 1950) нашел на Ватна-Йокуле грязевые конусы трех типов: 1) конусы с ледяным ядром, 2) конусы, возникшие благодаря надвигу, и 3) конусы с ядром из снега, нередкие на старом снежном покрове. Конусы первого типа в виде черных холмиков высотою в среднем 2 м разбросаны беспорядочно. Внутри их — лед, на вершине — слоистый осадок черной пыли, иногда настолько тонкий, что сквозь «дыры» в нем просвечивает ледяное ядро. Пыль, в свое время отложенная на леднике (вулканический пепел, тонкие продукты выветривания), дождевыми водами смывается в малейшие впадины или трещины поверхности ледника. Когда в этих впадинах накопится много осадка, он станет предохранять лед от таяния, и на месте отрицательной формы рельефа (впадина, трещина) возникает положительная (муравьиная куча). Уничтожается конус двумя путями: когда материал сползет со склонов и обнажит лед; когда покров, облекающий ядро, станет настолько тонким, что будет уже не защищать от таяния, а способствовать ему. Если муравьиных куч на леднике много, можно наблюдать и различные стадии их возникновения и разрушения.

Конусы второго типа образуются тогда, когда по плоскости надвига поднимается морена изнутри ледника на поверхность. Под мореной, защищающей лед от таяния, и возникают конусы, иногда настолько тесно примыкающие один к другому, что образуют сплошную гряду или параллельные гряды.

Особые формы микрорельефа возникают на участках, усеянных одиночными обломками горных пород. Крупные каменные глыбы, не прогреваемые солнцем, остаются внутри холодными и, в то время как поверхность чистого льда вокруг камня, стаивая, понижается, лед под камнем сохраняется нетронутым: на леднике постепенно вырастает гриб с ледяной ножкой, на которой в виде шляпы лежит обломок горной породы. Эти невысокие (до 1—1,5 м) образования называются *ледниковыми столами* (glacier table, Gletschertisch, исп. mesa glacial), либо ледниковыми грибами (Gletscherpilzen).

Изредка бывает (вблизи фирновой области), что шляпой служит глыба плотного льда, а ножка сложена более рыхлым льдом или фирном.

Для многих ледниковых столов характерно утолщение ножки книзу, сосульки с южной стороны, канал кругом основания ножки и карман к югу от нее, образованный стаявшей с ножки водой. Ледяной стержень с полуденной стороны понемногу подтаивает, стол накреняется, и покрышка соскальзывает. При сильном нагревании с юга ледниковые столы получаются иногда очень искаженными: шляпы их, высоко вздымаясь с северной стороны, южным концом касаются поверхности ледника.

---

* Процесс миграции покрышек («шляп») ледниковых столов описан мною еще в 1939 г. («Общая гляциология», стр. 152) для ледников северного полушария, на которых покрышки перемещаются к югу.

В отдельных случаях ледниковые столы достигают исполинских размеров: глыбы весом в десятки тонн удерживаются в равновесии на тонких (подчас не более 20—25 см в диаметре) столбиках льда. Высота таких столов доходит до 5—6 м. Впрочем, часто очень большие глыбы не образуют столов, так как лед под ними вследствие их огромного веса и давления тает с такой же скоростью, как и окружающая чистая поверхность.

Иное действие производят мелкие и плоские обломки горных пород, особенно если они окрашены в темные цвета. Прогреваясь сильнее окружающего льда, они проплавляют его под собою и, постепенно погружаясь, дают начало цилиндрическим *ледниковым стаканам* (dust wells, Schmelzlöcher), глубина которых достигает 10—40 см, а диаметр такой же, как у гальки*. Поверхность льда бывает иногда настолько изъедена стаканами, что образует *ледяные соты*. Аналогичное действие производят и небольшие скопления ила, тонкого песка или щебня: тогда на дне стаканчика обнаруживаются не отдельные галечки, а слой тонкого осадка. Для неглубоких углублений, образованных протаиванием зернистых осадков, возникших из пыли, которая затем скаталась в зернышки, Г. А. Авсюк (1950а, стр. 18) предложил название *ледяных наперстков*.

Близки к ледниковым стаканам по своему происхождению описанные Дезором *полуденные лунки,* или лунки Келлера (trous méridiens, Kellerlöcher, Mittagslöcher), глубиною обычно 15—30 см (в отдельных случаях до 0,8—1 м), такой же ширины и длиною до 0,7—1,5 м. Форма их в плане полукруглая, причем «дуга» обращена на север (т. е. туда, куда обращено полуденное солнце), а «тетива» (хорда) дуги — на юг; стенки уходят в глубину косо, в северном направлении.

Стаканы свойственны и ледникам полярных стран. В 1870 г. А. Норденшельд обнаружил в Гренландии в расстоянии всего нескольких сот метров от края ледникового щита на поверхности льда множество цилиндрических отверстий, глубиною до 1 м и диаметром от нескольких миллиметров до 1 м и более. Дыры расположены настолько густо, что подчас некуда поставить ногу. Отверстия обычно наполнены водою, а на дне их — слой серого мелкозема в несколько миллиметров толщиною. Этот тонкий осадок А. Норденшельд назвал *криоконитом* (ледниковой пылью) и приписывал ему космическое происхождение, мотивируя тем, что криоконит встречен не только на краю щита, но и в глубине ледяной пустыни (в 100 км от края), где нет никаких «земных» источников для

---

* На памирских ледниках начало стаканам дают куски горных пород до 10—15 см в диаметре (Забиров, 1955б, стр. 182).

образования осадка, а также тем, что в криоконите найдены примеси железа, кобальта, никеля и некоторых других элементов, участвующих в строении метеоритов.

Взгляды на происхождение криоконита разошлись. Хардер считал его продуктом распада экскрементов белых куропаток, Иенсен и Нансен — продуктом разрушения нунатаков, разнесенным ветром на далекое расстояние. Ныне установлено, что криоконит — это сложный осадок, в состав которого входит пыль, сдуваемая ветром с нунатаков, метеоритная пыль, вулканический пепел, частицы птичьих экскрементов, пыльца растений, зеленые водоросли, простейшие, коловратки и т. п.

По Э. Дригальскому, самая обычная ширина *криоконитовых ямок,* цилиндров или стаканов (cryoconite holes, Kryokonitlöcher) —5—10 см, глубина 40—50 см; бóльший диаметр получается лишь в том случае, когда несколько отверстий объединяются в одно. Глубже 50—60 см стаканы эти потому не бывают, что вода, их наполняющая, поглощает солнечные лучи и тем препятствует дальнейшему углублению. Объяснение предельной глубины цилиндров затенением стенками не годится, так как тогда, чем шире отверстие, тем оно должно быть глубже, а этого, как правило, нет.

По Г. Хоинкесу (Hoinkes, 1956), возникновению криоконитовых цилиндров благоприятствует структура наложенного льда, ибо лед этот насыщен цепочками воздушных пузырьков, располагающихся перпендикулярно к ледниковой поверхности (в направлении температурного градиента, какой существовал в момент их образования).

О. Штейнбёк (Steinböck, 1936) различает: 1) полярные криоконитовые ямки — резко очерченные вертикальные трубки, до 60 см глубиною, несколько сантиметров в диаметре; в их возникновении главную роль играет рассеянная радиация; 2) альпийские криоконитовые ямки—не цилиндрические, а неправильной формы, характерные для ледников умеренных широт; их частный случай — описанные выше полуденные лунки, возникающие под действием прямой солнечной радиации; другие стаканы образуются под действием чередования прямой и рассеянной радиации.

Образование криоконитовых ямок может быть вызвано не только скоплением пыли, но и скоплением колоний водорослей (обычно сине-зеленых); «водорослевые ямки» (algal pits) северо-западной Гренландии имеют глубину до 50 см и поперечник подчас до 1 м (Nobles, 1961).

Можно считать, что ледниковые стаканы, ледниковые наперстки, полярные и альпийские криоконитовые ямки составляют единую группу отрицательных микроформ ледниковой поверхности.

Выше речь шла о дифференциальной абляции, обусловленной неравномерной засоренностью поверхности ледника минеральными обломками. Однако дифференциальное таяние может быть вызвано и различной плотностью льда, подвергающегося абляции. В результате процессов неравномерного таяния продольных текстурных элементов ледника (элементов полосчатости), на его поверхности появляются продольные гребни и борозды между ними; гребни состоят из голубых слоев льда, как более плотных, либо из белых слоев, как лучше отражающих солнечные лучи; слои менее плотные или более загрязненные тают быстрее, давая начало бороздам. В поперечных образованиях — огивах — «морщины» льда (гребни и борозды) имеют аналогичное происхождение.

Неравномерное таяние льда, неодинаково защищенного снегом или обладающего в различных участках разной плот-

ностью — причина образования плоских чашеобразных углублений. На дне их — только вода, и нет никакого инородного материала — ни песка, ни камешков. На стенках сохранились следы опускания водной поверхности — горизонтальные ледяные полочки одна над другой, составляющие в совокупности нечто вроде миниатюрной этажерки.

Одна из форм дифференциальной абляции — *кающиеся льды*. Их возникновение есть не что иное, как продолжение развития снежных кающихся в тех случаях, когда снежный покров залегает на поверхности ледникового языка. Тогда снежные кающиеся не исчезают в конце лета, а врезываются в лед ледника. Зимой их погребает снег, но летом они вновь от него освобождаются и продолжают расти. И так как рост этот длится несколько лет, то и высота кающихся льдов может быть очень велика.

На леднике Кхумбу (Эверест) ледяные зубцы (ice pinnacles) достигают 30 м высоты.

Некоторые авторы, например, В. Уоркмэн (Workman, 1908), включают в категорию кающихся сераки, ножки обезглавленных ледниковых столов и т. д. Такое смешение, однако, вряд ли способствует познанию форм рельефа ледниковой поверхности.

107. Другие следствия абляции. По ночам и в холодные пасмурные дни ледник окутан безмолвием. Но стоит пролиться на его поверхность солнечному свету — начинают жить ручейки и маленькие речки, и тишина нарушается говором текучей воды. Вблизи фирновой линии обилие лужиц и ручейков создает настоящую снежно-ледяную кашу (slush). Эта каша может течь, образуя потоки талого снега (slushers), для начала движения которых нужен уклон всего в 1° (Ward and Orvig, 1953).

В период абляции на ледниковом языке вода струится по бороздам, каналам, ледяным логам, просто блуждает по поверхности без определенного русла, следуя за малейшими неровностями рельефа. На крупных ледниках ручьи достигают иногда ширины 10—12 м и более, причем их берега вниз по течению становятся все выше и выше (до 6—10 м). Склоны таких *наледниковых промоин* (фр. bédières, исп. arroyos sobreglaciales) обычно крутые.

Путь ручьев на поверхности ледников короткий: либо они, подчиняясь общему выпуклому профилю ледника, стекают к его краям и образуют потоки, идущие вдоль бортов ледника (при вогнутом или волнистом поперечном профиле ледника могут образоваться длинные потоки в осевой части), либо, перехваченные на своем пути какой-либо трещиной, низвергаются в нее.

Поток, который струится в открытом русле между склоном долины и краем ледника, называют обычно *краевой ложбиной*, или рандшлюхтом (Randschlucht). Возникает он не только за счет воды, поступившей на край из срединных частей ледника, но и за счет усиленной абляции (под влиянием излучения склонов) между склоном долины и боком ледника. Чтобы не путать термины «краевая трещина» (Randkluft) (см. § 47) и «краевая ложбина» (Randschlucht) Ф. Виссер (Visser, 1938, стр. 38—39) предложил именовать последнюю *абляционной ложбиной* (Ablationsschlucht). Склоны абляционной ложбины со стороны ледника могут состоять из льда самого ледника, из боковой морены, либо из срединной морены.

Вода, падающая в трещины и приобретающая нередко вследствие ударов о стенки круговое движение, вытачивает во льду цилиндрические *колодцы* и спиральные *ледниковые мельницы* (англ. well, glacier-mill, нем. Gletschermühle, фр. moulin, исп. molino) диаметром обычно 1—2 м, но иногда и до 6 м. Образование колодцев всегда связано с трещинами. Ручей, встречая трещину и стекая в нее, пропиливает в ее стене бороздку, которая и сохраняется затем (после того как трещина сомкнется) в виде колодца — округлого или овального отверстия, очень глубокого, с отвесными стенками. На некоторых ледниках удается наблюдать в вертикальных обрывах льда как бы естественные разрезы таких колодцев, внизу переходящих уже в мельницы (т. е. канал в них идет штопором). В зарубежной гляциологической литературе «колодец» и «мельница» употребляются как синонимы.

На некоторых больших ледниках с довольно пологим уклоном, в области, лишенной трещин, встречаются округлые впадины с пологими склонами — *воронки* (Schlundwannen, Gletschertrichter, craters, entonnoirs, исп. embudos) — диаметром до 40—80, иногда 180 м, глубиною до 15—30 м. Образованы они действием талых поверхностных вод. Некоторые авторы связывают их с мельницами, расширением трещин, вертикальной эрозией, ледяным карстом. На дне воронок действительно иногда располагаются мельницы. Таких воронок на леднике Горнер (Швейцария) 26, на леднике Тасмана (Новая Зеландия) — 15, а на леднике Маляспина (Аляска) — многие сотни.

Падение воды в расселинах создает иногда красивое явление *музыки ледника*. Джон Болл рассказывает, что при переходе в августе 1845 г. через Шварцтор и ледник Горнер он вдруг услышал слабый и нежный звук музыкальных инструментов, доносившийся с очень далекого расстояния. Сначала он предположил, что это праздничный колокольный звон из какой-нибудь итальянской долины Монте-Розы. Однако потом оказалось, что в глубокой трещине «внутри ледника с одного ледяного карниза на другой падал каскадами ручеек, а трещина... передавала, как трубка органа, звуковые вибрации, производимые потоком в эластичной массе льда».

Прямым следствием абляции ледника является образование реки. Режим ее, очевидно, самым тесным образом связан с балансом вещества в леднике.

В непосредственной зависимости от жизнедеятельности ледников находятся и ледниковые озера. Довольно часты они на самом леднике, на стыке двух ледников, в районе покрытия ледника мореной, нередко — между концом ледника и валом конечной морены и т. д. Озера эти невелики, неглубоки и довольно непостоянны (по причине таяния и движения слагающего озерные впадины льда). Более или менее обширные резервуары воды — *карманы* — имеются также внутри ледника и под ним.

Явления, описанные выше, ярче всего выражены на ледниках умеренных и теплых стран. Явления абляции на полярных ледниках сильно ослаблены, а в условиях весьма холодного климата почти вовсе отсутствуют.

Легко видеть, что абляция представляет мощный фактор создания рельефа ледниковой поверхности. Но вместе с тем, хотя таяние происходит из года в год и его эффект мог бы суммироваться, рельеф поверхности ледника не переступает никогда за пределы стадии микро- и мезорельефа. По-видимому, должен существовать какой-то еще другой агент, действующий постоянно или с перерывами и не допускающий крайнего развития морфогенетических последствий таяния.

П. П. Кузьмин полагает, что только солнечная радиация служит причиной возникновения рельефа, тогда как тепловое воздействие воздуха, более равномерно распределенное по леднику, обусловливает сглаживание неровностей.

По мнению В. В. Пиотровича, сглаживание поверхности ледника обусловлено главным образом пластичностью льда, который не только движется вниз по руслу, но и стремится течь по местным уклонам, заполняя собою все впадины. Летом преобладает формирование абляционного рельефа, зимой — его нивелирование. Подобный взгляд мало приемлем, потому что как раз поверхностные слои льда, и притом зимою, наименее пластичны.

Гораздо проще не забывать о противоречивости всякого природного процесса: абляция на первых порах создает неровности, а при дальнейшем своем развитии она же их уничтожает. Ледниковые столы растут, пока с них не свалятся шляпы. Ледяные валы и муравьиные кучи тоже растут только до определенной высоты, после чего покрывающий их материал соскальзывает по склонам, обнажая гребни и верхушки, которые поэтому стаивают, а засыпанные обломками ложбины становятся местом, где впоследствии поднимутся новые увалы или конусы.

108. Методы измерения абляции. Для определения абляции еще Л. Агассиц применял такой способ: забивал в лед колышки и следил, насколько они вытаивают на поверхность. Теперь для этой цели пользуются разделенными на сантиметры рейками таивания. Это в сущности такие же рейки и шесты, какие употребляют при измерении аккумуляции снега (см. § 43). Х. Альманн в Гренландии прибегал к бамбуковым шестам длиною 3,5—4 м, снабженным дощечками с номером и черными или красными вымпелами на макушке. Н. Н. Пальгов в Заилийском Алатау применял рейки длиной 70—100 см, толщиною 1—2 см и длиной в 1,5 м, вставляя их в скважины глубиною 40—50 см. Разность двух последовательных отсчетов по рейке и дает непосредственно величину таивания за данный промежуток времени (толщину таявшего слоя льда в сантиметрах).

Более точный метод заключается в следующем: два стержня глубоко загоняют в лед так, чтобы они выступали над поверхностью льда (или снега) на 20—30 см; между верхушками стержней (расстояние между ними 0,5 м) туго натягивается бумажная нить, снабженная в середине узелком. Чтобы найти точку на поверхности льда, лежащую непосредственно под узелком, применяется небольшой отвес. Расстояние между нитью и поверхностью льда измеряется при помощи шкалы, и отсчет можно получить с точностью примерно до 1 мм.

Для определения абляции за сравнительно короткие периоды можно просто измерять через определенные интервалы времени глубину буровых скважин во льду. Скважину обычно высверливают глубиною в 1 м. Ф. Лёве, участник гляциологических работ в Антарктике, рекомендует для измерения абляции ставить друг на друга в буровую скажину короткие нумерованные алюминиевые трубки.

Учитывая, что доля испарения в процессах абляции ничтожна, можно определять величину абляции по слою стока с некоторой площади (10—20 м^2), деленному на коэффициент, соответствующий плотности льда на поверхности ледника (Коновалов, 1963).

Б. Эриксон (Eriksson, 1958, стр. 147—149) предложил для измерения абляции метод взвешивания. Сосуд из пластмассы наполняется снегом, взвешивается, после чего его устанавливают так, что поверхность снега в сосуде находится вровень с поверхностью снега на леднике. Через некоторое время (его нужно заметить) сосуд взвешивается вторично. Если вес увеличился — значит, на снегу в сосуде была конденсация водяного пара, если вес уменьшился — было испарение. После этого талую воду, скопившуюся на дне сосуда, выливают и взвешивают: получается количество растаявшего

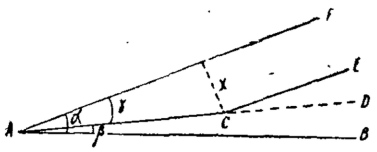

Рис. 97. К геометрическому способу измерения абляции:

AB — горизоитальная плоскость; *AF* — поверхность ледника в *n* году; *CE* — поверхность ледника в *n*+1 году; *AC* — величина отступания за год

снега. Б. Эриксон таким способом вычислял абляцию в граммах с квадратного сантиметра в час.

Для учета суммарной абляции служит метод искусственных ледниковых столов, предложенный Л. К. Давыдовым. Площадка чистого льда (размером в квадратный метр), выровненная и подчищенная, покрывается каким-нибудь плохим проводником тепла: перемежающимися слоями сухой травы и щебня, толстым войлоком, листами фанеры с прокладкой и т. п. Сверху кладется плоский камень с обозначением на нем номера площадки. Спустя некоторое время на данном участке образуется ледниковый стол. Высота его измеряется так: очищают нетеплопроводный слой, на ледяную ножку кладут горизонтально какой-нибудь стержень и определяют линейкой расстояние от стержня до поверхности льда. Если h — измеренное расстояние, T — число дней (или часов) существования ледникового стола, то среднее в сантиметрах стаивание a за сутки (или час) будет: $a=h:T$.

Представление о величине стаивания за год на конце отступающего ледника можно получить и геометрическим способом (Hannell and Ashwell, 1959). Пусть нам известно, что ледник отступил за год из положения A в положение C (рис. 97), например, на 82,9 м, и его поверхность AF снизилась вследствие абляции до уровня CE. Угол наклона освобожденного от льда пространства AC обозначим через β (например, 1°25′), а наклон поверхности CE ледника — через α (например, 5°43′). Полагая AF и CE параллельными, из рисунка видим, что

$$\gamma = \alpha - \beta = 4° 18'.$$

И далее:

$$x = AC \cdot \sin\gamma = 82{,}9 \sin 4° 18' = 6{,}2 \text{ м},$$

где x — понижение ледниковой поверхности за истекшее время. Очевидно, тот же способ вычисления пригоден и для промежутка в 2, 3, 4 и более лет.

В последнее время широко употребляются специальные приборы для получения непрерывной записи стаивания — *аблятографы.*

Первый аблятограф сконструировали Х. Альмани и А. Тветен (Ahlmann and Tveten, 1923), затем конструкция была улучшена Девиком. Идея прибора очень проста: на поверхность ледника укладывается полушарие, окрашенное в белый цвет (чтобы свести до минимума его нагрев) и при-

готовленное из какого-нибудь плохого проводника тепла, например из дерева. К поверхности ледника обращена выпуклая сторона полушария, так что теоретически оно касается льда только в одной точке. В плоскую сторону этого «поплавка» вделано кольцо, к которому прикреплена нить, намотанная на барабан, укрепленный в горизонтальном положении на двух стойках, врытых в лед. Нить поддерживается в натянутом положении. Когда поверхность ледника тает и понижается, вместе с нею опускается и лежащий на ней поплавок, натягивает собою нить, а последняя, разматываясь, заставляет вращаться барабан. Вращение его передается особому записывающему механизму, построенному по типу механизмов всех самопишущих приборов. Получается непрерывная *аблятограмма,* обработка которой приносит чрезвычайно ценные результаты.

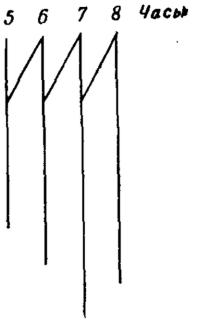

Рис. 98. Образец записи на аблятографе Эриксона

Дальнейшие улучшения в прибор внес О. Листёль (Liestöl, 1954, стр. 431—432). Поплавком служат четыре тонких деревянных креста (размером по 15 см), окрашенных белой краской и соединенных системой горизонтальных и вертикальных реек. Каждый крест свободно вращается на шпильке и отстоит от другого на 50 см. Поплавок вынесен несколько в сторону от прибора, чтобы тень прибора не влияла на показания поплавка, и подвешен на латунной проволоке, которая через небольшой металлический блок, укрепленный на конце горизонтального бруска, идет к самописцу. Такой поплавок дает сразу среднюю величину абляции по четырем точкам, что вследствие неоднородности льда весьма существенно для точности измерений.

Наиболее совершенная конструкция аблятографа принадлежит Б. Эриксону (Eriksson, 1958, стр. 158—163). Основная его особенность: аблятограф своим поплавком приходит с поверхностью льда лишь в кратковременное соприкосновение — в момент отсчета, и это соприкосновение длится долю секунды. Поплавок — сферический сегмент из пластмассы (часть шарика для игры в пинг-понг), давление его на поверхность льда всего 8 г. Записи этого аблятографа отличаются высокой точностью. Он может служить и как *аккумулограф* (accumulograph), так как отмечает не только понижение, но и повышение поверхности снега.

Размер прибора 30×20×25 см. Аблятограф состоит из горизонтального барабана, закрепленного на двух деревянных планках. Поплавок, находящийся на конце проволоки, обмотанной вокруг барабана, висит под прибором на расстоянии 10—20 см над поверхностью льда. Когда часовой механизм замыкает контакт, начинает работать моторчик и записывающий барабан поворачивается — до тех пор, пока поплавок на разматывающейся с барабана проволоке не прикоснется ко льду. В момент касания переключатель в поплавке приводит барабан в обратное вращение, проволока на него наматывается, и поплавок поднимается. По возвращении барабана в исходное положение, моторчик автоматически выключается, и прибор ждет, когда часовой механизм опять приведет его в действие (это бывает каждый час). При опускании поплавка перо чертит на барабане прямую линию; при подъеме поплавка перо по бумаге идет обратно сначала по той же прямой линии, какую оно вычертило при опускании поплавка, но благодаря особому приспособлению незадолго до конца отсчета оно меняет прямую линию на косую. Запись получает вид, изображенный на рис. 98. Разница в длине соседних вычерченных линий (а эти линии тем длиннее, чем дальше опускается поверхность льда под аблятографом) равна величине абляции (или аккумуляции) за истекшее между ними время.

При изучении абляции ледника можно рекомендовать следующую общую организационную схему. Сначала закладывается продольный створ из реек таивания, расположенных на одинаковых расстояниях. Данные этого створа послужат для разбивки ледника на поперечные зоны более или менее одинаковой абляции. А затем в каждой поперечной зоне производят измерения в разных условиях (экспозиции, загрязненности) для вывода средних величин абляции этого участка и для выяснения хода этих величин во времени. Если задача состоит в установлении общей картины абляции на леднике, то отсчет по рейкам в летнее время достаточно делать каждые 5 дней.

При вычислении общей абляции на леднике необходимо знать его площадь, которую обычно берут с плана или карты. Необходимо, однако, помнить, что план дает неистинную площадь, а лишь проекцию ее на горизонтальную поверхность, т. е. величину, меньшую действительной. Для более точных вычислений надлежит перевести проекцию площади в истинную площадь по формуле

$$F_{и} = F_{г} : \cos \alpha,$$

где $F_{и}$ — наклонная площадь, $F_{г}$ — горизонтальная площадь, α — угол наклона поверхности ледника. При $\alpha = 10°$ результат вычислений (после приведения) улучшается на 1,5%, при $\alpha = 20°$ — на 6,5% (Пальгов, 1959, стр. 104).

109. Возможные ошибки в определении абляции снега и льда. Подсчет абляции ледника — очень сложная задача, так как ледник в каждой точке тает по-разному. Поверхность снега понижается вследствие не только таяния, но и оседания. В Антарктиде резкое оседание (на 4—6 см) снега, наблюдаемое по рейкам в начале сезона таяния, происходит в результате глубокого просачивания воды в снежный покров, вызывающего уплотнение тех слоев, по которым она распространяется (Кузнецов, 1960б, стр. 186). На ледниках с наложенным льдом ошибки в измерении могут быть в том случае, если наблюдатель примет поверхность наложенного льда за поверхность ледникового льда. Не вся вода, образовавшаяся при таянии снега и льда, покидает ледник и т. д. Одним словом, по остроумному замечанию Романовского и Кайё (Romanovsky et Cailleux, 1953, стр. 64), «гляциологу подсчитать абляцию почти так же трудно, как финансовому инспектору определить доходы мошенника».

В связи с этим полезно рассмотреть некоторые теоретические аспекты определений абляции снега и льда и оценить источники возможных ошибок.

Обычно считают, что понижение поверхности тающего снега, фиксированное рейками таивания или при помощи аблятографа, — это и есть мера абляции данного слоя. Однако это неверно: уменьшение толщины снежного слоя есть пока-

затель уменьшения *объема* слоя, тогда как абляция, в точном смысле этого слова, есть уменьшение *массы* слоя. Приравнивая абляцию к уменьшению толщины слоя, молчаливо принимают, что плотность снега остается постоянной в пространстве и во времени. Между тем, пренебрежение фактом изменения плотности снега во времени приводит к ошибкам в оценке абляции — до 15—20% за длительный период и до 65% — за короткий период (Hubley, 1954). Стало быть, во избежание ошибок необходимо при каждом измерении абляции определять и плотность вертикального столба снега (с поперечным сечением=1) от поверхности до «постели» слоя (плотного льда, почвы и т. п.). При определении абляции льда дело, очевидно, обстоит благополучнее, так как плотность льда со временем не меняется столь быстро, как плотность снега.

В гляциологических исследованиях при определении годового баланса покрытого снегом ледника принято считать, что

$$A = A' = \rho W = \rho \Delta h = I. \qquad (1)$$

Здесь A — потеря ледником воды во всех ее фазах (в г/см^2), A' — потеря воды (г/см^2) во всех ее фазах поверхностным слоем данной мощности h, ρ — плотность снега (г/см^3). W — убыль с поверхности (в см), обусловленная деятелями абляции (испарение, таяние) и выдуванием, Δh — понижение поверхности (в см), которое считается положительным при уменьшении h (толщины — в сантиметрах — между поверхностью снега и точкой отсчета, лежащей под поверхностью), I — растаявший лед (в г/см^2), т. е. вода в поверхностном слое, перешедшая из твердого в жидкое состояние.

Ля Шапель (La Chapelle, 1959) показал, что это равенство (или часть его) отвечает истине только при известных ограниченных условиях.

Чтобы $A=A'$, надо допустить, что вода, потерянная поверхностным слоем льда или снега, покидает тело ледника. В ледниках умеренных стран в разгар сезона абляции, когда сформировались пути стока талых вод, это вполне возможно. Но при температуре в леднике ниже точки замерзания воды часть талой воды (или даже вся) может оказаться удержанной ледником. Если низкие температуры имеются вблизи поверхности ежегодно отлагаемого слоя снега, то в начале лета талые воды замерзают, но в конце лета замерзшая вода вновь может сделаться талой. В этом случае одна и та же масса воды может появиться дважды в течение одного сезона под «маркой» A', тогда как под видом A (как совсем покидающая ледник) она будет фигурировать только один раз. Если холодные слои существуют в леднике на большой глубине (полярные ледники), талая вода вся (либо частично) постоянно задерживается в леднике и, стало быть, не появляется в A.

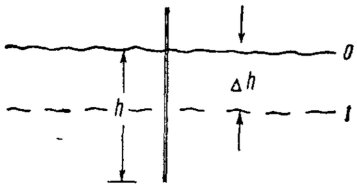

Рис. 99

Вообще говоря, снижение поверхности представляет собой сумму убыли W и оседания U (т. е. вертикального компонента убыли в снежном слое, обусловленного сжатием и процессами метаморфизма):

$$\Delta h = W + U, \tag{2}$$

откуда

$$W = \Delta h - U. \tag{3}$$

Измерение Δh, как известно, ведется при помощи рейки, погруженной в снег до глубины h; снижение поверхности от уровня 0 до уровня 1 наблюдается относительно отметки на рейке (рис. 99). Предполагается, что основание рейки остается в снегу неизменным в период наблюдений. Из формулы (2) видно, что измерение включает и осадку снега, имеющую место внутри слоя h; осадка ниже этого слоя затрагивает одновременно и рейку, и поверхность снега — стало быть, в величину Δh она не входит.

Если две соседние рейки стаивания погружены на различные глубины h и h', причем $h > h'$, и понижение поверхности снега наблюдается в течение времени t, тогда для первой рейки

$$\Delta h = W_t + U_t, \tag{4}$$

а для второй

$$\Delta h' + W'_t + U'_t. \tag{5}$$

Но поскольку обе рейки соседние и измеряют убыль той же самой поверхности снега, то

$$W_t = W'_t \tag{6}$$

и, следовательно,

$$\Delta h - U_t = \Delta h' - U'_t, \tag{7}$$

$$U_t - U'_t = \Delta h - \Delta h'. \tag{8}$$

Уравнение (8) дает осадку внутри слоя $h - h'$.

Погрузив несколько реек (... 1, 2, 3 ...) последовательно на все бо́льшие глубины h_1, h_2, h_3 ... и измерив соответствующие величины понижения поверхности снега Δh_1, Δh_2, Δh_3 ... за данный промежуток времени, можно построить кривую, выразив Δh как функцию h. Полученная кривая, если ее экстраполировать назад до h_0, пересечет эту ординату при таком значении Δh, при котором $U = 0$. А из формулы (2) мы получим также значение W.

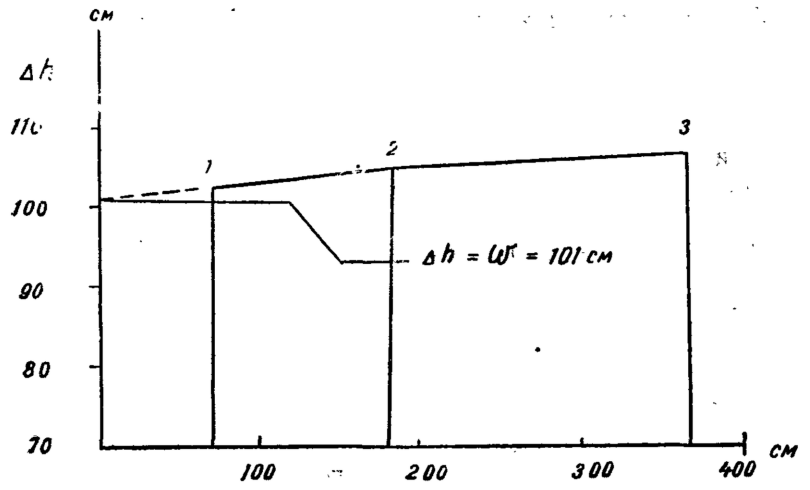

Рис. 100

Таким образом, величину оседания снега можно определить, сравнивая величины понижения снежной поверхности по рейкам, погруженным в снег на разную глубину.

Рис. 100 изображает графически такой конкретный пример:

№ рейки	Глубина рейки (см)	Δh (в см)
1	60	102,5
2	180	105
3	360	107

(При этом вершины реек находятся все на одном уровне). На первой рейке разница с W получается в 1,5 см, на второй — 4 см, на третьей — 6 см, т. е. 1,5%, 4% и 6% соответственно.

Рассмотрим теперь отношение ρW к A' и к I. Предположив, что определено ρ и получены надежные значения W из Δh, и U, попытаемся установить, при каких обстоятельствах может быть действительно равенство

$$\rho W = A' = I.$$

Когда ведутся продолжительные наблюдения для определения режима ледника, уравнение $\rho W = A'$ считается действительным для изотермического, тающего снежного покрова. Здесь общий объем влаги, удаленной из снежного покрова испарением и просачиванием, получается прямо как произведение плотности и поверхностной убыли.

При тех же условиях $A'=I$ только в том случае, если в снеге нет свободной воды в начале периода наблюдений. Если жидкая вода «застряла» между снежными зернами, она освобождается при таянии последних и уходит из снежного покрова, не меняя своего состояния.

При краткости периодов наблюдения (например, сутки или меньше) предположение о равенстве ρW и A' становится весьма ненадежным. Оно может быть удовлетворительным лишь в периоды теплой погоды, когда таяние идет примерно с одинаковой интенсивностью днем и ночью, так что устанавливается непрерывный ток просачивающейся талой воды и снежный слой освобождается от талой воды с такой же скоростью, с какой он тает. Но в других условиях, очевидно, удаление жидкой воды с поверхностного слоя снега не есть немедленное следствие поверхностной убыли. В ясную погоду по ночам образуется ледяная корка, и убыль на поверхности в утренние часы сопровождается повторным замерзанием талой воды в этой корке. Даже при отсутствии отрицательных температур временная задержка в снегу талой воды прослойками льда может изменить отношение между ρW и A' для короткого периода, приводя к значениям A', которые будут меньше, чем ρW для того же самого периода. Ошибка противоположного знака возникает в результате подповерхностного таяния, обусловленного проникшей под поверхность солнечной радиацией (ибо подповерхностное таяние и сток не обязательно отражаются в измерениях поверхностной убыли).

Для коротких периодов отклонение I от ρW даже более значительно, чем от A'. В периоды сильной инсоляции действительное количество растаявшего льда всегда больше, чем об этом говорят наблюденные величины Δh или W. Если за периодом сильной инсоляции следует период слабой инсоляции и теплых ветров, тогда W показывает более высокое таяние льда, чем это есть на самом деле. Когда инсоляция падает на корку, образованную замерзанием талой воды, заключенной между зернами, может растаять заметное количество льда под поверхностью, тогда как W будет оставаться равным нулю. Колебания между наблюденной величиной W и действительно растаявшим количеством льда велики, когда велико подповерхностное таяние, а низкие температуры воздуха удерживают поверхность снега в замерзшем состоянии. Тогда на поверхности снега возникает тонкая пленка льда (Firnspiegel), ниже которой таяние может снизить плотность снега вследствие образования пустот до глубины в 3—4 см.

Все сказанное относится к первым 10—15 см ниже снежной поверхности.

Заключение: если исследования таяния льда или абляции снега охватывают короткие периоды, то лучше измерять A' и

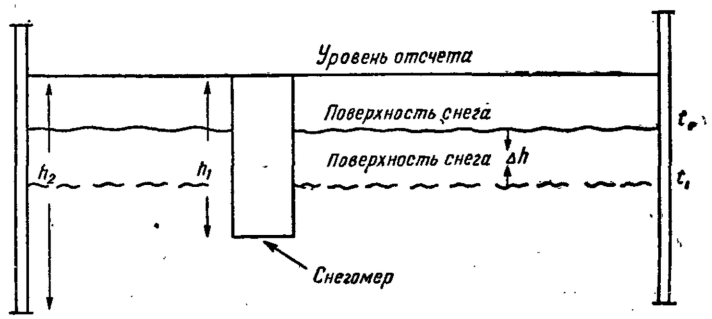

Рис. 101

I непосредственно, так как значения, полученные на основании измерения W рейками стаивания, могут быть ошибочными или даже вовсе непригодными.

Непосредственное измерение A' (потери массы из поверхностного слоя снега) Ля Шапель рекомендует вести так:

1. Перед началом каждого периода наблюдений устанавливается уровень отсчета на 5 см выше снеговой поверхности при помощи бечевки, натянутой между двумя рейками, погруженными до глубины h_2 (рис. 101, без соблюдения масштабов).

2. Стандартный снегомер емкостью в 500 см³ с трубкой длиною в 19 см вдавливается вертикально в снег, пока верхний конец трубки не окажется на уровне горизонта отсчета. Затем трубка с колонкой заключенного в ней снега осторожно выкапывается и взвешивается.

3. В конце периода наблюдений снова берется и взвешивается колонка снега (конец трубки и в этом случае на уровне того же горизонта отсчета).

Результат получается по формуле

$$A' = \frac{M_0 - M_1}{S} \rho h U_{(2-1)},$$

где M_0 — общая масса образца (в г), взятого в момент t_0, M_1 — общая масса образца (в г), взятого в момент t_1, U_{2-1} — осадка в слое $h_2 - h_1$ в сантиметрах, ρh — валовая плотность снега в основании слоя h_1 (г/см³), S — общая площадь (см²), на которой ведется исследование.

Непосредственное измерение I (количества растаявшего льда) может быть произведено тем же способом, что и описанный выше, но нужно еще узнать (при помощи ручной центрифуги) содержание свободной воды в слое h. Если e_0 — содержание свободной воды в слое h_1 в момент t_0 (десятичная дробь), e_0 — то же в слое h_1 в момент t_1 (десятичная дробь), тогда

$$I = \frac{M_0 (1 - e_0) - (M_1 + S \rho h U_{2-1}) (1 - e_1)}{S}.$$

110. Механические причины убыли ледников. Расход льда в ледниках может происходить (и происходит) и помимо климатических причин. Одним из важнейших факторов здесь яв-

ляется движение самого ледника, вынуждающее его спускаться из высоких холодных областей в низкие и более теплые, где он подвергается абляции.

Для питания ледника недостаточно того, что атмосферные осадки выпали: надо еще, чтобы они остались на леднике. К числу агентов, мешающих закреплению снега, относится ветер. С фирнового поля Эльбруса в истоках ледников Гара-Баши и Терскола ветер уносит около 50% выпавшего снега (Плам, 1961). Особенно велико значение ветра в жизни ледников полярных стран. Большую роль ветра в уносе снега с ледников отмечает Вестман, работавший на Шпицбергене, Р. Пири — для Гренландии, Андерсен — для Западной Антарктиды, Лёве — для Земли Адели и т. д. Ф. Лёве (Loewe, 1956, стр. 664) подсчитал, что на Земле Адели ежегодно через каждый километр береговой линии сдувается ветром в океан 18 млн. т снега. Земля Адели — знаменитая «страна ураганов». Здесь — самые частые и сильные ветры в Антарктиде, скорость которых достигает 52—55 м/сек, а отдельные порывы — более 100 м/сек. Ударами частиц переносимого ветром снега колонки льда срезываются в течение нескольких дней, канаты перетираются, деревянные предметы покрываются резьбою, словно под рукой гравера, а наветренные стороны скал полируются до зеркального блеска. Цифры, полученные Ф. Лёве, нельзя переносить на другие районы Антарктиды. Кроме того, в период Международного геофизического года советские, а также некоторые зарубежные гляциологи могли убедиться, что ветер не столько сдувает снег в море, сколько переотлагает его в пределах антарктического ледникового щита. Это, конечно, сильно ослабляет роль ветра в формировании вещественного баланса щита.

Крупную роль в убыли ледников играют подчас ледниковые обвалы, или завалы. Так, в июле 1892 г. оборвалась нижняя часть ледника Тэт-Русс; масса воды, льда, земли и камней, устремившаяся вниз, разрушила несколько селений, погубив 125 человек. В августе 1949 г. обвалился конец ледника Тур (долина Шамони); сорвалось не менее 0,5 млн. т льда, что соответствует величине 40-летней аккумуляции. Погибло 9 человек, находившихся в это время на морене. На Кавказе в районе Военно-Грузинской дороги бывают так называемые казбекские завалы (Девдоракского ледника), первые исторические сведения о которых относятся к концу XVIII столетия; завалы повторялись в 1808, 1817, 1832 (на несколько часов остановлено течение Терека), 1842 и 1855 гг.

Совсем недавно (20 августа 1960 г.) произошел обвал ледника Муркар на северном склоне горы Базар-Дюзи. Под ударом огромных масс фирна, упавших на ледник с вершины го-

ры, язык ледника сдвинулся на 300 м и, перегородив р. Сельды, запрудил ее; выше запруды возникло озеро*.

Причины обвалов разнообразны: наступание ледника, резкое изменение продольного профиля ложа (быстрое увеличение его крутизны или даже наличие уступа), накопление воды в «карманах» ледника (Тэт-Русс), прорывы плотинных ледниковых озер, землетрясения.

В тех обледенелых районах, где имеются активные вулканы, деятельность огнедышащих гор влечет иногда катастрофическое таяние льдов. Подобные наводнения отмечены, например, на Камчатке, в Южной Америке, на Аляске. В 1912 г. при извержении вулкана Катмаи взорвана вершина в 13 км^2, расположенная выше снеговой границы и в большей части покрытая ледниками. Таким образом, ледники были обезглавлены, а оставшиеся на склонах их части густо засыпаны пеплом.

Особенно грандиозных размеров достигают ледниковые наводнения в Исландии в областях вулканических центров Катла (ледник Мирдальс-Йокуль) и Гримсвётн (ледник Ватна-Йокуль). Такие наводнения называются у исландцев jökuihlaupt, у жителей Эквадора — avenidas.

В 1918 г. извержение Катлы привело к настоящему потопу: на низменности между ледником и морем, куда хлынула смесь воды, ледяных глыб, гравия, вулканических обломков, было нагромождено около 1,5 млн. т льда, а расход воды достигал не менее 200 тыс. м^3/сек (вспомним, что расход Амазонки составляет 75 000 куб м/сек!). За три дня наводнения 1934 г. на низменность поступило из ледников 10—15 км^3 воды.

Гримсвётн — вулканический центр Ватна-Йокуля — представляет собой депрессию, которая в промежутках между извержениями (примерно около 10 лет) наполняется водой и образует озеро размером до 35—40 км^2. За 10 лет здесь накапливается около 7 км^3 воды и столько же расходуется за один прорыв ледниковых вод из Гримсвётна.

С. Торариисон (Thorarinsson, 1953) полагает, что вопреки сложившемуся мнению, не извержение вулкана вызывает наводнение, а, наоборот, опорожнение депрессии от воды (стало быть, резкое ослабление давления на ее дно) дает толчок извержению.

Ледники, спускающиеся в озеро, фьорд или море, обламываются и дают начало ледяным плавучим горам, или айсбергам. Моряки это явление называют «отёлом» (velage, calving); А. П. Капица (1961) для процесса отделения айсберга от ледника предложил термин «облом айсбергов». Ледяными горами (англ. iceberg, нем. Eisberg, сканд. isberg, isfjeld) называют крупные обломки ледников, более же мелкие называются *айсблоками* (isblock).

---

* «Природа», № 2, 1961, стр. 66—67.

Айсберги зарождаются у берегов Гренландии, Шпицбергена, Новой Земли, Аляски и т. п. Гренландский ледниковый щит теряет ежегодно в форме айсбергов 240 км³ льда, или около 215 км³ воды (Bauer, 1955a), что составляет 40% общей годовой убыли ледникового щита. Побережье Антарктиды в секторе 44°—166° в. д. дает ежегодно 356 км³ айсбергов (Шильников, 1960).

Размеры айсбергов самые разнообразные. От ледника Якобсхавн отделяются горы объемом до 21 млн. м³, вздымающиеся над поверхностью воды до 122 м (данные Хелланда); по Гаммеру, объем некоторых из них доходит до 31 млн. м³. Стенструп сообщает, что наибольшие айсберги Караяка возвышались на 77 м над водой и имели объем до 18 млн. м³. На восточном берегу Гренландии ледяные горы обычно не выше 50—65 м.

Айсберги в Антарктике двух родов. Особенно характерны обломки шельфовых ледников — белые столообразные айсберги. Это подчас настоящие плавучие острова. Целые эскадры их медленно дрейфуют в более теплые широты, постепенно подвергаясь разъедающему действию солнечных лучей и морских волн. Верхушки таких ледяных гор плоские, боковые грани отвесные, углы резкие. Со временем ледяные призмы меняют свой облик и превращаются в странные и сложные сооружения, напоминающие башни, пирамиды, готические арки, римские портики, скульптурные изваяния. В солнечном освещении образования эти, переливающие всеми оттенками синего, зеленого и белого, сверкают подобно гигантским драгоценностям, а после заката напоминают фантастические развалины мраморного города. Одиночные айсберги при этом «безмолвно и величественно проходят в полярном тумане, как белые призраки» (Gourdon, 1908).

Обычная высота ледяных столовых гор южных полярных морей 20—40 м, длина 100—400 м. Однако в 1854 г. был встречен айсберг длиною в 120 км; затем в течение 10 лет 21 судно следило за его движением; в последний раз его видели в 1865 г. (Буйницкий, 1958). В 1893 г. видели айсберг длиною в 150 км, в 1894 г. — другой айсберг — в 130 км. В январе 1927 г. норвежское китобойное судно «Одд 1» в 50 милях к северо-востоку от Южных Шетландских островов усмотрело ледяной плавучий остров длиною 167 км (по другим сведениям — 180 км).

В 1958 г. Третья советская антарктическая экспедиция в 70 км от шельфового ледника Шеклтона обнаружила столообразный айсберг 90×30 км, поднимавшийся над водою на 40 м. Величайший в мире айсберг увидели с борта американского ледокола «Глешер» в 250 км к западу от о. Скотта: длина этого гиганта была 375 км, ширина — до 100 км, общая площадь около 40 000 км².

Пирамидальные айсберги (с неровной остроконечной вершиной) в Антарктике значительно выше столовых. Средняя их высота 50—55 м, наибольшая — около 100 м, средняя длина 130 м. Возникают эти айсберги путем обламывания окраины материкового льда или долинных ледников, спускающихся в море.

Надводная часть всякого айсберга в 3—5 раз меньше подводной. Вследствие глубокой осадки ледяные горы гораздо сильнее подвержены действию морских течений, чем ветров: не раз видели айсберги, движущиеся против ветра.

По подсчетам В. Г. Аверьянова (1961), ледниковый покров Антарктиды теряет путем образования айсбергов ежегодно 730 км³ воды. В. Х. Буйницкий (1960) дает гораздо более высокую цифру: 1740 км³; иными словами, до 80% общей годовой убыли вещества ледникового покрова Антарктиды осуществляется механическим путем — обломом айсбергов.

Таковы в основных чертах возможные главные пути механической убыли вещества в ледниках, подчас сильно осложняющие своим вмешательством картину абляции.

111. Баланс ледника. Очевидно, что состояние ледника определяется соотношением в нем между накоплением и расходом вещества в целом. Соотношение это, т. е. разность между аккумуляцией и абляцией, называется *балансом* ледника. По предложению Х. В. Альманна, *режимом* ледника некоторые гляциологи называют общий объем вещества, накопленный в течение одного периода аккумуляции, плюс общий объем вещества, израсходованного в течение одного следующего за этим периода абляции. Стало быть, режим — это сумма аккумуляции и абляции. Если на леднике аккумуляция составила за год слой в 1680 мм воды, абляция — 1970 мм, то баланс ледника 1680—1970 = —290 мм, а режим ледника 1680 + 1970 = 3650 мм. Отношение величины аккумуляции к общей величине режима называют *индексом вещественного баланса* (Mercer, 1961). Очевидно, для стационарных ледников этот показатель равен 50%, для наступающих — более 50%, для отступающих — менее 50%.

Термин «режим» (regimen) в понимании Х. В. Альманна нельзя признать удачным, так как у него уже имеется свое значение, отличное от того, какое придает ему Х. В. Альманн. Но само по себе представление о сумме прихода и расхода полезно, так как сумма эта, сопоставленная со скоростью движения ледника, характеризует активность последнего.

Количество льда, протекающее через какое-нибудь поперечное сечение ледника, называется *расходом льда.*

Приведем несколько опытов составления баланса горного ледника.

О. П. Щеглова (1953), исходя из условий стационарности ледника, дает уравнения среднего годового баланса.

Баланс для области питания:

$$x_ф = y_ф + z_ф, \qquad (1)$$

где x — осадки + конденсация, y — сток, z — испарение, а символ «ф» на нижней линейке показывает, что речь идет о явлениях в фирновой области.

Так как сток может быть жидкий ($y_ж$) и твердый, т. е. в виде льда ($y_т$), то уравнение (1) можно написать:

$$x_ф = y_ж + y_т + z_ф. \qquad (2)$$

Уравнение баланса для ледникового языка (с символом «я» на нижней линейке):

$$x_я + y_т = y_я + z_я. \qquad (3)$$

Баланс для всего ледника в целом:

$$x = y + z, \tag{4}$$

где $x = x_я + x_ф$ (твердые осадки на поверхности ледника), $y = y_я + y_ф$ (суммарный жидкий сток с ледника), $z = z_я + z_ф$ (суммарное испарение за год с поверхности ледника).

Совместно решая уравнения (2) и (3), получаем:

$$x_ф - (y_ж + z_ф) = (y_я + z_я) - x_я. \tag{5}$$

Отсутствие в уравнении (5) члена $y_т$ характеризует его роль как промежуточной (хотя и необходимой) фазы стока.

Уравнение (5) — это условие существования стационарного ледника. Если ледник не стационарный, то уравнение его баланса пишется так:

$$x = y + z \pm u, \tag{6}$$

где член u характеризует изменение запасов снега и льда.

Н. Н. Пальгов (1956в) для характеристики баланса ледника тоже предлагает определить баланс сначала отдельно по областям абляции и аккумуляции, а затем в целом по всему леднику. Все элементы баланса приводятся к одной мере (линейной или объемной) и к одному состоянию (лед или вода).

Приходо-расход вещества в области абляции выражается так:

$$x_1 + k_1 + Q - (x_1 + a_1 + e_1 - d) = 0. \tag{а}$$

Здесь x_1 — сумма осадков, выпавших на площадь ледникового языка (в расходной части сюда входит и снег, перешедший в лед), k_1 — конденсация на языке, Q — привнос льда движением ледника, a_1 — таяние ледникового льда e_1 — испарение ледникового льда, d — сокращение мощности льда (в линейной мере — понижение поверхности, в объемной — масса льда, потерянная ледником за счет его сокращения). Элементы k_1 и e_1 можно и не считать: они невелики и обладают противоположными знаками.

Для определения изменения высотного положения поверхности ледника уравнение (а) преобразуется в другое:

$$d = -(a_1 - Q + k_1 - e_1). \tag{б}$$

Приходо-расход вещества в области аккумуляции может быть выражен следующим уравнением:

$$x_0 + k_0 - (a_0 + e_0 + Q + i) = 0. \tag{в}$$

Значение букв — прежнее, однако символ «ноль» на нижней линейке показывает, что явления происходят в фирновом бассейне. Буквой Q по-прежнему обозначен привнос льда на язык, а буквой i — накопление.

Из этого уравнения:

$$i = +(x_0 + k_0 - a_0 - e_0 - Q). \qquad (г)$$

Баланс всего ледника получаем путем сложения уравнений (б) и (г):

$$d + i = a_1 - a_0 + k_{1+0} - e_{1+0} + x_0. \qquad (д)$$

Здесь $d+i$ представляет собой величину общего изменения размеров массы ледника, которую можно обозначить через Δ. Тогда

$$\Delta = d + i. \qquad (е)$$

Расчеты баланса всего ледника надо делать в переводе на воду*. Кроме того, удобнее давать этот баланс в объемных мерах, для чего линейные величины умножают на соответствующие площади. Тогда

$$\Delta \cdot S = (d \cdot Z) + (i \cdot F), \qquad (ж)$$

где S — площадь всего ледника, Z — площадь ледникового языка и F — площадь фирнового бассейна.

Принос льда сверху на данный створ движением ледника Н. Н. Пальгов предлагает определять по формуле:

$$h = v(\operatorname{tg}\alpha - \operatorname{tg}\beta), \qquad (з)$$

где h — слой приноса в сантиметрах, v — годовая скорость движения ледника в сантиметрах — средняя по всему сечению поперечного профиля на данном створе (определяется путем умножения поверхностной скорости на коэффициент 0,64), α — уклон поверхности ледника в градусах, β — уклон ледникового ложа в градусах (получается экстраполяцией уклона ложа, измеренного у конца ледника, на любой створ на леднике). Как правило, эта формула дает меньшие величины, чем принос льда, определяемый вычитанием понижения поверхности ледника на створе (измеренного нивелировкой) из слоя таяния льда на том же створе. Н. Н. Пальгов объясняет это тем, что лед не только приносится на створ сверху движением ледника, но и образуется на месте из снега («намерзший лед» — очевидный аналог наложенного льда). Так, по нивелировкам створа Центрального Туюксуйского ледника (в 400 м от конца открытого языка), сделанным в 1941 и 1953 гг., среднее понижение поверхности на створе составило 147 см/год, а таяние на том же створе было в среднем 222 см/год. Разница 222—147=75 см обусловлена поступлением на створ нового льда. Однако по формуле (з) при $\alpha = 9°$ $\beta = 3°$, $v = 410$ см, величина h получилась равной 43 см.

* Коэффициент перевода льда в воду принимается 0,9.

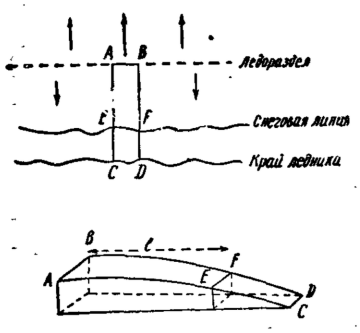

Рис. 102

Разницу 75—43=32 см Н. Н. Пальгов относит за счет «намерзшего на месте льда».

Формулу равновесия ледникового покрова предложил недавно М. В. Тронов (1960).

Предположим, что ледниковый покров имеет ледораздел, вытянутый на большую длину по прямой линии, так что движение льда происходит главным образом перпендикулярно к ледоразделу в обе стороны от него. Пусть снеговая линия EF находится на расстоянии l от ледораздела, z — мощность ледника на снеговой границе, h — высота снеговой границы над ложем ледника, т. е. $h=z$ (рис. 102).

Вырежем в теле ледника поток шириною b (например, 1000 м). Расход льда Q на сечении EF у снеговой линии будет равен:

$$Q = b \cdot v \cdot z \text{ м}^3, \qquad \text{(I)}$$

где v — средняя в данном сечении скорость движения льда.

Этот расход непрерывно пополняется накоплением вещества на поверхности $ABEF$:

$$Q_1 = b \cdot l \cdot r \text{ м}^3, \qquad \text{(II)}$$

где r — годовой слой твердого вещества в метрах (в переводе на лед), средний для всей длины l.

Условие равновесия будет:

$$Q = Q_1 \text{ или } vz = lr. \qquad \text{(III)}$$

Если лед растекается радиально, то формула (III) получит вид:

$$vz = \frac{lr}{2}. \qquad \text{(III')}$$

Из формулы (III) можно определить соотношение между горизонтальными (l) и вертикальными (z) размерами стационарного ледника, необходимое для его равновесия, и построить кривую, отвечающую формуле равновесия.

Для определения величин, входящих в формулу (III), М. В. Тронов поступил так:

1) задался различными значениями z через интервал в 100 м, а именно: z=100 м, z=200 м.... z=1400 м;

2) принял условно r=0,3 м/год;

3) для каждого значения z вычислил v по сокращенной формуле Лагалли ($z=8{,}4\sqrt{v:\sin\alpha}$), приняв $\alpha=1°$, но полученные величины v

уменьшил на $^1/_3$, чтобы получить v среднее по всему поперечному сечению (ибо в формуле Лагалли v — это поверхностная скорость);

4) зная v и r, определил l для каждого значения z.

Результаты подсчетов были сведены в таблицу. При этом оказалось, что величины l пропорциональны кубу величины z.

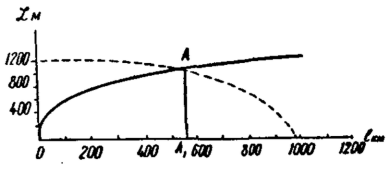

Рис. 103. Кривая равновесия и (пунктиром) возможный профиль ледника *(по М. В. Тронову)*

Отложив по оси ординат значения z, а по оси абсцисс — значение l, М. В. Тронов получил кривую равновесия ледника, общая форма которой изображена на рис. 103. Начало кривой (и начало координат) соответствует точке земной поверхности под ледоразделом.

Для существования ледника с длиной l (напомним, что это — неполная длина: расстояние от снеговой границы до ледораздела) и толщиной z необходимо, чтобы мощность ледника на расстоянии l от ледораздела равнялась высоте снеговой линии над ложем ледника на расстоянии l от ледораздела. На рис. 103 видно, что действительные размеры ледника, например, OA_1 и AA_1, должны определяться непременным условием, что именно в какой-то точке A на расстоянии от ледораздела, равном l, лежит реальная снеговая линия (происходит встреча ледниковой поверхности с хионосферой). Если хионосфера окажется над точкой A (т. е. выше нее) и, следовательно, $h>z$, то снеговая линия переместится по леднику влево, накопление вещества станет меньше того, какое нужно для равновесия, ледник разрушается. Если же $h<z$, то область аккумуляции осадков распространится больше по леднику, и последний должен расти. Очевидно, что при $h=z$ ледник стационарен (Тронов, 1960, стр. 68—75).

112. Энергия оледенения. Представление об энергии оледенения в самой общей форме было высказано мною (Калесник, 1934), но конкретная и подробная разработка этой идеи принадлежит П. А. Шумскому (1947б).

Количество твердых атмосферных осадков с высотой увеличивается, на некотором уровне (в разных странах различном) достигает максимума, после чего вновь уменьшается. Интенсивность же абляции с высотой уменьшается непрерывно. Изменение величины аккумуляции или абляции твердых осадков на единицу подъема у снеговой линии назовем *вертикальным градиентом аккумуляции* (r) и *вертикальным градиентом абляции* (d), выражая оба градиента в миллиметрах слоя воды на 1 м подъема и считая градиенты положительными, когда аккумуляция возрастает, а абляция уменьшается. Так как значительные изменения r и d начинаются только далеко от снеговой границы, то r и d отражают средние условия питания и абляции ледников данного района.

Энергией оледенения (E) называется увеличение годового прироста вещества в леднике с высотою, причем

$$E = r + d \text{ мм/м}.$$

Показатель этот важен тем, что энергия оледенения характеризует активность, или подвижность, ледников данного

района независимо от их размеров и формы. Активным ледникам свойственны: значительный избыток твердых осадков в области питания, значительное перемещение льда между областями питания и абляции, следовательно, — большая скорость движения. Чем больше E, тем больше r, тем больше скорость движения ледников и абляция в области стока. Иными словами, E указывает на интенсивность участия оледенения в процессе круговорота воды в природе.

Нулевой баланс твердых атмосферных осадков на снеговой границе может достигаться при самых разнообразных количественных соотношениях прибыли и убыли снега, ибо очевидно, что как 100 мм—100 мм=0, так и 1000 мм—1000 мм=0. Эта величина прихода-расхода, обозначаемая П. А. Шумским через I, отражает климатические условия, в каких существует оледенение. Чтобы при малом количестве осадков был и соответственно малый их расход, требуется низкая температура, т. е. величина I в этих случаях небольшая. Если же твердых осадков много, то для достижения нулевого баланса требуется и большой их расход, обусловливаемый высокой температурой. В этом случае I велико.

Величины I и E в общем пропорциональны. Поэтому в холодных странах ледники отличаются малой E и отрицательной температурой льда, в теплых — большой E и температурой, близкой к точке плавления. Чем больше E, тем бóльшую геологическую работу может произвести ледник.

Энергию оледенения не надо смешивать со степенью оледенения, т. е. с процентом покрытия льдами поверхности страны; последняя зависит только от соотношения высоты снеговой линии с высотой поверхности страны и от общего характера рельефа. Когда говорят, что у кавказских ледников энергия оледенения больше, чем у антарктического ледникового покрова, это значит, что они произвели бы гораздо бóльшую работу, если бы занимали такую же площадь, как и ледниковый щит Антарктиды.

Если A — годовая величина аккумуляции снега, a — величина абляции за тот же период, H — абс. высота заданной точки и H_0 — абс. высота снеговой границы, то для точки, лежащей в фирновом бассейне,

$$A - a = (H - H_0)\,E\,,$$

а для точки на ледниковом языке

$$a - A = (H_0 - H)\,E\,.$$

Из второй формулы видно, что разность величин абляции и аккумуляции на ледниковом языке есть не что иное, как слой льда, стаивающий на данной высоте. Основываясь на

этом, О. П. Щеглова (1950, 1952) предложила очень простую формулу для приближенного вычисления энергии оледенения:

$$E \cong \frac{B}{\Delta H}.$$

Здесь B — слой льда, стаивающий на высоте H, ΔH — разность высотных отметок снеговой линии и створа, где проводятся наблюдения над абляцией (т. е. отрицательная разность оледенения). Пример для Ронского ледника: высота снеговой линии 2730 м, высота избранного створа 1800 м, абляция в среднем за год на этом створе 12 м. Тогда

$$E = \frac{12 \cdot 10^3}{2730 - 1800} = 12{,}9 \text{ мм/м}.$$

Тот же пример, решенный по формуле Шумского, несколько более трудной для практического использования, дает результат 12,4 мм/м.

Величина E (в мм/м) для ледников Гренландии всего 3, для Хинтерейсфернера — 15,5, Мер-де-Гляс — 16,9. Значения E для среднеазиатских ледников колеблются от 24,7 (у ледников р. Соха) до 3,9 мм/м (в бассейне Исфайрам-Сая), что свидетельствует об исключительной неравномерности увлажнения среднеазиатских гор даже в смежных речных бассейнах (Щеглова, 1950).

Если отвлечься от подобного рода колебаний местного характера, то в целом энергия оледенения убывает от экватора к полярным странам и при увеличении континентальности климата.

Недавно М. Мейер (Meier, 1962, стр. 259) предложил заменить термин «энергия оледенения» термином «индекс активности» (activity index), что вряд ли целесообразно.

Для обозначения энергии оледенения как вертикального градиента баланса вещества на всем леднике (а не только вблизи фирновой границы) Ля Шапелль (La Chapelle, 1962, стр. 294) предложил формулу $E = db : dz$, где b — величина изменения баланса, z — высота.

ГЛАВА IX

КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Длительное сохранение той части ледника, которая лежит ниже снеговой границы, возможно только потому, что вещество из фирнового бассейна поступает в нее непрерывно. Если этот приток количественно равен расходу, тогда в размерах и положении ледника не происходит перемен. Если вещества поступает больше, чем может испариться, растаять или быть уничтожено иным способом, — размеры ледника увеличиваются, а его язык или край спускается ниже и занимает дополнительно некоторую площадь, до этого свободную от льда. В противном случае происходит обратное: масса ледника уменьшается, а его конец или край отодвигаются на более высокий уровень, как бы втягиваясь в сторону области питания, и освобождают часть занимаемой ими территории. Увеличение размеров ледника (мощности, площади, длины) называется его *наступанием*, уменьшение — *отступанием*, а неизменность — *стационарным положением* или состоянием.

Термин «отступание» — не очень удачный. Он внушает мысль, будто сам ледник движется вспять, тогда как в действительности отступает лишь граница его конца или окраины. Р. Грэсвелл (Gresswell, 1958, стр. 87) предложил говорить «распад» (decay) вместо «отступание» (retreat). Но это вряд ли лучше, так как отступающие ледники по внешнему виду редко похожи на распадающиеся объекты.

Мы будем пользоваться старым термином, который к тому же прочно укоренился в гляциологии.

113. Виды колебаний ледников. Различаются следующие виды колебаний ледников: 1) *сезонные*, вызванные сезонным изменением режима абляции: зимою ледник тает слабее, чем летом, поэтому может наступать; 2) *вековые* — очень продолжительные, управляемые, по-видимому, общими причинами, господствующими над местными факторами климата, погоды и рельефа; сказываются на общем характере оледене-

ния больших территорий: ледники или получают все большее развитие, или, наоборот, постепенно сокращаются вплоть до полного исчезновения; 3) *циклические* — сравнительно кратковременные, обусловленные циклическими колебаниями климата, и 4) *случайные* — все те, которые не могут быть отнесены к сезонным, вековым и циклическим.

В данной главе речь идет преимущественно о колебаниях циклических и случайных. Первые в гляциологической литературе известны под названием «периодических», что по сути дела неверно, так как строгой периодичностью (повторяемостью через равные промежутки времени) они не отличаются.

Общая картина циклических колебаний такова. Какой-нибудь ледник, долгое время пребывавший в покое, вдруг в определенный момент начинает увеличиваться в размерах и продвигается вниз по долине. Достигнув некоторого предела, он останавливается, а затем начинает отступать, пока наконец снова не задержится (выше или ниже своего предыдущего стационарного положения). Наступание, стационарное состояние или сокращение длятся, каждое в отдельности, годами и подчас десятилетиями.

Промежуток времени между двумя соседними стадиями минимального развития ледника называется *циклом* (по терминологии других авторов — периодом). В каждом цикле — две фазы: наступания и отступания. Конец первой есть *эпоха максимума*, конец второй — *эпоха минимума*.

Признаки наступания проявляются в известной последовательности. Сперва происходит набухание фирнов, затем возрастает толщина ледника, причем возрастание это постепенно распространяется волной от истоков по течению. При увеличении мощности возрастает ширина ледника — тоже от верховьев по направлению к концу. Все это — предвестники наступания (prodromes, по Форелю, 1887а), истинное начало фазы наступания. Но фиксировать их бывает трудно, поэтому для горных ледников за начало цикла принимают начало удлинения ледникового языка (его установить легко). Последующие годы, когда ледник продолжает расти по всем трем измерениям, называются *фазой установившегося наступания*.

Наступание неизменно сопровождается увеличением скорости течения льда. Количество трещин на леднике становится больше, учащаются обвалы льда в тех местах, где ледник круто перегибается и т. д. Иными словами, активность ледника в это время повышена. Наоборот, фаза отступания — это эпоха ослабленной жизнедеятельности ледника: скорость движения резко падает (на конце или по краям она фактически

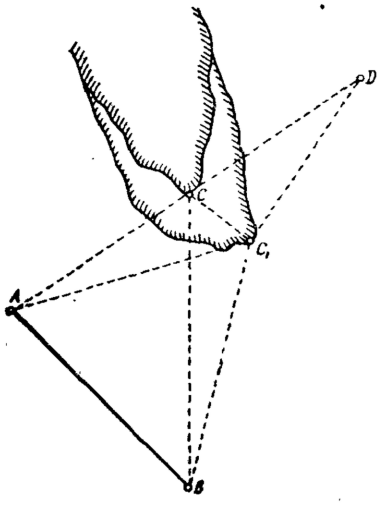

Рис. 104

обращается в ноль, и здесь возникает зона мертвого льда), грещины закрываются.

Как правило, фазы наступания в целом короче фаз отступания (см. табл. 26). Но это, конечно, характерно лишь для регрессивной фазы оледенения, в которую мы живем. В прогрессивную фазу оледенения соотношение продолжительности фаз наступания и отступания в циклических колебаниях должно быть обратным.

114. Методы определения колебаний ледников. Для полного изучения колебаний ледников надо иметь данные об изменениях высоты снеговой линии, высоты поверхности ледника и положения его конца или края. Однако обычно ограничиваются тем, что на конце ледника выбирают пункт, наиболее далеко выдвинутый, и следят за изменением его положения на местности. Начальное положение фиксируется при помощи *меток*, которые затем проверяют через определенные промежутки времени — желательно ежегодно.

Таблица 26

Продолжительность фаз отступания и наступания ледника Фериагтфернер

Начало наступания	Максимум	Продолжительность фазы (лет)	
		наступания	отступания
1599 г.	1601 г.	2	76
1677 г.	1681 г.	4	89
1770 г.	1777 г.	7	43
1820 г.	1825 г.	5	15
1840 г.	1848 г.	8	38 (к 1886 г.)

Рассмотрим возможные методы определения колебаний ледников.

1. Ниже окончания ледника (рис. 104) на ровной площадке выбирают базис AB длиною 200—500 м, концы которого обозначаются двумя неподвижными точками A и B, каковыми могут служить крупные валуны, выступы скал, сложенные из камней пирамиды (туры), прочно вкопанные в землю

столбы. Эльбрусская экспедиция Московского университета в качестве реперов пользовалась металлическими круглыми марками (диаметром 4—5 см), зацементированными в скалу либо в очень крупный валун.

Определяют азимут направления самого базиса (визируя от A на B или наоборот), с обоих концов базиса угломерным инструментом (буссолью, теодолитом, компасом с диоптрами) берутся азимуты на конец C ледника, вычисляют или измеряют расстояния AC и BC. На обоих концах базиса после этого делают эмалевой яркой краской надпись, содержащую следующие сведения: а) тавро (условный знак, инициалы или фамилию исследователя), б) дату, в) азимут с данной точки на конец ледника, г) расстояние от данной точки до конца ледника, д) знак ⊙, + или ×, от которого взяты азимуты и расстояния. Пример:

⊙М. И. 18—8—25 г. 180 м 329°30′,

что означает: Метеорологический институт, 18 августа 1925 г., расстояние от точки в круге до конца ледника 180 м, азимут с данной точки на конец ледника 320°30′. Вместо азимутов можно писать румбы (и то и другое — относительно истинного меридиана, т. е. с введенной поправкой на магнитное склонение).

Угол ACB должен быть не меньше 20°. Избежать малых углов при точке C можно увеличением длины базиса AB (чем он длиннее, тем лучше) или приближением его к концу ледника, насколько позволяют условия местности.

При вторичном посещении ледника визирование на конец C' ледника ведется с тех же точек базиса. Получим треугольник $AC'B$ с новыми углами и сторонами. Вычисление перемещения ледника (отрезок CC') производится из треугольника ACC' — по сторонам AC и AC' и углу между ними (вычисленному по разнице азимутов этих сторон). Если угол этот φ сторона $AC' = a$, $AC = b$, тогда по формуле косинуса

$$CC' = \sqrt{a^2 + b^2 - 2ab \cdot \cos\varphi}.$$

К сожалению, описанные выше метки (окрашенные камни, столбы, туры) через 2—3 года после их установки отыскиваются с большим трудом, если их не подновлять. П. А. Иваньков рекомендует поэтому выбирать более постоянные и долговечные ориентиры — место слияния двух ручьев, скалы приметной формы, выход минерального источника и т. п. — и вести отсчеты до конца ледника от них.

Очевидно, положение конца ледника можно определить еще точнее, если засекать его не с двух, а с трех постоянных реперов.

2. Второй способ наблюдений над колебаниями ледников: устанавливают основной репер, а от него на конец ледника провешивают линию вспомогательных (меньших) реперов, вдоль которой и измеряют систематически расстояния до конца ледника.

3. По обе стороны от ледника на склонах долины выбирают две неподвижные точки так, чтобы линия, мысленно их соединяющая, оказалась касательной к концу ледника (*AD* на рис. 104). Из точек *A* и *D* берут азимуты на конец *C* ледника (очевидно, они будут отличаться на 180°). Расстояния от *A* и от *D* до конца ледника измеряют лентой по воздуху (чтобы неровности почвы не исказили измерения). Полученные данные надписываются, соответственно, на точках *A* и *D* по изложенным выше правилам. При контроле меток из *A* и *D* делают новые засечки на конец *C′* ледника и производят новые промеры. Перемещение *CC′* ледника затем определяется из треугольников *ACC′* или *DCC′*.

4. Ни один из перечисленных способов не является безукоризненным, так как одни участки конца ледника изменяют свое пространственное состояние быстрее, другие медленнее. Нередко соседние участки ведут себя противоположно (правый край конца ледника может укоротиться, а левый одновременно вытянуться вперед). Значит, судить о колебании конца или края ледника по регистрации последовательных положений какой-нибудь единственной точки, в сущности, рискованно*. Случайность суждения уменьшается, если на конце (краю) ледника засечь не один, а несколько пунктов, и вовсе устраняется, если производить полную съемку конца ледника.

Съемку лучше делать на исходе периода абляции, так как в это время хорошо видны все детали поверхности ледника. Масштаб съемки зависит от размеров ледника: для крупных ледников можно удовлетвориться 1 : 25 000, для средних — 1 : 10 000, для ледников небольших размеров рекомендуется 1 : 5000 — 1 : 2000. При составлении карт ледников желательно для единообразия пользоваться легендой, разработанной А. В. Брюхановым, И. Р. Заитовым и И. А. Лаппо (1958, стр. 118—123).

Съемку следует вести быстро. Если ее растянуть, то происшедшие на леднике изменения сделают несопоставимыми участки ледника, снятые в начале и в конце работ. Оттого, а

---

* Вместе с тем нельзя согласиться с утверждением М. И. Ивероновой (1959, стр. 53), будто фиксация положения концов ледников методом засечек с постоянных базисов по отдельным точкам абсолютно не годится. Этот метод грубее, чем метод сплошной съемки, но на протяжении десятилетий он доставлял нам вполне в целом надежные данные о колебаниях ледников.

также из стремления к большей простоте и точности, топографической съемке нужно предпочесть фотограмметрическую (Finsterwalder, 1954; Иверонова, 1959, и др.)*.

5. Неплохие результаты дает фотографический метод: каждый год в одно и то же время, одним и тем же аппаратом, с какой нибудь постоянной точки снимается (в лоб и сбоку) конец ледника, и снимки затем сравниваются.

6. Суммарные величины колебаний ледников получают и путем сопоставления топографических карт ледниковых районов**, сделанных в разное время. Нужно только помнить, что точность их в зависимости от масштаба и способа съемки может быть неодинаковая, и стараться путем тщательного анализа разграничить кажущиеся и действительные изменения.

7. Косвенные признаки: набухание фирнов, характер примыкания ледника к боковым и конечным моренам (при наступании — примыкание вплотную и даже деформирование морен, при отступании — образование промежутка между телом ледника и моренами), изменение скоростей движения, образование мертвых льдов и т. п.

8. Опрос местного населения, указания в старых летописях, хрониках, вообще архивных материалах, касающихся того или иного района. Многократная проверка такого рода материалов совершенно необходима.

Программа изучения колебаний ледников, разработанная Международной комиссией снега и льда, рекомендует устанавливать положение концов ледников на исходе сезона абляции ежегодно или, если это нельзя, через каждые 5 лет, начиная с 1963 г. (для получения сравнимых пятилетних серий наблюдений по ледникам всего земного шара). По этой программе надо как минимум определять: расстояние конца ледника от реперов и превышение его над ними; угол наклона поверхности конца ледника и ледникового ложа (земной поверхности перед концом ледника); высоту фирновой линии.

Для иллюстрации циклических колебаний ледников в следующих параграфах сообщаются некоторые данные по важнейшим ледниковым районам земного шара. Эти данные служат только примерами. Они вовсе не исчерпывают того, что можно было бы сказать на эту тему.

115. Колебания ледников в Альпах. Альпы — один из наиболее изученных в гляциологическом отношении районов зем-

---

* Примеры приложения фотограмметрии к решению разных гляциологических задач см. в Информационном сборнике о работах Геогр. ф-та МГУ по МГГ, № 7, 1961.

** К сожалению, опециальные карты отдельных ледников издаются редко. Недавно в масштабе 1 : 10 000 опубликованы карты Алечского ледника (1957) и нескольких ледников Аляски (1960). Лаборатория аэрометодов Московского университета составила карту ледников Эльбруса.

ного шара, но и для него мы в сущности не имеем лишенной пробелов и неясностей картины.

В последнем тысячелетии в Альпах было три крупных эпохи наступания ледников. Первая началась со второй половины XVI в. и продолжалась, с небольшими перерывами, в XVII и XVIII вв. Вторая была в 1820-х годах, третья — в 1850-х, после чего с 1860-х годов началось генеральное сокращение ледников, в общей форме продолжающееся поныне. До XVI в., видимо, тоже был длительный период более мягкого климата и более слабого общего оледенения Альп (Шнитников, 1957, стр. 152). Волнообразный характер процесса явствует из того, что между 1595 и 1939 гг. в Альпах насчитывают по крайней мере 14 больших и малых наступаний ледников, разобщенных периодами отступания (Matthes, 1942, стр. 205). Первое генеральное наступание коснулось ледника Фернагтфернер в Восточных Альпах в 1599—1601 гг.; в дальнейшем этот ледник наступал в 1678—1681, в 1771, в 1820, в 1848 гг. и т. д. Несколько раньше (1595) начали наступать Гриндельвальдские ледники (и одновременно с ними — ледники в Западных Альпах). Это наступание достигло своего максимума в 1620 г. Периоды новой активности проявились в 1719, 1743, 1768 гг. (с максимумами в 1770 и 1779 гг.), 1814—1822, 1838—1850 гг.

В 1580 г. ледники Монблана лежали высоко над Шамони в висячих долинах. Но в конце XVI и начале XVII в. началось их стремительное продвижение вперед, в результате которого было разрушено несколько деревень. В 1609—1611 гг. новая активная подвижка ледников разорила селения Шастияр, Бонневиль и др. Годы 1640—1644, 1770, 1818—1825 и 1850 были периодами наступания.

А. В. Шнитников (1961), сопоставив все материалы, осреднил даты наступания ледников Альп и получил периоды наступания, охватившие следующие годы: 1600—1610, 1632—1644, 1664—1685, 1712—1716, 1734—1743, 1767—1770, 1787—1790, 1814—1825, 1845—1856 (главный максимум XIX в.), 1880—1894 и 1914—1924. Он же подвел итоги и за XX столетие (рис. 105). С 1928 г. наметилось почти неуклонное отступание.

Сокращение ледников после главного максимума XIX в. носило интенсивный характер. Ледники Ронский (1856—1912), Фернагтфернер (1856—1902) и Пастерце (1855—1935) потеряли, соответственно, 240 га, 240 га и 700 га, т. е. 9,5%, 13% и 22% общей своей площади (Galon, 1958). П. Меркантон (Mercanton, 1958a), сравнив карты 1876 и 1934 гг., установил, что в швейцарских Альпах ледники в 1876 г. занимали площадь 1829 км², а в 1934 г. — 1556 км²; потеря за полстолетия (несмотря на кратковременное наступание некоторых

ледников в начале XIX в.) составила 273 км², т. е. 15%. По данным Вальсекки, в итальянских Альпах за последние 50 лет исчезло 190 ледников.

116. Колебания ледников в Исландии и Скандинавии. Начало колонизации Исландии норманнами относится к IX в. Тогда и вплоть до XIV в. климат острова был мягче, чем сейчас, снеговая граница лежала выше, а заросли кривоствольной березы простирались от гор до моря (Альманн, 1961). Начиная с XIV в. ледники стали наступать на фермы и культурные земли, достигнув в середине XVIII в. наибольшего распространения за все послеледниковое и историческое время. Не только увеличились прежние ледники, но в карах возникли и новые, сохранившиеся до наших дней. Выводные ледники Ватна-Йокуля поныне выносят обломки стволов березы и глыбы торфа — знак того, что они погребают местность с некогда богатой растительностью.

Нашествие льдов с подвижками переходного характера продолжалось до конца XIX в., после чего господство перешло к процессам отступания, которые главенствуют и в наши дни. Общая картина колебаний исландских ледников суммирована в табл. 27 и в верхней части рис. 105.

Таблица 27

Колебания ледников Исландии (Field a. o., **1958, ч. 4)**

Периоды наступания (годы)	Периоды отступания (годы)	Примечания
1690-е—1710-1720		Сильное наступание
	1710-1720—1730-1740	
1730-1740—1850-1860		Максимальное распространение ледников в послеледниковое и историческое время
	1750-1760—1790	Отступает большинство ледников
1790—1810-1820		Наступает большинство ледников
	1810-1820—1830-1840	
1830-1840—1840-1850		Сильное наступание
	1840-1850—1860-1870	
1870-е—начало 1890-х		
	С 1890-х до 1930-х	Очень большое отступание до начала XX в., потом слабее
Начало 1930-х		
	С начала 1930-х до 1950-х	Очень сильное отступание

Своеобразно поведение ледников и на Скандинавском полуострове. За последние 25 столетий ледники Швеции

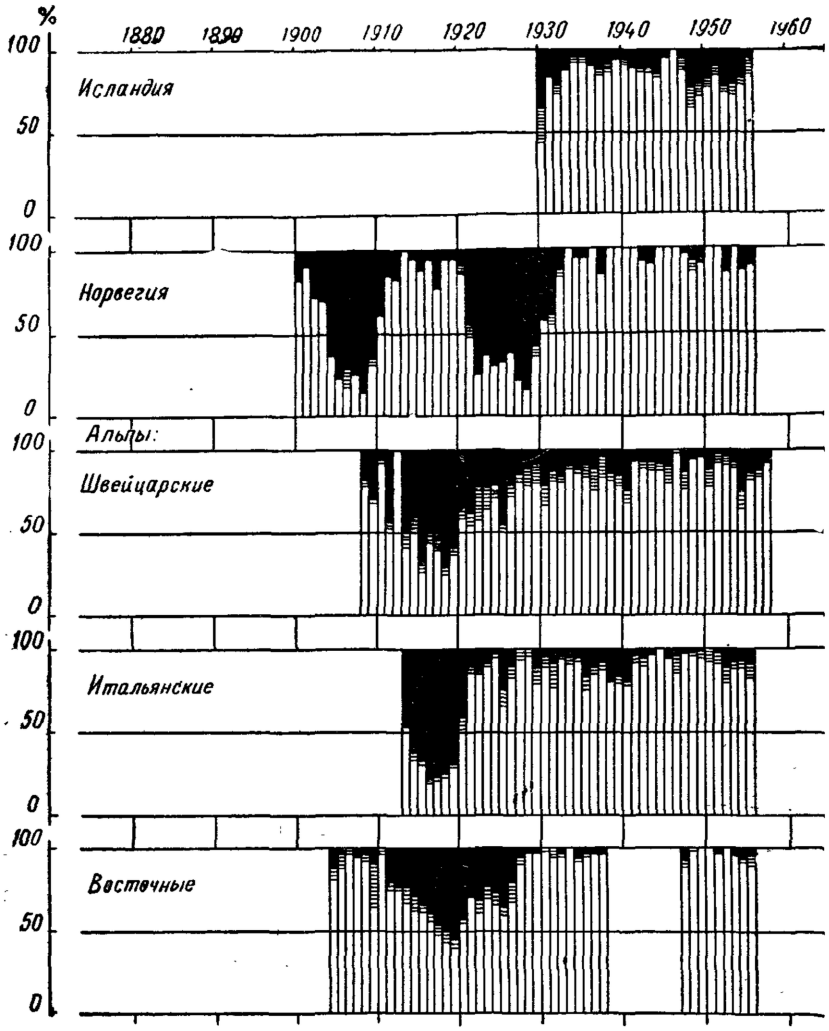

Рис. 105. Колебания ледников некоторых районов Европы в XX веке *(по А. В. Шнитникову)*.

Заливкой показаи процеит иаступающих ледиков; горизонтальиой штриховкой — стациоиарных; белым — отступающих

имели четыре максимума распространения: в VI в. до н. э., в середине XVIII в. (1735±50 г. н. э.), в 1807 г. и в 1908 г. (Bergström, 1956). С 1920 по 1949 г. ледники отступают, в 1949—1951 гг. темп отступания замедлился, и некоторые ледники проявили признаки наступания, но эта тенденция не ок-

репла, и вплоть до 1954 г. преобладало сокращение ледников.

Ухудшение климата в VI—V вв. до н. э., способствовавшее развитию ледников в горах, было характерно также и для Норвегии. Однако пни сосны, обнаруженные выше современной границы леса, говорят, что климат неолита и бронзового века был значительно теплее, чем ныне, и, возможно, что Скандинавия тогда была полностью свободна от постоянных льдов (Field a. o., 1958, ч. 5, стр. 5.1.8). Это была эпоха «термического максимума».

Норвежские ледники широко распространились в середине XVII в. (а перед 1700 г. они занимали площадь даже меньшую, чем сейчас). Записи в старинных хрониках о так называемых «зеленых годах» (неурожайных, когда зерно не созревало) позволяют предполагать, что активные подвижки были в 1600—1602, 1632—1634, 1685—1687 и 1695—1697 гг. К началу XVIII в., и особенно в 20-х годах, на севере наступание приобретает массовый характер, отсюда распространяется на южные и западные части страны и достигает кульминации в 1742 и 1743 гг. (Öyen, 1907). В эпоху этого нашествия — самого крупного, какое мы знаем в Норвегии за историческое время, — уничтожен ряд селений. Некоторые ледники за 1700—1750 гг. выросли необычайно: например, Нигардс (в Юстедале) и Аабрекке (в Нордфьорде) удлинились на 2—3 км (Rekstad, 1907).

С 1750 г. норвежские ледники сокращаются: на протяжении первого столетия — медленно (в районе Юстедаля были даже подвижки вперед в 1810 и в 1835—1850 гг.), а после 1850 г. — быстрее, хотя тоже с перерывами (наступание в 1890, 1905—1910 и 1922—1930 гг., см. рис. 105). В течение 1930-х годов отступание приняло почти угрожающий для существования норвежских ледников характер, особенно для плоскогорных ледниковых шапок типа Юстедальсбре. Но темпы сокращения после 1940 г. ослабели, а к 1950—1955 гг. некоторые ледники обнаружили признаки наступания (Field a. o., 1958, ч. 5; Faegri, 1948).

117. Колебания ледников в Северной Америке. Систематические наблюдения над колебаниями ледников Северной Америки начались недавно, поэтому сведения об этом материке еще более отрывочны, чем для Европы.

Очень сложна картина колебаний ледников на Аляске (Field, 1948, 1952; Field a. o., 1958, ч. 2а). В районе ледяного поля Джуно ледники наибольшего своего развития достигали в XVIII в., а последние 200 лет — это период неуклонного отступания, сопровождаемого, как обычно, и некоторыми активными подвижками. Некоторые из этих подвижек на общем фоне сокращения ледников носят даже аномальный

характер. Так, ледник Таку с 1900 по 1946 г. наступил на 5 км и в 1955 г. еще продолжал надвигаться.

В XVIII в. началась эпоха великих отступаний и для ледников Ледникового залива (Глешер-Бэй). В 1740-х годах весь Ледниковый залив до самого своего устья был заполнен ледником. К 1880 г. главная акватория залива очистилась от льда: объединенный ледник распался на несколько ледников, каждый из которых втянулся в «свой» фьорд, служащий ответвлением Глешер-Бэя. С 1892 г. ледники охвачены уже генеральным сокращением. Во второй половине 1920-х годов ледники трех самых северных фьордов достигли своих минимальных размеров, после чего они стали наступать. В четырех других фьордах отступание еще продолжается; исключение составляют ледники Большой Тихоокеанский (Грэнд-Пасифик) и Джона Гопкинса: первый наступал в 1936—1950 гг., второй в 1929—1950 гг. (возможно, и по сей день).

Масштабы колебаний ледников Глешер-Бэя поражают своей грандиозностью: ледник Мюир с 1892 по 1950 г. отступил не менее чем на 24 км, Большой Тихоокеанский (до 1936 г.) — на 19 км, Джона Гопкинса (1912—1926) — на 11 км, остальные — на 0,8—8 км.

В горах Чугач перед 1840 г. ледники наступали. В 1840—1885 гг. они сохраняли стационарное положение, после чего наступали до 1888 г. С этого времени происходит отступание, прерванное кратковременным надвиганием в 1908—1911 гг. Объединенный конец ледников Гюйо и Тиндаля с 1904 по 1946 г. укоротился на 24 км. Колебания ледников в западной части хребта особенно прихотливы, что можно видеть из рис. 106. Обращает на себя внимание довольно значительное число в период 1900—1950 гг. ледников наступающих и стационарных.

Сопоставление данных по всей Аляске позволяет сделать такие выводы: один максимум распространения ледников был в середине XVIII в., другой намечается в середине XIX в. (примерно, 1830—1860 гг.). Период 1900—1950 гг. трудно назвать максимумом, потому что, по-видимому, большая часть ледников сокращается, но многие в это время увеличиваются в размерах, что, быть может, свидетельствует о зарождении активной фазы в недрах господствующей фазы отступания.

В Береговом хребте Канады ледники сокращаются с 1887 г. поныне. Во внутренних канадских массивах между Береговым хребтом и Скалистыми горами ледники наступали с 1812 по 1825 г.; после некоторого перерыва они вновь стали наступать, достигнув максимума в 1850 г., после чего сокращались на протяжении 20 лет. Затем 20 лет длился неопределенный период (1875—1894), когда одни ледники от-

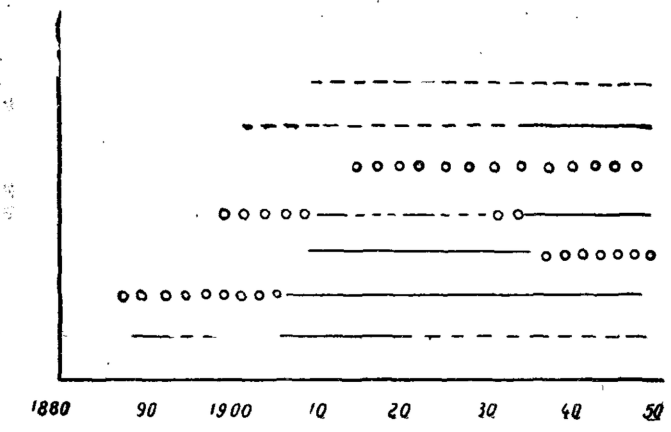

Рис. 106. Характер колебаний некоторых ледников в западной части гор Чугач (Аляска).

Сплошная черта — наступание; прерывистая — отступание; кружочки — стационарное положение

ступали, другие наступали, но с 1894 г. он сменился периодом всеобщего отступания; в 1956 г. это отступание еще продолжалось (ледники Иллесельвет и Кокани в горах Селькирк), хотя ледник Коммандер (самый крупный в горах Перселл) в 1947—1953 гг. остановился, а в 1954 г. проявил признаки надвигания.

Для Скалистых гор в пределах Канады устанавливается такая схема колебаний ледников: с 1350 до 1650 г. — длительный период наступания; в первой четверти XVIII в. — максимум наступания, с последней четверти и до 1800-х годов — сокращение. В первой половине XIX в. ледники вновь наступали, с середины же столетия начали уменьшаться в размерах. Признаков того, что отступание прекратилось, до 1947 г. не было.

В США ледники Скалистых гор непрерывно отступают с 1900 г. В 1950—1951 гг. только ледник Гринелл обнаружил активность. Есть основание думать, что в 1850-х годах ледники этого района наступали. Хорошим показателем длительного сокращения ледников в Каскадных горах оказался ледник Нисквалли на горе Рейнир: с 1750 по 1955 г. он непрерывно отступал, если не считать небольшой подвижки вперед в 1893—1907 гг. (Harrison, 1956). Другие ледники Каскадных гор отступают по крайней мере с середины XIX столетия. Однако в 1946 г. появились предвестники наступания на леднике Нисквалли: в верхней его части произошло увеличение толщины льда, и фронт этого вспучивания (волны) стал двигаться вниз по течению; в 1955 г. волна еще не

дошла до конца ледника, но в 1956 г. ледник уже наступал и скорость его движения возросла на 45% (Hoffman, 1958) Пять других ледников горы Рейнир перешли в наступление в 1953 г. В 1949—1955 гг. наступал и ледник Колмэн на горе Бэкер. В это же время процесс наступания охватил большинство ледников Каскадных гор.

По заключению Д. Лоуренса (Lawrence, 1952), имеются несомненные следы былого сильного развития ледников в северо-западной Америке (Британская Колумбия, Каскадные горы, Скалистые горы). Оно достигло своего максимума в первой половине XVIII в. — это был самый большой максимум за последние шесть столетий. С тех пор большинство ледников отступает, причем за последние 40 лет скорость отступания увеличилась втрое.

Таким образом, для материковой Северной Америки в целом с несомненностью устанавливаются два максимума: 1725—1750 гг. и 1830—1850 гг. Первая половина XX в. (1900—1950) на Аляске характеризуется наступанием многих ледников; эта тенденция с большим запозданием (1949—1955 гг., возможно, и дальше) перебрасывается и на другие горные системы Северной Америки.

118. Колебания полярных ледников. На Баффиновой Земле в районе ледникового купола Пенни есть следы более обширного развития ледников 150—200 лет тому назад (т. е. 1750 г.), а в районе купола Барнса — 300—400 лет тому назад, но с начала XX в. ледники здесь отступают. В настоящее время на ряде островов Канадского архипелага перед некоторыми ледниками нет ни морен, ни участков, лишенных растительности, — это, видимо, косвенное указание на современное их активное (наступательное) состояние. На Земле Свердрупа (о. Элсмир) ледники с 1861 по 1917 г. наступали.

Размеры ледников Ян-Майена с конца XVIII в. до середины XIX в. увеличивались. Наступание отмечено также в 1910—1920 и после 1954 г. (в 1961 г. оно еще продолжалось). В 1882—1910 и 1920—1953 гг. ледники отступали.

На Шпицбергене начало XVIII столетия ознаменовалось усилением оледенения. Эта фаза захватила и часть следующего века, после чего к 1860 г. констатируется уже сокращение. Ледник Норденшельда, непрерывно отступая с 1898 по 1948 г., сократился на 412 м (Шпайхер, 1958), ледник Вереншельд с 1920 по 1957 г. отступил на 1,5—2 км, а мощность его уменьшилась на 75 м (Kosiba, 1958). Однако некоторые ледники в 1900 г. обнаруживали активность.

В прекрасной сводке А. Вейдика (Weidick, 1959) приведены сведения о колебаниях ледников юго-западной Гренландии. Первый достоверный максимум был в 1750 г. (дата на-

чала наступания, приведшего к этому максимуму, не установлена). Возможно, что наступание продолжалось затем без перерывов до начала XX в. Во всяком случае, второй максимум зафиксирован около 1800 г. О периоде 1800—1850 гг., мало что известно. К концу его некоторые ледники находились в стадии наступания, однако не выяснено: было ли это новое наступание после некоторого сокращения ледника или просто продолжение без перерывов активной фазы 1800 года? С 1850 по 1900 г. ледники стационарны либо сокращались (по сравнению с их размерами в 1850 г.), а с 1900 по 1955 г. почти все отступали.

Судя по моренам, на северо-востоке Гренландии с середины XVIII до середины XIX в. ледники тоже занимали бóльшую площадь, чем теперь, а с 1890-х годов преимущественно отступали (Альманн).

Окраина гренландского ледникового покрова в целом к началу XX в. оставалась в том же положении, в каком она была в 1200 г., по данным одной старинной хроники.

Для иллюстрации колебаний ледников приведем сведения о замечательных подвижках ледника Якобсхавн. За 1851—1879 гг. он отступил на 6 км, к марту 1880 г. наступил на 1 км, к августу того же года сократился на 2 км, к 1883 г. — еще на 1,5 км и отступал вплоть до 1902 г. За период 1881—1902 гг. ледник стал короче на 11 км, а за время 1850—1931 гг. — на 15—20 км.

119. Колебания ледников в СССР. На Кавказе первая половина минувшего столетия была временем последнего максимального развития ледников: снеговая линия тогда лежала на 70—75 м ниже, чем современная. Повышение ее до нынешнего уровня вызвало почти непрерывное сокращение площади оледенения, нарушаемое только кратковременными задержками и небольшими наступаниями. Первый момент такого наступания (впрочем, далеко не повсеместного) приурочен к 1877—1887 гг., второй — к 1907—1914 гг. (Западный Кавказ) или к 1911—1913 гг. (к востоку от Эльбруса), третий — к 1927—1933 гг. (некоторые ледники Эльбруса и Баксана).

Сопоставление аэроснимков 1957 г. с картой 1887 г. показывает, что в течение 70 лет оледенение Эльбруса уменьшилось на 13,8 км^2 (Тушинский, 1958, стр. 8). В бассейнах Ингури и Риони за то же время — систематическое сокращение без каких-либо следов наступания (Церетели, 1959). Из сравнения крупномасштабных карт, опубликованных в периоды 1882—1910 гг. и 1946—1952 гг., выяснилось, что за 60-летний промежуток между съемками площадь ледников Большого Кавказа уменьшилась в целом на 193 км^2 (Иваньков, 1958а, 1959б).

За истекшее столетие ледники Кавказа отступили на 350—530 м (Хмаладзе, 1961, стр. 15). При этом в Западном и Восточном Кавказе отступание ледников в 1850—1930 гг. шло в 2—3 раза медленнее, чем в 1930—1960 гг., тогда как в Центральном Кавказе в первом указанном периоде ледники сокращались быстрее, чем во втором (Цомая, 1961).

На Алтае наступание ледников весьма отчетливо выражено около 1820-х, 1850-х и в 1880—1890-х годах. Разные ледники наступали также между 1911 и 1932 гг. (больше всего — около 1917—1918 гг.) (Тронов, 1949; Шнитников, 1961).

Что касается Средней Азии, то здесь ледники наступали с начала XX в.; особенно много указаний на их надвигание приходится на 1906—1915 гг. Но эти активные подвижки развивались на фоне общего угасания ледников, отчетливо обрисовавшегося на протяжении последних 40—60 лет (Забиров, 1959; Ильин, 1961). Ледник Зеравшанский с 1880 по 1946 г. отступал непрерывно, сократившись в левой части на 1357 м (Давыдов, 1952). Имеются косвенные признаки наступания ледников в 1880-е годы и несколько раньше. Так, ледник Федченко в 1868 г. наступал. Наступал он в 1910—1913 гг.; причиной этого считают землетрясение в районе Сареза, вызвавшее обвалы снега в фирновых областях*. С 1913 по 1957 г. ледник освободил площадь в 2,5 км^2, потеряв 0,125 км^3 льда (Чертанов, 1960).

П. А. Черкасов намечает в колебаниях ледников Средней Азии и Казахстана такие главные вехи: 1878—1880 гг. — наступание, 1900—1903 гг. — сильное сокращение, 1915—1918 гг. (в Заилийском Алатау 1908—1922. — *С. К.*) — наступание или стационарное состояние, 1930—1935 гг. — отступание, 1948—1950 гг. — замедление отступания, а некоторые ледники стационарны или даже слегка надвигаются (Колебания режима..., 1962, стр. 71).

Более подробные материалы о колебаниях ледников СССР до 30-х годов XX в. содержатся в моей специальной работе (1937).

120. Колебания ледников в других странах. Исследованием колебаний ледников в Каракоруме много занимались К. Мэсон (K. Mason, 1935) и Ф. Виссер (Visser, 1938). Здесь намечаются такие примерно периоды активизации ледников: 1810—1820, 1846—1855, 1890—1915 гг. После 1915 г. — устойчивое отступание. Один из эпизодов такого отступания: ледник Хасанабад в долине Хунзы оканчивался с 1929 г. на высоте 2220 м, а к 1954 г. исчез вовсе.

---

* Объяснение вряд ли верное, так как землетрясение было в 1911 г., а наступание ледника началось в 1910 г.

Ледники Гималаев с 1880-х годов в целом сокращаются; в 1945 г. сокращение еще продолжалось.

В Африке в горах Рувензори перед 1890 г. было, по-видимому, небольшое наступание ледников, но затем оно сменилось отступанием, особенно усилившимся с 1939 г. Здешние ледники с 1932 по 1950 г. заметно сократились. Между 1945 и 1952 гг. отступали также ледники Килиманджаро. На Кении в 1897 г. было 15 ледников, а к 1958 г. уцелело только 10. Самый большой ледник — ледник Льюиса — с 1926 по 1958 г. сократился на 310 м. По данным Ф. Чарнли (Journ. of Glaciol., № 26, 1959), общая история колебаний ледников Кении такова: в конце плейстоцена они отступали, поднявшись с высоты 3500 м до 4100 м, после чего с промежуточными стадиальными фазами продолжали подниматься до уровня, превысившего 4270 м. В период 1700—1900 гг. ледники вернулись к уровню 4270 м, т. е. наступали. С 1900 г. ледники Кении по сей день сокращаются.

В Новой Зеландии период сокращения ледников начался в 1865—1867 гг. (Harrington, 1952). Ледники группы Рангитата отступали по крайней мере до 1934 г., ледники Ракайя — до 1949 г., а вероятно, и позже. Ледник Ляйелла в истоках р. Ракайя с 1865 по 1949 г. сократился почти на 2 км, т. е. на четверть своей длины; ледник Рамзая между 1865 и 1911 г. потерял в своей нижней половине около 20 м мощности, а к 1949 г. это уменьшение достигло 60 м. Вместе с тем в середине XIX в. ледники наступали; фазы наступания прерывали общее отступание ледников также в 1890-х годах и в начале второй декады нашего столетия.

Насколько известно по отрывочным данным, в Южной Америке ледники Венесуэлы сокращались в 1885—1910 гг., в Колумбии — в 1939—1947 гг.; в центральном Чили период 1927—1947 гг. был временем наступания многих ледников, причем ледник Колина наступил на 4—5 км (1927), Рио-Музео — на 5 км (1935), Южный Хункаль — на 3 км (1947). Стремительное продвижение ледника Университад в 1943 г. носило характер «ледникового паводка» (см. § 124), за которым в 1946—1950 гг. последовало заметное отступание (Lliboutry, 1958a).

В Южной Патагонии в течение 1940—1952 гг. большинство ледников либо наступало, либо сохраняло стационарное положение (Lliboutry, 1953a).

121. Общий вывод о колебаниях ледников в историческое время. Ледники во всех странах мира находятся ныне в стадии генерального сокращения. Отступание — нормальное состояние современных ледников. В историческое время, по заключению С. Тораринсона, Д. Чарлзворта и других, периоды «высокого стояния» (Hochstand), т. е. наступания лед-

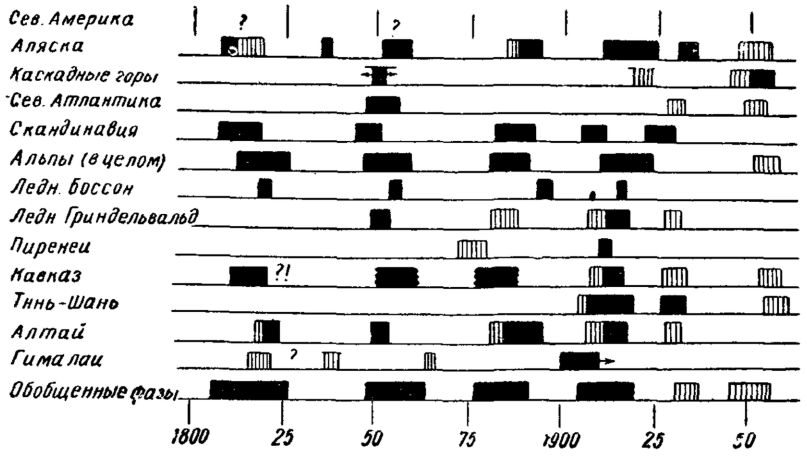

Рис. 107. Колебания ледников за 1800—1950 гг. *(по А. В. Шнитникову).*

По оси абсцисс — годы; заливкой — устойчивое наступание; штриховкой — наступание отдельных ледников

ников, были в начале XVII в., около середины XVIII в., в начале XIX в. и около середины XIX в. Согласно Х. В. Альманну (1953), возрождение ледников после климатического оптимума следует отнести к 500-м годам до н. э. Развиваясь на протяжении нескольких сот лет, оледенение затем к XIII—XIV вв. ослабело. Потом оно вновь усилилось, достигнув кульминации между первой половиной XVIII в. и 1900 г. По материалам обстоятельных сводок А. В. Шнитникова (1957 и др.), колебания ледников в целом отличались такими особенностями: с VI по II—I вв. до н. э. — фаза наступания ледников, с начала н. э. до XVI в. — регрессивная фаза; в XIV—XV вв. ледники занимали меньшую площадь, чем в последующие три столетия, которые (с XVI до середины XIX в.) были периодом интенсивного наступания. С середины или второй половины XIX в. (а местами уже с XVIII в.) начинается общее отступание. Оно усиливается в XX в. На этом широком и главном фоне происходят отдельные частные колебания противоположного знака: короткие фазы наступания были в 20-х, 50-х, 80—90-х годах XIX в. и в 10—20-х и 40—50-х годах XX в. Схема колебаний за последние полтораста лет дана на рис. 107 (А. В. Шнитников, 1961).

122. Амплитуда колебаний ледников. Устойчивые изменения конца ледника, если за ними следить из года в год, слагаются из небольших обычно величин: каждое лето ледник становится на несколько метров длиннее или короче, чем

в предыдущее. Так, величина годового отступания ледника Караугом в Дигории с 1884 по 1932 г. изменялась от 7 до 32 м.

Разумеется, никакого «канона» скоростей наступания или сокращения нет, оба процесса могут развиваться весьма стремительно. Мы видели (§ 117), что сокращение некоторых ледников на Аляске доходило в среднем до 400—800 м в год, а ледник Якобсхавн в Гренландии мог за 3 месяца 1880 г. наступить на 1 км, а за 4 следующих месяца того же года сократиться на 2 км.

Резкие сокращения ледников носят подчас катастрофический характер, но такого рода катастрофы наносят ущерб существованию самого ледника и редко — человеку. Иное дело внезапные и значительные наступания ледников: они являются подчас и для человека источником многих бедствий.

По данным Хейдна, ледник Хасанабад в Каракоруме в 1904 или 1905 г. на протяжении 2,5 месяца наступил на 10 км, т. е. надвигался не менее чем по 133 м в сутки. В том же Каракоруме 21 марта 1953 г. три ледника в верховьях долины Кутиах начали стремительно наступать, изливая в главную долину огромные массы льда. Скоро все три ледника слились. Объединенный ледник заполнил всю долину Кутиах и продолжал двигаться дальше с необычайной скоростью, ломая и погребая под собой великолепный лес. В начале мая фронт ледника достиг долины р. Стак и запрудил ее. 11 июня продвижение льда прекратилось, и началось медленное отступание ледника. Таким образом, за каких-нибудь 3 месяца в долине Кутиах возник ледник длиной в 12 км. Средняя скорость его наступания вниз по долине была 113 м в сутки, т. е. около 4,7 м/час. Знаменательно, что в это время другие ледники этого и соседних районов отступали (Desio, 1954).

Подобно леднику Кутиах вели себя некоторые ледники в Патагонии (например, в 1952—1953 гг. ледник Морено) и ледник Медвежий на Памире, который в 1951 г. за 2—3 дня (?) продвинулся вперед на 1 км (Забиров, 1955б, стр. 204), а в мае 1963 г. наступал по 150—50 м/сутки. В сентябре 1936 г. в Аляскинском хребте началось наступание ледника Блэк-Рэпидс, которое до февраля 1937 г. шло в среднем со скоростью 35 м в сутки и лишь в апреле несколько замедлилось (21 м/сутки). Максимальная величина надвигания доходила до 60—70 м/сутки. Позже в этом же году ледник остановился и начал отступать; к 1955 г. он сильно сократился против максимума, достигнутого в 1937 г.

На северном склоне Аляскинского хребта в Национальном парке горы Мак-Кинли огромный (63 км) ледник Мал-

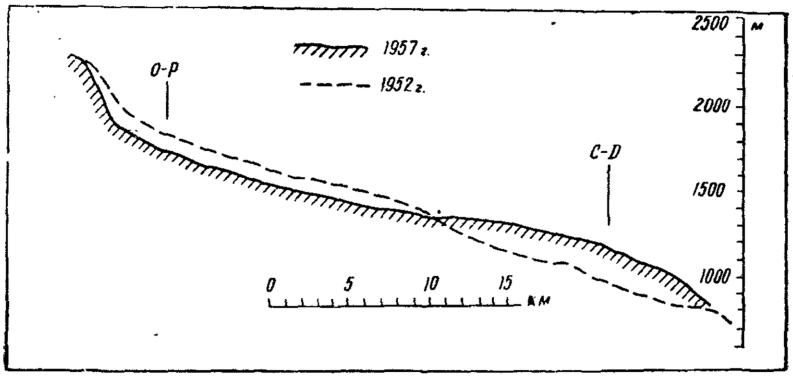

Рис. 108. Продольные профили поверхности ледника Малдроу в 1952 и 1957 гг. *(по О. Посту)*

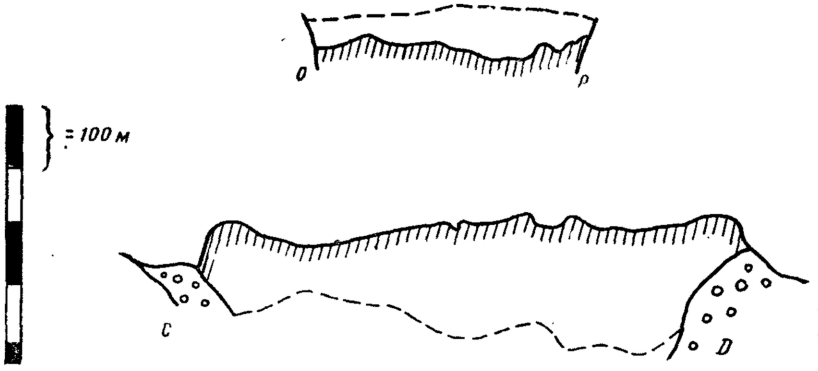

Рис. 109. Поперечные профили поверхности ледника Малдроу в 1952 и 1957 гг. *(по О. Посту)*. Положение профилей показано на рис. 108

дроу, после многих лет медленного сокращения, зимою 1956/57 г. внезапно начал наступать и за 8—9 месяцев продвинулся вперед на 6,6 км. Во время этого наступания в нижней части ледника на протяжении 22 км от конца поверхность ледника местами повысилась на 170 м, а в средней части на протяжении 25 км понизилась тоже местами на 170 м, а в среднем — на 45 м. Обе области — повышения и понижения поверхности — лежат ниже фирновой линии и занимают, соответственно, 67 и 100 км^2, но объем притока льда на первую и оттока со второй равны. Профили ледника до и после наступания показаны на рис. 108 и 109 (Post, 1960).

Очевидно, что подобные внезапные колебания выходят за пределы того, что может быть связано с обычными колебаниями климата, и нуждаются в особых объяснениях.

123. Некоторые общие закономерности в колебаниях ледников. Обобщая факты, Ф. Форель, (Forèl, 1881, 1884a) установил следующие основные закономерности колебаний ледников:

1. Закон больших периодов (loi de longue périodicité); ледники изменяются в размерах в течение периодов (циклов. — *С. К.*), охватывающих много лет: лет 10—20, например; они растут, затем столько же или больше времени сокращаются.

2. Закон всеобщности (loi de généralité): ледники имеют тенденцию наступать или отступать в один и тот же период.

3. Закон исключений (loi des exceptions). Однако полного единообразия в поведении ледников нет: в то время как большинство из них наступает или отступает, некоторые ведут себя противоположно.

4. Закон одновременности, или сопряженности (loi de simultanéitè): колебания ледников подчинены периодам (циклам.— *С. К.*), которые для всех ледников данной страны начинаются и оканчиваются почти одновременно.

5. Закон изменений объема (loi de variations de volume): меняется не только длина ледников, но также их ширина и мощность.

6. Закон одновременных колебаний соседних ледников (loi de variation simultanée des glaciers voisins): изменения объема начинаются почти одновременно у ледников одного и того же горного района. Если, например, в Альпах все ледники отступают, но в группе Монблана есть один наступающий, то вероятнее всего, что и остальные ледники Монблана тоже наступают.

7. Закон одновременных колебаний ледников, имеющих общий бассейн питания (loi de variation simultanée des glaciers jumeaux): если одно фирновое поле дает начало нескольким ледникам, последние изменяются аналогично и одновременно.

Как выяснилось впоследствии, законы эти не равноценны и далеко не всегда оправдываются. Под сомнением оказывается закон больших периодов, ибо часто бывает так, что в течение определенной фазы происходят также и мелкие колебания противоположного знака, которые задерживают или прерывают развитие данной фазы. В Исландии ледник Флаа-Йокуль за 12 лет испытал три наступания и три отступания, т. е. циклы были очень краткие.

Немало исключений и в законе сопряженных колебаний соседних ледников. Ледник Федченко с 1926 по 1932 г. отошел западным краем на 100 м, а ледник Нотгемейншафт с 1928 по 1933 г. своим восточным краем наступил на 375 м. С 1939 по 1946 г. казбекские ледники Орцвери (Гергетский)

и Абано отступили, соответственно, на 172 и 109 м, ледники Девдоракский и Чата наступили на 193 и 113 м (Санеблидзе, 1956). В Патагонских Андах в 1948 г. ледник Морено, впадающий в озеро Архентино, наступал, а соседний с ним (в 5 км к северу) ледник Амегино отступал (Nichols and Miller, 1952).

Седьмой закон тоже не всюду выдерживает проверку, хотя на первый взгляд он и представляется чуть ли не самым логичным из всех. На Аляске ледники Таку и Норрис берут начало в общем фирновом поле Джуно, но за 1916—1949 гг. Норрис очень сильно сократился, а Таку наступал.

Однако на основании всех этих несоответствий вряд ли верно считать законы Фореля имеющими уже только исторический интерес. Во многих случаях они хорошо оправдываются, в других же случаях отклонения от них, несомненно, кажущиеся, как это можно видеть из рассмотрения причин колебаний ледников (см. § 124). Законы Фореля подлежат дальнейшему уточнению.

124. О факторах колебаний ледников. Изменение размеров ледника обусловлено в первую очередь условиями аккумуляции и абляции вещества в нем. Аккумуляция определяется главным образом зимними условиями, абляция — летней температурой и облачностью. Идущие друг за другом холодные облачные годы и снежные зимы вызывают утолщение ледника в области аккумуляции, а это приводит к увеличению скорости движения льда и к наступанию ледника. После ряда теплых ясных лет и сухих зим толщина ледника в области аккумуляции уменьшится, снизится и скорость движения льда: ледник станет отступать.

Последствия перемены режима аккумуляции распространяются вниз по леднику волнообразно и сравнительно медленно. *В первом приближении* можно считать, что скорость этого распространения равна скорости движения ледника. При годовой скорости льда в 100 м частица снега, выпавшая на фирне, достигнет конца ледника длиною в 10 км только через столетие. Значит, колебания ледников представляют собой запоздавшее во времени отражение климатических перемен в бассейне питания: конец ледника регистрирует не данную стадию метеорологической обстановки фирнового поля, а ту, которая уже фактически миновала. Этой медлительностью аккомодации ледников можно объяснить диаметрально противоположное состояние соседних ледников. Например, два смежных правых притока ледника Хиспар (в Каракоруме) — Лак и Чур — вели себя одно время по-разному: Лак отступал, Чур наступал. Разгадка в том, что Лак почти вдвое длиннее Чура, и большой приток вещества в бассейнах питания обоих ледников (следствие

ряда обильных осадками лет) на конце короткого ледника уже сказался, а на более длинном — не успел: мощная «ледяная волна» на Лаке (в момент его исследования) находилась еще где-то на полпути до конца ледника.

Стремительное наступание ледника Блэк-Рэпидс, описанное в § 122, Р. Флинт (Flint, 1957, стр. 23) объясняет обильными снегопадами 1929—1932 гг. в фирновой области ледника: на конце ледника, отстоящем от его начала на 16 км, увеличение питания сказалось через 7 лет (1936). Внезапным притоком питания (в форме мощных лавин) объясняют и образование феноменального ледника Кутиах (см. § 122).

Гляциологи, однако, давно обратили внимание на то, что изменения режима аккумуляции распространяются вниз по леднику *быстрее,* чем движется лед. По Р. Шарпу (Sharp, 1954, стр. 832), когда аккумуляция в фирновой области возрастает, возникают волны увеличенной мощности, или волны вспучивания (waves of intumescence), которые движутся вниз по леднику независимо от нормального движения последнего и в 3—8 раз быстрее, чем при помощи этого нормального движения вещество могло бы быть перенесено от фирнового бассейна к концу ледника. В 1946 г. заметили увеличение толщины льда в истоках ледника Нисквалли (гора Рейнир в США) и стали ежегодно измерять продвижение фронта вспучивания: скорость его в верхней части ледника оказалась 213 м/год, т. е. вдвое быстрее движения поверхностных слоев льда.

Возникновение и распространение подобных волн Р. Тарр (Tarr, 1910) назвал *ледниковым паводком* (the glacier flood). Попытки математического обоснования теории ледникового паводка или кинематических волн на ледниках принадлежат Л. Марки (Marchi, 1911), Вэртману (Weertman, 1958), Д. Наю (Nye, 1958, 1958в), Л. Ллибутри (Lliboutry, 1958г).

Кинематическая волна не связана с переносом вещества: она представляет собой процесс распространения некоторого возмущения (изменения состояния) в какой-нибудь среде со скоростью, отличной от скорости движения самой среды. Согласно Д. Наю (Nye, 1960), скорость c распространения кинематических волн на ледниках определяется уравнением:

$$c = (n + 1)(U_0 - U_в) + (m + 1)U_в,$$

где n=3—4, $m=(n+1):2$, U_0 — скорость движения поверхностных слоев льда, $U_в$ — скорость скольжения ледника по ложу.

На режим ледников должен воздействовать не только климат их фирновых областей, но и климат тех районов, куда спускаются ледниковые языки. Стало быть, вторым основным фактором, регулирующим поведение ледников, будут изменения режима абляции.

Заранее можно предугадать, что соотношения между абляцией и притоком льда из фирнового бассейна не очень простые.

Если фирновые поля из года в год получают одно и то же количество снега, то от фирна к концу ледника устанавливается непрерывный и равномерный ток вещества. В подобных условиях положение конца (или края) ледника зависело бы только от изменения абляции. Если, наоборот, осадки поступают в фирновый бассейн неравномерно, а процессы абляции стабилизованы, тогда, очевидно, положение конца (края) ледника зависело бы только от изменения питания. Сложность заключается в том, что могут меняться параллельно и условия питания, и режим абляции, а кроме того, изменение питания фирнов проявляется на конце ледника не сразу. Допустим, что в фирновом бассейне в течение 10 лет были обильные снегопады, а в следующие 10 лет снега очень мало. Под влиянием значительной прибыли снега огромная порция его будет выброшена в канал истечения и достигнет конца ледника через несколько лет. Понятно, что если обильное снегом десятилетие образует в подаче вещества как бы гребень волны, то следующий бедный осадками период вызовет в этой подаче как бы депрессию. И тут уже поведение конца ледника будет зависеть не только от абляции, но и от того, что именно в данный момент подойдет к концу — гребень или депрессия. В первом случае даже усиленная против обычного абляция подчас не сможет приостановить наступания ледника. Во втором случае даже ослабление абляции не поможет леднику удержаться хотя бы в стационарном положении, и он будет отступать.

При непрерывных и сопряженных изменениях условий питания и абляции картина колебаний ледников станет еще труднее для расшифровки. Так, потепление климата может вызвать отступание нижних частей ледника и наступание верхних (ибо потепление сопровождается обычно увеличением количества осадков).

Нет ничего удивительного, что в ряде конкретных случаев не удается установить причины колебаний ледников и отделить главное от второстепенного, ибо: 1) роль условий питания может быть сильнее, чем роль абляции, 2) абляция может сказываться резче, чем условия питания, 3) к влиянию температуры и осадков могут примешиваться еще и побочные «неклиматические» деятели.

Из таких побочных факторов отметим прежде всего форму бассейна аккумуляции и канала стока. В зависимости от этого ледники оказываются либо особенно чувствительными к изменениям условий питания (glaciers nivométres, по терминологии Жакоба и Флюзена), либо к абляции (glaciers fusiomètres). В первую категорию входят ледники с обширным фирновым полем и коротким языком. Порция льда, поступающая при избытке вещества в русло,

доходит до конца настолько быстро, что абляция не успевает с нею справиться. Ко второй группе принадлежат глетчеры с умеренной величины фирновым бассейном и очень большой областью стока. При избытке питания фирны «вздуваются», но волна, выброшенная в русло, часто даже не доходит до конца ледника, будучи разрушенной на пути таянием.

Ледник с фирновым полем, захватывающим большую шкалу высот, менее чувствителен к потеплению климата, чем ледник, область питания которого имеет по высоте меньшее распространение; первый начнет отступать позже, чем второй.

Ледники с узким выводным каналом испытывают более сильные колебания, чем ледники в широких долинах. В сложных организмах, состоящих из многих ветвей, морфологические особенности и условия питания и расхода каждого из притоков, сказываясь индивидуально, создают в сумме очень неясную картину. Если несколько ледников соприкасаются своими снежниками, то в годы, обильные осадками и, стало быть, характеризующиеся высоким уровнем фирнов, лед может заливаться в соседний бассейн; в годы низкого уровня эта «помощь» в питании прекращается. От формы горных вершин, обрамляющих фирновое поле, зависит интенсивность дополнительного питания ледника лавинами.

Важным фактором в поведении ледников является их экспозиция: экспозиция ледникового языка отражается на абляции, экспозиция фирновой области — на накоплении. На склонах, обращенных к солнцу, таяние сильнее. Затененная горными склонами часть ледника лучше сохраняется, чем освещенная; иногда поэтому теневая половина ледника наступает, а открытая солнцу — отступает. Фирны, обращенные навстречу влажным токам воздуха, получают более обильное питание, чем фирны, загороженные от этих течений скалами. Таким образом, одно и то же влажное воздушное течение «воспринимается» различно ориентированными снеговыми полями по-разному.

На колебание ледников влияет и степень развития на них моренного покрова, т. е. плаща землистого и каменного материала, предохраняющего лед от таяния. Показателен в этом отношении ледник Шхельды (верховья Баксана). Почти весь язык его засыпан обломками горных пород в результате обвала, случившегося в 60-х годах прошлого столетия. И в то время когда другие ледники Кавказа сокращались, Шхельды оставался стационарным или наступал*.

* П. В. Ковалев (1961а) подвергает сомнению обвальное происхождение поверхностной морены ледника Шхельды. С 1925 г. ледник отступает.

Сильно засоренные ледники залегают чаще всего в глубоких долинах, огороженных крутыми и высокими склонами. От таяния они оберегаются и мореной, и тенью, а поэтому отступают медленно, могут наступать, несмотря на сокращение других ледников, и, наконец, выдвигаются на очень низкие уровни.

В отношении колебаний длительного периода нельзя игнорировать тектонические поднятия и опускания. Отступающие ледники, поднимаемые с местностью, превращаются в наступающие, тогда как ледники, не затронутые этим процессом, продолжают сокращаться. Вместе с тем не следует и переоценивать этот фактор: перемещения литосферы вряд ли происходят с такой частотой, какая отвечала бы частоте колебаний ледников; кроме того, даже для небольших изменений климата (например, температуры) требуются очень значительные вертикальные подвижки земной коры.

Сказываются на колебаниях ледников и вулканические явления. Выпавший вулканический пепел, в зависимости от того, какова толщина его слоя, в одних случаях (толстый слой) защитит ледники от таяния и позволит им наступать, в других случаях (тонкий слой) будет содействовать абляции и отступанию ледника. При усилении вулканической активности возможно изменение геотермического градиента под некоторыми ледниками, лежащими на склонах вулкана. Повышение температуры в основании ледника на первых порах должно ускорить движение ледника, вызвать его наступание, так как существующее в придонных слоях ледника напряжение сдвига окажется больше, чем это нужно для движения ледника при новой, более высокой температуре. Однако возможно, что непрерывное и обильное поступление вулканического тепла приведет в конце концов к усиленному таянию и сокращению ледника.

В тесной связи с причинами тектонического характера находится влияние землетрясений на режим ледников. Ледники залива Якутат до 1905 г. сокращались, но в 1906—1909 гг. многие из них очень сильно наступали (например, ледник Хидн — на 3 км). Это явление было стимулировано, по мнению Р. Тарра, землетрясением 1899 г., которое привело к увеличению числа обвалов снега в горах и способствовало колоссальному притоку вещества в фирновые бассейны. А прибыль передавалась на конец каждого ледника в виде волны, распространявшейся гораздо быстрее, чем движется лед (ледниковый паводок). Впоследствии М. Миллер (Miller, 1958б) показал, что главная причина описанного выше наступания ледников залива Якутат была климатическая (ненормально высокое — от 2,6 до 3,6 м в год — количество осадков в 1881—1887 гг.). Тем не менее в других случаях

землетрясения могут действительно оказывать некоторое дополнительное влияние на колебания ледников, особенно если орографические условия и заснеженность обрамления верховьев ледника способствуют возникновению здесь лавин.

Поведение ледников может регулироваться и *динамическими причинами*. Эта идея была выдвинута Э. Рихтером в 1883 г. Суть ее в том, что материал, поступающий в фирновый бассейн, расходуется оттуда не непрерывно, а скачками. Лед из фирновой мульды не вытекает до тех пор, пока его не окажется достаточно для преодоления инерции ледника и трения о ложе. Снежные годы вызывают набухание фирновых бассейнов, напоминающее подъем уровня воды в озере. Когда накопление льда достигнет некоторого критического предела, лед быстро вытекает из фирновой области, ледниковые языки под влиянием притока вещества из верховьев удлиняются и энергично наступают. Впоследствии количество льда в фирновом поле (в результате абляции и выброса в область стока) уменьшается, и его уже не хватает для преодоления инерции и трения. В этот период ледник отступает. В обшем весь механизм можно сравнить с действием перемежающегося источника.

Опираясь на теорию перемежающегося истечения, довольно легко истолковать и те случаи, когда наблюдается надвигание ледника, несмотря на уменьшение толщины фирна: хотя мощность фирна стала меньше, но льда в языках еще много. Эту же теорию применил О. Пост (Post, 1960) для объяснения внезапного наступания ледника Малдроу (см. § 122). В средней части этого ледника создается как бы резервуар, наполняемый в течение ряда лет льдом притоков, тогда как концевая часть ледника срезается абляцией. По достижении некоторого критического наполнения ледник делается неустойчивым, и возникает внезапная короткая подвижка льда. Она настолько истощает резервуар, что после ее завершения лед на конце ледника становится фактически неподвижным (мертвым). Затем процесс повторяется.

На этом примере мы видим, что колебания ледников зависят также и от процессов, протекающих в самом леднике. К числу таких процессов относится, в частности, *подпруживание ледников*, т. е. поднятие их поверхности (Тронов, 1954а, стр. 137—184). Подпруживание может быть вызвано разными причинами: 1) переходом обширного фирнового бассейна в узкий канал истечения; это вызовет увеличение размеров ледника без какого-либо вмешательства климата; 2) конвергенцией ледников; 3) движением ледника по длинной, узкой и пологой долине; 4) наличием отдельных сужений в долине; 5) постепенным сужением поперечного профиля ледника; 6) переломом продольного профиля

от крутого к пологому; 7) крупными неровностями ледникового ложа; 8) большой загрузкой ледникового языка мореной; 9) повышением коэффициента вязкости льда (из-за понижения температуры льда). Подпруживание или его ликвидация усиливает либо ослабляет влияние на ледник опускания или поднятия снеговой границы, т. е. видоизменяет колебания ледников, обусловленные климатом и рельефом.

Дж. Наю (Nye, 1960, 1961) принадлежит первый опыт математического анализа реакции ледников на колебания климата и на сезонные изменения режима аккумуляции.

Ледник (или ледниковый щит), движущийся по наклонному ложу, рассматривается как одномерная система течения, которая на своем протяжении постоянно либо получает вещество (аккумуляция снега), либо его теряет (абляция).

Рассмотрим стационарный ледник, для которого характерна некоторая осредненная (за год или более длительный период) скорость аккумуляции a_0. Пусть скорость аккумуляции станет внезапно и постоянно возрастать до какой-то новой устойчивой величины (что означает понижение снеговой границы). Толщина ледника тотчас всюду начнет увеличиваться. Оказывается, выше фирновой линии (т. е. там, где течение растягивающее) увеличение толщины ледника носит устойчивый характер, ниже этой линии (т. е. на участке сжимающего течения) — неустойчивый: ледник в фирновой области через некоторое время достигает нового уравновешенного состояния, тогда как в зоне абляции он к такому состоянию не приходит, мощность его здесь имеет тенденцию расти и дальше, вследствие чего увеличение толщины льда, порожденное дополнительной аккумуляцией, на ледниковом языке будет больше, чем в фирновом бассейне. Район фирновой границы, где обнаруживается разница в особенностях нарастания мощности на верхнем и нижнем участках ледника, становится местом возникновения волн изменения мощности, которые распространяются вниз по леднику со скоростью, в 3—5 раз превышающей скорость движения поверхностных слоев самого льда. Скорости волны и льда будут равными только на конце ледника. Путем распространения кинематических волн неустойчивость увеличения толщины льда на ледниковом языке снимается: подход волны замедляет поднятие поверхности ледника и в конечном счете здесь достигается новый уровень равновесия.

Если аккумуляция на леднике внезапно уменьшится так, что станет величиной отрицательной, тогда поверхность ледника будет понижаться тоже повсеместно, но в нижней части ледника быстрее, чем в верхней. В результате на фирновой границе опять возникнет кинематическая волна — на этот раз по причине большей мощности ледника в его верхнем участке.

Легко видеть, что реакция области питания ледника на колебания климата* или сезонные изменения режима аккумуляции всегда прямая. Но в области сжимающего течения местная прямая реакция осложнена приходом кинематических волн с верхнего бьефа. Оттого поведение конца ледника (его наступание или отступание) определяется интерференцией местной реакции и странствующей волны.

Зависимость между увеличением a_1 скорости аккумуляции и удлинением L_1 ледника может быть выражена формулой:

$$\frac{L_1}{L_0} = -\frac{a_1}{A_0},$$

---

* Выводы теории не зависят от того, происходит ли изменение аккумуляции (абляции) вследствие изменения количества осадков или изменения температуры.

где L_0 — длина стационарного ледника, $-A_0$ — скорость абляции на его конце. Пример: при скорости абляции 5 м/год и $a_1=0{,}5$ м/год тело ледника удлинится на 10%.

Высота стационарного ледника пропорциональна $a_0 \cdot 1/(2m+1)$, где $m=2$. Стало быть, увеличение аккумуляция на 10% в год дает $\frac{10}{2m+1}$ % увеличения мощности.

Насколько быстро реагирует ледник на циклические колебания климата и на чередование зимы и лета?

В больших ледниковых щитах (Антарктида, Гренландия), как показал Дж. Най, сезонные изменения аккумуляции не влияют на расход льда в щите, так как могут отразиться на нем только через 5000 лет. При климатических циклах большой длительности максимум мощности щита запаздывает относительно максимума скорости аккумуляции тоже примерно на 5000 лет. Горные ледники отвечают на изменение скорости аккумуляции гораздо быстрее. Характерное для них время реакции на климатические колебания равно приблизительно $1:3r_0$, где r_0 — скорость продольной деформации ледника (положительная или отрицательная, в зависимости от наличия растягивающего или сжимающего течения). Величина r_0 меняется на леднике от места к месту, но ее типичное значение — от 0,1 до 0 01 в год; следовательно, время реакции ледника на изменения климата колеблется от 3 до 30 лет. Сезонные же изменения аккумуляции сказываются на толщине ледника почти немедленно; если максимум аккумуляции зимой, то максимум толщины весной.

125. О климатических циклах. Из материалов § 115—121 с несомненностью вытекает циклический характер колебаний ледников на всем земном шаре. Поскольку колебания ледников зависят главным образом от климатических условий, можно предполагать, что цикличность поведения ледников отражает какую-то цикличность (обычно говорят — периодичность) и в изменениях климата.

Э. Брюкнер нашел, что период колебаний климата в Европе охватывает 35,5 лет. За это время сменяют друг друга две эпохи: сырая и холодная, сухая и теплая. Длительность каждой эпохи 10—25 лет, каждого периода 20—50 лет, так что 35,5 лет есть цифра средняя. Разница между сухими и влажными эпохами около 20% в количестве осадков, а по температуре около 0,5°.

Эпохи Брюкнера не универсальны. По Брюкнеру, например, 1350—1370 гг. были на Земле холодными и влажными, а М. А. Боголепов (1928) на основании изучения русских летописей показал, что в России эта пора была сухая и жаркая.

А. Дуглас, изучавший годичные кольца на пнях мамонтова дерева возрастом 3200 лет, пришел к заключению, что периоды колебаний климата выражаются числами, кратными 11; наиболее отчетливый период — столетний (9×11).

М. А. Боголепов считает, что в историческое время в климате Земли обнаруживаются «возмущения», носящие периодический характер. Наиболее постоянны волны возму-

щений, период которых равен 33 годам. На фоне их проявляются более мелкие волны с периодом в 11лет, а на фоне последних — еще более мелкие с периодом 3,5—3,8 лет. По М. А. Боголепову, периодических колебаний температуры не удается установить ни в доисторическое, ни в наше время, но зато «свидетельства о периодических изменениях уровня рек, озер, болот, ледников и снежников до такой степени согласны, разнообразны и простираются на такой огромный промежуток времени, что в существовании периодических колебаний осадков нельзя сомневаться».

Указанные выше короткие (20—50 лет) колебания климата получили название *внутривековых*. Однако по ряду косвенных признаков удается установить и более продолжительные, «сверхвековые» циклы колебаний.

Наиболее интересные исследования по этой проблеме выполнены для всего северного полушария А. В. Шнитниковым (1957, 1961). Автор установил существование ритмов продолжительностью по 1800—1900 лет, причем в каждом таком ритме по две фазы: фаза прохладно-влажного климата длительностью всего 300—500 лет, в течение которой усиливается оледенение, увеличивается сток рек, повышается уровень озер, и фаза сухого и теплого климата продолжительностью свыше 1000 лет, когда ледники отступают, реки мелеют, уровень озер понижается. Внутривековые ритмы развертываются на фоне этих сверхвековых; в случае интерференции разных ритмов они либо усиливают, либо ослабляют друг друга.

Наука находится пока в стадии простой констатации климатических циклов. Это интересно и практически важно. так как может служить целям прогноза колебаний климата на будущее. Но гораздо важнее найти причины циклических колебаний. Насколько можно судить, до этого еще далеко.

ГЛАВА X

О РАЗВИТИИ ЛЕДНИКОВ

Колебания ледников, т. е. изменения их состояния в короткие промежутки времени, — это лишь элементы более продолжительного их развития, неразрывно связанные с историей оледенения страны. История оледенения слагается из проявлений короткосрочной динамики ледников, которые, суммируясь во времени, приводят и к качественным превращениям ледников, т. е. к переходу их из одного типа в другой. Развитие ледников при этом не просто подчиняется переменам климата и прочим внешним воздействиям — оно является также и результатом саморазвития, т. е. влияния собственных свойств ледников (Тронов, 1954а, 1962б).

126. Изменение размеров ледников в зависимости от высоты фирновой линии. Причина отступания и наступания ледников лежит в таких изменениях условий аккумуляции и абляции, которые ведут к изменениям положения снеговой (стало быть, к фирновой) границы.

Зависимость размеров (длины) горного ледника от высоты снеговой линии М. В. Тронов (1960, стр. 62) дает в виде такого уравнения:

$$dl = \frac{dh}{\sin \alpha} + \frac{dz}{\operatorname{tg} \alpha},$$

где dl — увеличение длины ледника (считается от верха гребня склона до снеговой линии), dh — понижение снеговой линии, α — наклон горного склона, на котором лежит ледник, dz — увеличение толщины ледника.

Определением зависимости размеров ледника от положения фирновой линии занимался также Каллендар (Callendar, 1950). Речь идет у него о ледниках с однообразным уклоном и одинаковой на большом протяжении шириной и о небольших изменениях фирновой линии, обусловленных преимущественно колебаниями температуры, возникшими после многолетнего климатического равновесия.

Если dh — изменение высоты фирновой линии, S — уклон на единицу расстояния в том же районе (в относительных величинах, например, 0,15 и т. п.), тогда смещение фирновой линии вдоль ледника будет $dh : S$.

Обозначив через W_0 среднюю ширину ледника в районе фирновой линии, мало меняющуюся с высотою, получим выражение для изменения площади аккумуляции ледника:

$$dAc = W_0 \frac{dh}{S} . \tag{1}$$

Когда ледник в равновесии, то при небольших смещениях фирновой линии отношение площади абляции к площади аккумуляции будет примерно постоянным:

$$Ab : Ac = \text{const} = r,$$

$$dAb = r \cdot dAc . \tag{2}$$

Изменение всей площади ледника, dA, равно сумме (1) и (2):

$$dA = W_0 \frac{dh}{S} (1 + r) . \tag{3}$$

Чтобы судить об изменении длины ледника, обозначим через W среднюю ширину в нижней части ледникового языка на протяжении l и примем отношение ширины к длине (W/L) постоянным между периодами, когда ледник находится в равновесии. Тогда

$$\frac{dA}{dl} = 2W . \tag{4}$$

Из (3) и (4) получим:

$$dl = \frac{W_0 \, dh}{2WS} (1 + r) . \tag{5}$$

127. Зависимость между состоянием ледника и балансом вещества в леднике. Как уже отмечено, развитие ледников и их динамика определяются не только климатом и рельефом, но и собственными свойствами развития ледников. Ледник может воздействовать на климат и рельеф таким образом, что это изменит условия аккумуляции и абляции. Без изучения закономерностей саморазвития ледника нельзя и получить вполне точной картины его развития. Эта мысль кратко воплощена М. В. Троновым (1959а, 1959б и др.) в общей формуле:

$$B = f(k, r, g) ,$$

где B — баланс ледника, k — климат, r — рельеф, g — особенности ледника.

Будем считать нулевой баланс ледника (т. е. когда приход вещества в нем равен расходу) нормальным балансом. Изменения климата ведут к нарушению баланса, делая последний положительным или отрицательным. А это нарушение уравновешивается изменением размеров ледника; при помощи этого изменения ледник стремится вернуться к нулевому балансу.

Баланс становится положительным при снижении снеговой линии. Тогда ледник увеличивается в размерах, в связи с чем увеличивается по причине роста площади абляции и расходная часть баланса, происходит выравнивание баланса, завершающееся достижением нулевого баланса при определенных размерах ледника. С повышением снеговой границы создается отрицательный баланс ледника. Ледник сокращается в размерах, уменьшается расходная часть (из-за уменьшения площади абляции), что со временем приводит к восстановлению нулевого баланса. Как видим, в обоих случаях ледник действует в сторону, противоположную действию климата, который нарушает равновесие, ледник же восстанавливает это равновесие.

Приведем еще примеры воздействия состояния ледника на его баланс.

Ослабление либо усиление абляции может быть вызвано изменением состояния ледниковой поверхности (выпадение летнего снега, обильные отложения пыли, развитие моренного покрова). При нарушении целостности ледника и расчленении ледникового тела усиливается абляция — это сокращает оледенение. Положительный баланс поддерживается подпруживанием ледников — т. е. поднятием их поверхности. Поднятие либо опускание поверхности ледника (изменение его мощности) смещает снеговую границу вверх или вниз, в результате чего меняется ледниковый коэффициент, а в соответствии с этим — и соотношение процессов накопления и траты вещества. Изменение скорости движения ледника тоже влечет перемену значения баланса и т. д. (Тронов, 1960).

128. Балансовые кривые. Для выражения зависимости между балансом аккумуляции — абляции и размерами ледника М. В. Тронов (1959а, 1959б и др.) предложил строить так называемые балансовые кривые, основанные на формуле, приведенной в § 127. Значение баланса откладывают по оси абсцисс, значение размеров ледника (характеризуемых, по усмотрению, либо его длиной, либо площадью, мощностью, объемом) — по оси ординат. Путем построения балансовых кривых можно обнаружить общие закономерности в ходе развития ледников.

Приводим лишь простейшие примеры построения балансовых кривых; читателей, интересующихся подробностями, отсылаем к упомянутым работам М. В. Тронова.

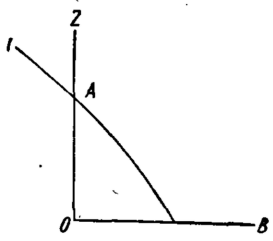

Рис. 110. Построение балансовых кривых простой формы *(по М. В. Тронову)*

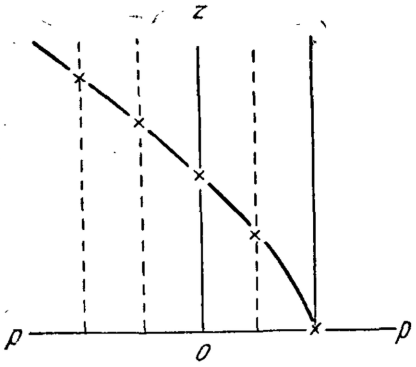

Рис. 112. Простая балансовая кривая в случае изменения климата *(по М. В. Тронову)*

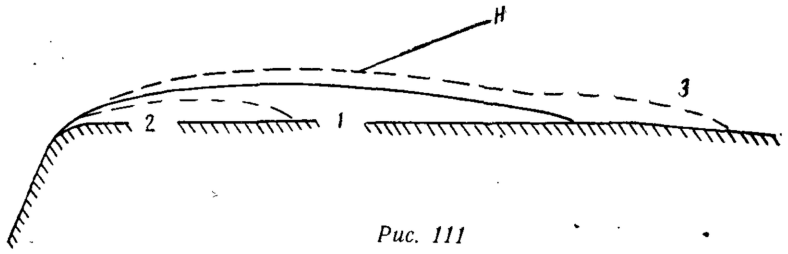

Рис. 111

Первый пример: климат не меняется (т. е. снеговая граница стабильна), а изменяются размеры ледника (например, длина). Строим график, откладывая по оси абсцисс величины баланса ледника, по оси ординат — длину ледника (рис. 110). При стационарном положении ледника (баланс равен нулю) балансовая кривая пересекается с осью ординат в точке *A*. На кривой видно: если размеры ледника уменьшаются, то возникает положительный баланс (балансовая кривая опускается вправо от оси ординат); если размеры ледника увеличиваются, то возникает отрицательный баланс (балансовая кривая выше точки ее пересечения с осью ординат отклоняется влево). Физическое объяснение этому дано на рис. 111, где *H* — неизменная высота снеговой границы и *1* — стационарное положение ледника. Если ледник сократился до положения 2, то область его абляции уменьшится, и баланс станет положительным. Если ледник увеличится до положения 3, получится обратная картина.

Второй пример: изменения климата можно изобразить, перемещая ось ординат (т. е. линию нулевого баланса) вправо и влево (рис. 112). Получается кривая той же формы, что и на рис. 110, только по оси абсцисс откладываются в согласованном масштабе сразу две величины: положительная разность оледенения (т. е. разница между высотой гребня хребта и уровнем снеговой границы) и величина баланса *p*. Перемещение оси ординат влево означает переход нулевого баланса в положительный*, т. е. по-

* При соблюдении тех же размеров ледника, при которых на рис. 110 баланс был равен нулю.

нижение снеговой границы; перемещение оси вправо равноценно повышению снеговой границы, т. е. переходу к отрицательному балансу.

129. Цикл оледенения. Американский гляциолог В. Г. Хоббс (Hobbs, 1910, 1935) выдвинул плодотворную идею эволюции ледниковых организмов и ввел понятие *цикла оледенения* (cycle of glaciation), подразумевая под этим известную последовательность климатических изменений: ледники в определенных условиях зарождаются, достигают своего наибольшего развития, а затем, когда обстановка изменяется, отмирают.

Цикл оледенения В. Хоббс подразделяет на две фазы: *прогрессивную* (advancing hemicycle) и *регрессивную* (receding hemicycle).

Прогрессивная фаза оледенения характеризуется тем, что на определенной территории все бóльшая и бóльшая площадь последовательно захватывается ледниками. Если местность представляет плато, то на ней сразу начинается образование ледникового щита, и его развитие сводится к увеличению размеров. Если же местность горная, то зародышевые ледники, возникшие на самых высоких точках рельефа, неуклонно превращаются в более крупные и более сложные ледниковые тела. Ледники вершин и склонов переливаются в долины, образуя долинные ледники; последние, увеличиваясь в размерах, объединяются в верховьях. Концы их, выползая из гор на предгорную равнину, тоже сливаются в огромные ледники горных подножий. В дальнейшем массы льда покрывают горную страну все сильнее и сильнее: погребаются подо льдом не только долины и перевалы между ними, но и вершины. Только самые высокие из них торчат в одиночку или группами над огромным снежным полем, поверхность которого в сглаженной форме отражает неровности закрытого льдом рельефа. Затем снег похоронит и эти вершины; мощность льда станет больше, чем неровности рельефа, и возникает ледниковый щит с характерной для него равновесной плосковыпуклой поверхностью.

Анализируя эту схему, можно прийти к выводу, что, усложняясь, ледники приобретают новые качества. Сперва усложняются ледниковые тела, их индивидуальность при этом не нарушается; затем ледники сливаются в своеобразные системы, как бы колонии, где уже индивидуальные черты стираются, и жизнь отдельных компонентов существенно зависит от жизни остальных. Наконец, при слиянии систем образуются новые сверхмощные индивидуумы — ледниковые щиты.

Отмирание ледниковых покровов в регрессивную фазу оледенения в зависимости от конкретной географической обстановки происходит по-разному. В одних случаях ледниковый щит, сохраняя долгое время способность к движению,

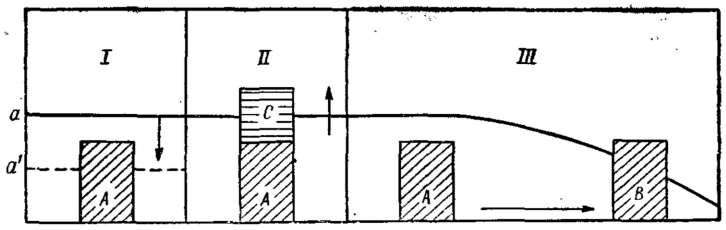

Рис. 113

просто сокращается в размерах по направлению от краев к центру в силу того, что абляция на краях оказывается сильнее, чем приток льда из области питания. Тут, по-видимому, можно было бы проследить развертывающиеся в обратном порядке (хотя и со специфическими особенностями) стадии и формы ледников прогрессивной фазы. В других случаях ледниковые покровы умирают, становясь тоньше, одновременно и в центре, и по краям. Это ослабляет, а затем и прекращает движение льда, вся масса льда становится мертвой и распадается на части, каждой из которых в свою очередь суждено подвергнуться дальнейшему разрушению и уничтожению.

Не всякое прогрессирующее оледенение должно обязательно дойти до стадии ледниковых щитов. Равным образом и регрессивная фаза может быть на любой стадии обрезана возобновлением наступания ледников.

Некоторым подобием прогрессивной и регрессивной фаз ледникового цикла являются современные колебания (наступания и отступания) ледников, что и не удивительно, так как оба эти процесса теснейшим образом связаны: господство и развитие положительных колебаний со временем выливается в прогрессивную фазу ледникового цикла, господство и развитие отрицательных колебаний знаменует регрессивную фазу оледенения. В настоящее время мы живем, несомненно, в регрессивную фазу ледникового цикла, и все наблюдающиеся формы ледников в подавляющем большинстве своем суть формы, характерные для отмирания процессов оледенения.

Ледниковый цикл в какой-нибудь местности, лишенной ледников, начинается лишь после того, как ее рельеф войдет в соприкосновение с хионосферой и образуется снеговая линия. Теоретически допустимы два случая: либо местность переместится навстречу хионосфере, либо последняя опустится до встречи с наиболее выдающимися точками местности. Изложенное представлено на рис. 113. На схеме *I* участок *A* подвергается оледенению вследствие опускания границы хионосферы с уровня *a* на более низкий уровень *a'* (следствие

изменений климата, охватывающих очень обширные территории). На схемах *II* и *III* высота границы хионосферы не меняется, но участок *A* либо поднимается до пересечения с нею на дополнительную высоту *C*, либо, не увеличиваясь в высоте, передвигается в горизонтальном направлении в положение *B*, где внедряется в хионосферу; главную роль тут играют тектонические движения, которые приводят к местному изменению климата в сторону, благоприятствующую оледенению (Калесник, 1939, стр. 297).

По мысли М. В. Тронова (1960, стр. 88 и след.), соприкосновение земной поверхности с хионосферой вызовет не только появление ледников, но их дальнейшее развитие, хотя бы климат потом и не менялся в сторону, благоприятствующую оледенению. Дело тут в факторе подстилающей поверхности: сначала с хионосферой войдет в контакт каменная подстилающая поверхность, но когда на ней накопится снег, образуется снежно-ледяная, более холодная поверхность, которая сразу и обеспечит саморазвитие оледенения на таком горизонтальном протяжении, какое соответствует изменению уровня местности на 200—300 м по вертикали*. Размер «области зарождения» ледника (речь идет у М. В. Тронова о ледниковом покрове) определяется формулой:

$$l = \frac{dh}{\sin \alpha} \text{ или } l = \frac{dh}{\operatorname{tg} \alpha},$$

где l — расстояние от центра области до ее края, dh — разница между первым и вторым уровнями хионосферы (мы сказали бы: между снеговой и фирновой линией. — *С. К.*), α — уклон местности (в предположении, что местность обладает пологим уклоном) (Тронов, 1960, стр. 92).

Этот первый этап прогрессивной фазы оледенения — быстрый и короткий. Он характеризуется ростом горизонтальных размеров ледникового покрова. В дальнейшем идет рост ледника в толщину, поверхность его поднимается при одновременном горизонтальном расширении ледника. Ледник выходит за пределы области зарождения, снеговая граница отрывается от уровня земной поверхности, появится краевая область ледника и обозначится граница между областями питания и абляции. Покрытие льдом новой территории пойдет уже не путем зарождения на ней новых фирновых скоплений, а путем наступания льда. Этап этот весьма длительный: немало, например, надо времени, чтобы толщина льда достигла, скажем, 500 м, а при скорости 100 м/год нужно 10 тыс. лет, чтобы ледник продвинулся на 1000 км за пределы

---

* 200—300 м — это, по М. В. Тронову, разность между верхним и нижним уровнями нижней границы хионосферы.

области зарождения. Развитие идет до достижения ледником состояния равновесия, причем в прогрессивную фазу оно в большей степени обусловлено саморазвитием ледника на основе уже существующего климата, чем дальнейшим благоприятным для оледенения изменением климата (последнее, конечно, будет способствовать еще большему оледенению) (Тронов, 1960).

В самом развитии оледенения уже заложен зародыш его смерти, потому что при гипертрофированном распространении льдов возникают обширные площади, стимулирующие создание антициклональных условий, как это сейчас наблюдается в Антарктиде. В антициклональных условиях резко снижается питание и, следовательно, сокращается отток льда из центров оледенения на периферию. В результате этого область распространения ледника начинает уменьшаться. Противодействовать этому уменьшению могут два процесса: очень низкие температуры, при которых оледенение может существовать и в условиях скудного питания атмосферными осадками, и выпадение обильных твердых осадков на периферии ледникового щита, что резко снизит здесь эффективность абляции.

130. Устойчивость ледников и инерция сохранения. В регрессивную фазу оледенения изменение ледников не сразу следует за изменением климата, так как ледники обладают известной устойчивостью и инерцией сохранения. *Устойчивость ледника* (Тронов, 1947) — это сопротивляемость его неблагоприятным климатическим условиям, способность сохранять свои размеры и форму при изменении климата. Определяется она абсолютной высотой гор и величиной положительной разности оледенения (чем больше эта разность, тем лучше); характером расположения склонов (если склон кверху суживается — это не содействует устойчивости ледника, если расширяется — содействует); высотой расположения основных бассейнов аккумуляции (чем выше эти бассейны, тем ледник устойчивее); целостностью ледника, в силу чего ледник, состоящий из одного тела, устойчивее, чем ледник, у которого намечается распад; экспозицией; наконец, степенью закрытия ледникового языка моренным чехлом, предохраняющим от таяния.

Представим себе большой долинный ледник, обладающий большой положительной разностью оледенения (большим «запасом высоты» склонов над снеговой линией): при отступании он будет устойчиво сохранять свой тип, пока не подойдет к стадии распада. Тогда, став неустойчивым, он быстро расчленяется на несколько ледников, каждый из которых отступает на горный склон, приобретая вновь состояние устойчивости. Когда оно сменяется новым состоянием неустойчи-

вости, это приводит уже к полному уничтожению образовавщихся нескольких ледников.

Таким образом, в эпоху сокращения оледенения состояния ледников меняются скачкообразно: от одной устойчивой формы они скачком переходят через промежуточную неустойчивую форму к низшей устойчивой форме. Этим и объясняется преобладание устойчивых форм и редкая встречаемость неустойчивых форм, поскольку через последнюю ледники проходят очень быстро.

Устойчивость ледника и определяет *инерцию* его *сохранения,* т. е. способность длительно сохранять в регрессивной фазе оледенения такие размеры, которые не отвечают изменившемуся климату (Тронов, 1954б, 1956). Благодаря инерции сохранения ледник вместе с климатом может испытывать *обратимые* колебания и в определенных пределах, то увеличиваться, то уменьшаться. Однако существует критическое уменьшение размеров; по достижении критической величины ледник начинает уже разрушаться: наступает *необратимое* его изменение. Таким образом, ледник, обладающий инерцией сохранения, может еще в данном климате существовать, но вновь возникнуть в этом же климате он не мог бы.

Инерция сохранения проявляется, например, в том, что из-за мощного моренного покрова ледник сокращается очень медленно, несмотря на резкую убыль питания или усиление абляции. Подпруживание ледника, вызывающее значительное поднятие (следовательно, и охлаждение) его собственной поверхности над поверхностью коренного рельефа, является тоже формой проявления инерции сохранения ледника, обеспечивающей ему более или менее устойчивое существование.

ГЛАВА XI

СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВ

Ледники возникают в определенных, но все же весьма разнообразных условиях климата и рельефа. Вполне естественно поэтому, что виды скоплений снега и льда не отличаются малочисленностью. Кроме того, они вместе с изменением внешней обстановки развиваются и сами, переходя друг в друга и создавая длинную цепь промежуточных звеньев.

131. Ледники горных вершин и склонов. В умеренных широтах ледники концентрируются обычно целыми группами. Зато для стран тропического пояса весьма характерно существование обособленных и крайне ограниченных в своем распространении ледников. В Андах Эквадора все ледники расположены на вулканах. На молодых вулканах, на склонах которых эрозия не успела вырезать ни долин, ни цирков, лед и фирн залегают только на вершинах в виде белой шапки, ровно обрезанной по нижнему краю. Иногда от этой шапки отходят очень короткие языки. Подобные ледники с апофизами, если рассматривать их в плане, напоминают звезду и называются *звездообразными ледниками* (star glaciers), куполовидными ледниками, или *ледниковыми панцирями* (carapaces) (например, ледники вершин вулканов Котопахи, Сангай, Тунгурагуа и др.).

На более старых, сильнее эродированных вулканах условия для формирования ледниковых языков гораздо благоприятнее. Ледники, которые из общего фирнового поля, сосредоточенного на вершине, лучеобразно спускаются во все стороны по эрозионным бороздам, заложенным на склонах горы, называются *ледниками вулканических конусов* (Kegelberggletscher) (ледники Эльбруса, Килиманджаро, Ян-Майена, гор Шаста и Рейнир в Калифорнии, Чимборасо, Альтара, Антизана, камчатских Зиминой сопки и Шивелуча и т. п.). Некоторые авторы (Хоббс) не делают различия между звездообразными ледниками и ледниками вулканических конусов,

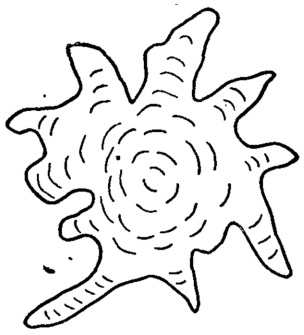

Рис. 114. Ледники вулканических конусов (план)

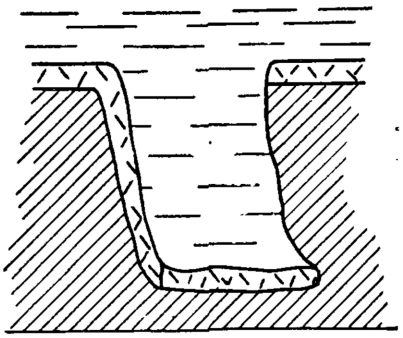

Рис. 115. Висячий, или крутобокий, ледник (вид спереди)

удовлетворяясь первым наименованием для обоих типов (рис. 114).

Ледники, заполняющие кратеры вулканов и не выходящие за пределы этих кратеров, называют *кальдерными* (cauldron glaciers, Caldera Gletscher). Примеры: ледники Мутновской сопки, Разваленного, отчасти Авачи.

В некоторых горных странах, где гребни хребтов увенчаны обширными горизонтальными или слабо наклонными в одну сторону площадками, имеются *ледники плоских вершин.* Этот тип ледников был обнаружен мною в 1934 г., а впоследствии его очень подробно изучил Г. А. Авсюк (1950а). Ледники плоских вершин — это караваеобразные тела на наклонных плоскостях вершины и привершинных частей пологого склона, сложенные ледниковым льдом и текущие в направлении общего уклона подстилающей поверхности. Заканчиваются они обычно крутым ледяным обрывом. На их поверхности нет морен (из-за отсутствия скалистого обрамления и нунатаков), но есть скопление пыли. Отсутствуют также трещины, сераки, ледниковые мельницы и воронки, туннели, гроты, ледниковые столы и стаканы. Ледники плоских вершин довольно часты в Центральном Тянь-Шане (в хребтах Терскей-Алатау, Борколдой и др.).

На более или менее крутых склонах горных хребтов или отдельных гор встречаются *висячие ледники* (Gehängegletscher, Hanggletscher, glaciers suspendus, hanging glaciers); Зупан называл их «орографическими ледниками». Язык их очень мал по сравнению с фирновым полем. Ни область накопления снега, ни область истечения льда не приурочены к каким-нибудь резко выраженным углублениям в склоне: обычно (но не всегда) ледник использует для этой цели плоские вогнутости и течет, не будучи чем-либо отчетливо обрамленным (рис. 115). Такие ледники почти никогда не спуска-

ются к подошве горы и оканчиваются высоко на склоне, словно приклеенные к нему всей своей массой.

Если висячие ледники располагаются по склонам древнего цирка, замыкающего большую горную долину, и представляют собою остатки верхней части фирнового поля бывшего долинного ледника, то их называют *подковообразными* (horseshoe glaciers, по В. Хоббсу), или серповидными ледниками, так как они обычно имеют вогнутый передний край, и ширина их превосходит длину.

Висячие ледники имеются во всех горах, где существует оледенение, но сначала они казались особенно характерными для Пиренеев, вследствие чего их называют еще «ледниками пиренейского типа».

Горные склоны неровны. Имеются воронкообразные или оврагообразные углубления, крутые обрывы, скалистые террасы, карнизы, облегчающие скопление снега и образование небольших ледников. Гляциологи, желая оттенить приуроченность того или иного ледника к тем или иным особенностям рельефа склонов, давали этим ледничкам разные типологические названия. В результате для обозначения ледников горных склонов имеется запутанная терминология; хотя ледники в общем похожи друг на друга, имеют переходные особенности, тем не менее одни и те же типы именуются по-разному. Для ледничков плоских ложбинообразных углублений предложено название *крутобоких ледников* (wall-sided glaciers), являющееся в сущности синонимом висячих ледников. Леднички воронкообразных углублений на крутых склонах называют *нишевыми ледниками* (niche glaciers); по Груму (Groom, 1959), нишевые ледники — это зачаточная стадия каровых ледников (см. ниже). Крутоспускающиеся ледники названы *каскадными* или клиффовыми (cascade glaciers, cliff glaciers, Kliffgletscher). Скопления фирна и льда у подножия крутых обрывов на скалистых террасах или карнизах — это *ледники подножий* (Fussgletscher) либо *ледники ступеней* (Stufenvereisung); впрочем, другие авторы называют их крутобокими, каскадными, клиффовыми, подковообразными; И. С. Щукин предложил довольно точное, но чересчур длинное название: ледники ступенеобразных поверхностей у подножия крутых склонов.

К висячим ледникам близки по своему характеру *каровые*, или *мульдовые, ледники* (Kargletscher, cwm-ice*, cirque glaciers, glaciers de cirque, норв. botnbrae), занимающие кары (см. рис. 135). Так как кары — кресловидные ниши в склонах горы — расположены близко к гребню, то типичные каровые ледники почти не выходят за пределы снеговой линии,

* Cwm-ice произносится: кумайс.

занимают весь кар или большую его часть, в долины рек не спускаются, хотя и отлагают часто на своем конце значительные морены. Очертания каровых ледников в плане округлые; поверхность ледника в продольном профиле сначала спускается круто от стенки кара, затем становится более пологой, а близ конца — слегка выпуклая. Ледники, занимающие только часть кара, прислоненные к его задней стенке и упирающиеся своими передними концами в дно кара, называют *карово-висячими,* а ледники, выходящие за пределы кара в долину, — *карово-долинными.* Каровые ледники наряду с висячими всегда встречаются в изобилии в большинстве горных ледниковых районов земного шара.

Если долинный ледник в регрессивную фазу оледенения отступал вверх по долине и к затененному склону, то в качестве его реликта образуется *шлейфовый ледник склона* (термин Н. Н. Пальгова, 1956 г.), например, ледники Тимофеева в верховьях Большой Алматинки, ледники Озерный, Каракезень в бассейне Лепсы (Макаревич, 1957) и т. п. Фирновое поле ледника размещается на одном склоне долины; язык, лежащий у подножия этого склона, имеет два уклона: к противоположному берегу долины и по продольной оси долины.

Как известно, небольшие леднички и снежники могут существовать и ниже климатической снеговой границы. Они представляют собою линзоподобные накопления снега, фирна и льда в неглубоких плоских понижениях пологих склонов и носят названия снежников, фирновых пятен (Firnflecken, névé), прислоненных фирников (у подножий подветренных склонов; термин Л. Д. Долгушина), *ледничков* (glacierets, Gletscherflecken), *нивационных ледников* (nivation-type), новорожденных ледников (new-born glaciers). В категорию ледников следует относить лишь те образования, которые обладают признаками хотя бы слабого движения. Разделения на область питания и область стока у таких ледничков нет. Многие из них возникают в результате накопления снега, сметенного ветром с ближайших более возвышенных участков или перевеянного с наветренного склона на подветренный, т. е. являются по своему происхождению *навеянными ледниками* (snowdrift-ice, Windgletscher). Навеянные ледники в полярных странах образуются не только на горных склонах, но и на низменностях у подножия разных уступов в ветровой тени.

132. Долинные ледники. Классическим образцом ледников горных стран в умеренных широтах являются *долинные ледники.* Ледник этого типа (valley glacier, Talgletscher, в Тироле — Ferner, в Высоком Тауерне — Kees) занимает более или менее значительную часть речной долины, верховье которой, расширенное в виде чаши (цирк), служит бассейном накопления твердых атмосферных осадков, а участок ниже цирка —

каналом истечения льда, вместилищем ледникового языка. Вследствие этого долинный ледник в плане представляет сравнительно узкое, линейно вытянутое тело. Но это — наиболее простой случай.

Долинные ледники настолько разнообразны, что этот термин нужно считать собирательным. Самый длинный (145 км) ледник долинного типа — западная ветвь ледника Хаббард на Аляске.

Долинный ледник, состоящий из одного ледяного потока, называется простым (например, Боссон в массиве Монблана) (см. рис. 16 и 62). Простые ледники считались характерными для Альп, поэтому их именуют еще «ледниками альпийского типа»; впрочем, во многих случаях название «альпийский ледник» употребляется как синоним долинного ледника. Особой разновидностью являются *ледники ущелий,* или теснинные (Schluchtgletscher), текущие в очень узких долинах. Их много на Кавказе, в районе г. Фишт, в бассейне Теберды, в верховьях притоков Чхалты и т. д.

Если долинный ледник слагается из двух ветвей, он называется двойным, если из многих — сложным, или полисинтетическим. Типичные сложные ледники в Альпах — Алечский, Ледяное Море (Мер-де-Гляс) и др.; каждый из них в плане похож на реку с притоками. Преобладание сложных ледников (и подчиненная роль простых) составляет особенность оледенения Кавказа, поэтому сложные ледники можно выделить в «кавказский тип ледников».

Весьма своеобразны некоторые ледники Южной Америки (между 46° и 51° ю. ш.), похожие в плане на огромные веера: очень широкие в верховьях, к концу они постепенно суживаются. Ледник, спускающийся в озеро Виедма, при длине в 30 км имеет в истоках ширину тоже 30 км, а на конце языка 3—6 км. Такой тип называют «патагонским».

Когда долинный ледник в своем движении встречает резкий перелом ложа (высокую ступень), конец его обламывается и падает к подножию уступа. Низринувшиеся массы льда при благоприятных условиях смерзаются и текут дальше, образуя *возрожденный ледник* (recemented, regenerated or reconstructed glacier, glacier remanié, regenerierte Gletscher), вовсе лишенный фирнового бассейна и питаемый только систематическими обвалами льда с выше расположенного ледника, иногда также и лавинами; оттого возрожденные ледники называют еще и *лавинными ледниками* (avalanche glaciers) (рис. 116). Классические примеры возрожденных ледников я видел в Норвегии, в рай-

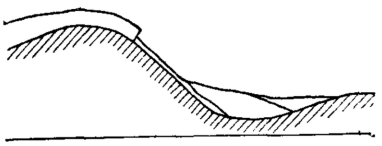

Рис. 116. Возрожденный ледник (продольный профиль)

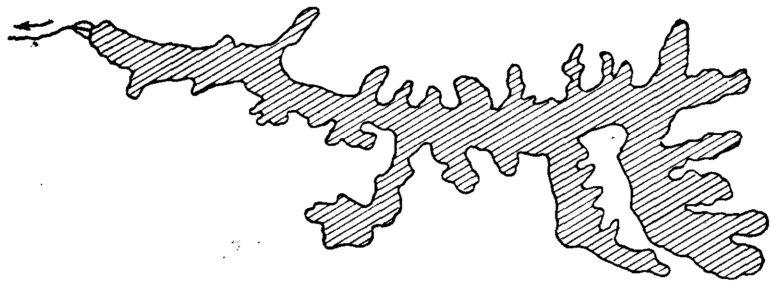

Рис. 117. Дендритовый ледник (план)

оне Фьерландс-фьорда (ледники Супеллебре и Бойябре). Они имеются также в районе Казбека, в горах Средней Азии и в ряде других стран.

Все описанные ледники приурочены к поперечным долинам. Но при интенсивном оледенении ледники заполняют и долины продольные, т. е. расположенные между двумя горными цепями. При этом ствол главного ледника занимает продольную долину, а с обеих сторон под разными углами в него впадают многочисленные притоки, являющиеся в свою очередь сложными, т. е. имеющими свои притоки. План всей системы напоминает ветвистое дерево — это *древовидные* (дендритовые) *ледники* (dendritic glaciers), называемые также межгорными (intermontane glaciers, по Мэтсису) и «ледниками гималайского типа». К числу их относятся величайшие ледники Каракорума (Хиспар, Биафо, Бальторо, Сиачен), ледники Федченко, Зеравшанский, Инылъчек, Тасмана в Новой Зеландии (рис. 117).

Многие долинные ледники Средней и Центральной Азии настолько своеобразны, что их, по предложению Р. Клебельсберга, выделяют в особый *туркестанский тип.* Фирновый бассейн их очень мал по сравнению с областью стока (причем нередко верховье представляет нерасширенное продолжение долины), да он и не выполняет нормальных функций, так как питание идет главным образом за счет лавин и обвалов висячих ледников. Их концы состоят из мертвого льда и засыпаны мореной; иногда мореной закрыт весь язык — такие ледники Н. Н. Пальгов (1956 г.) называют «забронированными». Различные варианты туркестанского типа (а то и представители того же самого типа) получили у разных авторов названия куэнлунского типа (Соболевский), музтагского типа, лавинных и т. д.

Ф. Виссер (Visser, 1933, 1938) отожествляет лавинные и Туркестанские ледники. Ледники музтагского типа называет *фирно-котловинными* (Firnkessel-Vergletscherungstyp), характеристика которых совпадает с приведенной нами выше для

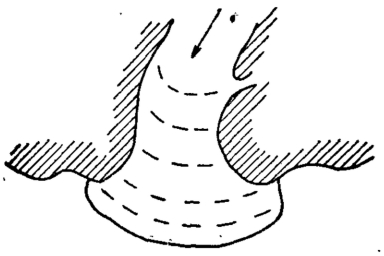

Рис. 118. Ширококонечный ледник (план)

туркестанских ледников, за одним исключением: фирно-котловинные ледники только в нижних слоях сложены льдом, а верхние слои на всем протяжении (от верховьев до конца языка) состоят из фирна (Visser, 1938, стр. 49) (тогда как языки туркестанских ледников полностью сложены льдом). Р. Клебельсберг (Klebelsberg, 1948—1949, т. I, стр. 188 и след.) запутал дело, отнеся ледники туркестанского типа к фирно-котловинным ледникам Виссера и присвоив музтагскому типу наименование *фирно-потоковых ледников* (Firnstromgletscher).

Фирно-котловинные ледники не следует смешивать с *котловинными.* Термин этот предложен С. Дмитриевым для форм, отличающихся обширным фирновым цирком, но коротким, будто обрезанным языком. Укороченный язык мешает отнести такие ледники к типичным долинным, но в то же время это и не каровые, так как они занимают не кары на горных склонах, а расширения в верховьях долин (цирки). К котловинным причисляются крупные ледники Талгарского горного узла (Богатырь, Джангырык и др.), ледники в истоках Сусамыра и т. п.

На Аляске есть интересные ледники, особенности которых обусловлены избыточным питанием. Выползая из долины на предгорную равнину, ледник часто образует сильно расширенный конец, наподобие дельты или конуса выноса. Это — *ширококонечные ледники* (expanded-foot glaciers) (рис. 118).

Ледники (ширококонечные и обыкновенные), доходящие до моря и концы которых либо все время погружены в воду, либо находятся в полосе приливо-отливных явлений, называются у американских гляциологов tide-water glaciers или tidal glaciers, что можно кратко, хотя и не вполне точно, перевести как *омываемые ледники* (tide — прилив).

Несмотря на множество описанных типов и разновидностей, они не исчерпывают всего разнообразия долинных ледников, и в отдельных случаях исследователям приходится создавать классификации местного значения. Но изложение их не входит в наши задачи.

133. Ледниковые системы или комплексы. Трудно наметить грань между ледниковыми индивидуумами и целыми их сочетаниями или «колониями». В сущности слияние двух простых ледников или вытекание их из общего бассейна питания

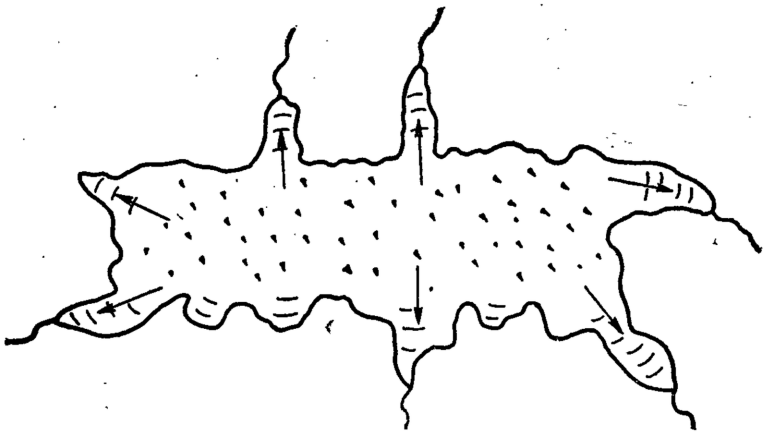

Рис. 119. Ледник плато (план)

уже дает право говорить о зачаточном комплексе. В комплекс нужно относить те случаи оледенения, когда индивидуальность ледников становится второстепенной по сравнению с их общностью и когда отдельные ледники приобретают особенности, обусловленные именно тем, что в своем существовании они зависимы от своих соседей.

Помимо слияния ледников, наиболее простая форма связи осуществляется в так называемых *переметных* (through glaciers, transection glaciers, Jochgletscher), или *двойниковых, ледниках* (twinned glaciers), которые залегают на двух противоположных склонах горного хребта, но соединяются верхними частями на гребне. Переметный ледник может быть висячим или долинным. Тело его в горизонтальной проекции удлиненное, с двумя языками разной экспозиции и с бассейном питания по середине между языками (ледники Кара-Сай в Акшийряке, Наливкина на Памире и др.). Понятие о переметности не принадлежит еще к числу вполне установившихся. Например, Р. Тарр обозначает как «through-glaciers» мощные потоки льда, которые начинаются на обледенелом плато внутри страны, но прорезают насквозь по соответствующим понижениям горную цепь, окаймляющую это плато. Здесь мы имеем уже не переметные ледники в точном смысле этого слова, а ледники сквозные (что и является буквальным переводом through glaciers).

Общность области питания еще резче выражена в ледниках скандинавского (иначе — норвежского) типа, или *ледниках плато* (Plateaugletscher, Norwegischer Gletschertypus, plateau glacier), свойственных слабо расчлененным плоскогорьям с волнистой поверхностью (рис. 119). На пространстве сотен

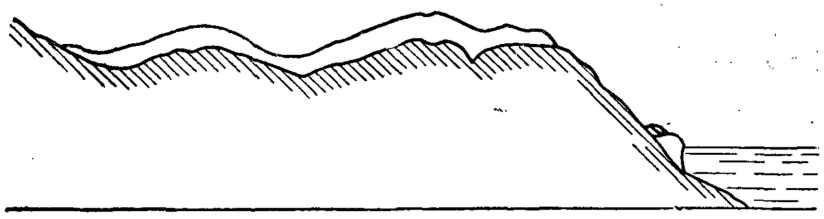

Рис. 120. Нагорные льды (профиль)

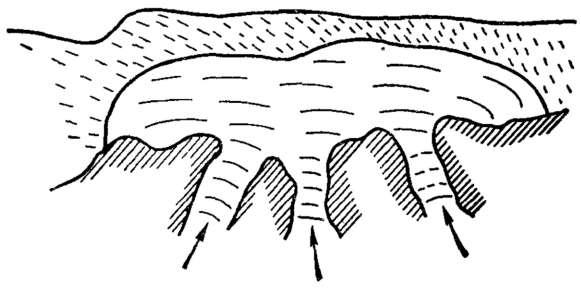

Рис. 121. Предгорный ледник (план)

квадратных километров эта поверхность погребена под снегом, фирном и льдом. Речные долины, врезанные в окраины массива, служат дренажными каналами: лед с плоскогорья переливается в них и течет по ним уже в виде самостоятельных ледников, близких по своим особенностям к ледникам долинного типа. Следовательно, в таком комплексе у всех ледников бассейн питания единый, а каналы стока раздельные. Нетрудно видеть, что в этом отношении между ледниками плато и ледниками вулканических конусов различие далеко не принципиальное.

Близки к ледникам норвежского типа так называемые *нагорные ледники*, или ледники возвышенности (Hochlandeis, highland-ice): тонкий, но непрерывный покров льда, одевающий более или менее высокие ровные или волнистые плоскогорья в Арктике и Антарктике и в значительной степени приспособляющийся к неровностям своей постели (рис. 120).

Обратную картину дают *предгорные ледники* (Vorlandvergletscherung, Vorlandgletscher, piedmont glaciers), которые называются также ледниками аляскинского типа или типа Маляспина (рис. 121). Тут несколько ледников, обладающих самостоятельными бассейнами питания и текущих в горах в виде отдельных долинных ледников, при выходе на равнину сливаются концами своих языков в довольно обширную мас-

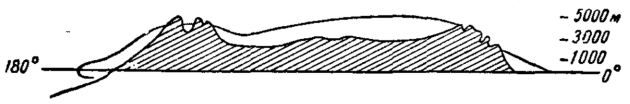

Рис. 122. Материковый лед (профиль)

су, образующую вдоль подножия горного хребта непрерывное ледяное плато (предгорный ледник). Классическим примером служат ледники Маляспина на Аляске, Венкчемна в Британской Колумбии, Сан-Рафаэль в Чили и т. п. Обширные инертные массы, возникшие из отмерших частей предгорных ледников, потерявших связь с бассейнами питания, называются *плитообразными ледниками* (ice-slabs).

Описанные выше формы свойственны странам умеренного и субполярного климата. Однако подлинным царством льда являются полярные области: здесь лед становится господствующим элементом географического ландшафта.

Когда рельеф страны, иногда даже альпийского облика, почти сплошь облечен мантией льдов, но формы его еще отчетливо угадываются под этим покровом, мы имеем «шпицбергенский тип оледенения». Долины заполнены ледниками, и через многочисленные перевалы лед перетекает из одного бассейна в другой; местами образуются небольшие ледяные поля и щиты, но там и сям торчат над льдами отдельные вершины и гребни, словно темные ячейки в сетке, сотканной из ледниковых потоков. Оттого ледники шпицбергенского типа называются еще *сетчатыми* или *дифлюэнтными* (растекающимися) *ледниками* (Eisstromnetz, glaciers de transection, transection glaciers, reticular glaciers).

Наибольшего развития процессы оледенения достигают в *материковых льдах,* материковых ледяных покровах (Inlandeis, Deckgletscher, inlandsis, inland-ice), или континентальных ледниках (continental glacier), — обширной и мощной ледяной броне, прикрывающей собою целые острова и континенты (рис. 122). Подледниковый рельеф не проявляется на поверхности материкового покрова, и последняя представляет собой почти плоскую (в центральных частях) белую пустыню. Только на ее окраине, где сказывается абляция, подледниковый рельеф дает себя чувствовать, а, кроме того, изо льда торчат в одиночку или группами и бесснежные скалы — нунатаки. Однако общая форма материкового покрова — плосковыпуклая, вследствие чего для обозначения этого типа оледенения служат еще термины: *ледниковый* или ледяной *щит* (Eisschilder), *ледниковый* или ледяной *купол* и *ледяная шапка* (Eiskappen, ice-cap, calotte glaciaire). Ледяные щиты, занимающие целиком небольшие острова, называют часто *ост-*



Рис. 123. Островной лед

ровным льдом (island-ice, Inseleis) (рис. 123). Впрочем, в последнее время названия куполов и шапок прилагают к покровным ледникам (ледниковым щитам) меньших размеров и, главное, к более выпуклым, чем материковые покровы Гренландии и Антарктиды. Иногда ледяными шапками именуют и ледники скандинавского типа, вследствие чего, например, исландские ледяные шапки значатся у некоторых авторов (например, у Чарлзворта) в группе ледников плато.

Типичные области материкового покровного оледенения — Гренландия, Антарктида, островной лед покрывает архипелаг Франца-Иосифа, отдельные ледяные купола характерны для Исландии (Ватна-Йокуль, Ховс-Йокуль, Ланг-Йокуль), Северной Земли и т. п.

По наблюдениям М. Г. Гросвальда и А. Н. Кренке (1961а), ледниковые купола отличаются характерной внутренней тектонической структурой. На окраине купола слои льда образуют *краевую антиклиналь,* которая простирается параллельно этой окраине и опрокинута в ее сторону. К внутренним (пологим) крыльям антиклинали приурочена система пологих надвигов, достигающих ложа и выводящих на поверхность морену. Надвиги эти в каждом куполе образуют непрерывную *зону глубинного разлома,* разделяющую купол на две структурно-тектонические области: внешнюю (краевая антиклиналь) и внутреннюю, или *центральный массив,* в котором слои льда залегают чечевицеобразно (слегка изогнуты вниз). В бассейнах истечения выводных ледников краевая антиклиналь прорвана. Описанную закономерность строения куполов авторы склонны считать всеобщей.

134. Особенности полярного оледенения. В районах материкового оледенения есть и многие типы ледников, описанные в § 131—133. Но соседство большого ледникового щита и то обстоятельство, что они в своем возникновении и жизнедеятельности находятся как бы в вассальной зависимости от этого щита, накладывают на них особый отпечаток. Мало того,

на окраинах материкового льда образуются и такие формы, которые нигде, кроме полярных областей, не встречаются.

Разгрузка ледникового щита может происходить двояко: в одних случаях он какой-то частью своего фронта подходит к морю и обрывается в воду или отделяет от себя лопасти и апофизы неправильных очертаний; в других случаях лед вытекает из щита по более или менее отчетливо выраженным каналам.

Край щита может иметь форму обширного *ледяного ската*, волнистого или террасированного, сильно рассеченного трещинами, непосредственно спускающегося к морю. Это стекание к морю не регулируется и не определяется никакими торчащими над льдом возвышенностями (ибо их нет). Лед по скатам движется не отдельными струями, а всем фронтом. В море край льда обрывается крутыми или вертикальными уступами. Именно от такого края обламываются голубые пирамидальные айсберги.

Ледяной скат, т. е. неразветвленный край ледникового щита, сплошным массивом сползающий в море и движущийся быстрее, чем внутренние (центральные) части ледникового щита, называют иногда континентальным ледником (continental glacier, термин Д. Моусона), что нельзя признать удачным, ибо такое же название прилагают и ко всему ледниковому щиту.

Если склоны гор, обращенные к морю, не изрезаны долинами, а между подножием гор и морем расстилается ровная местность, то со склонов на эту равнину плавно переливается *плоский ледник* (glacier plat) — широкая ледяная скатерть, являющаяся непрерывным продолжением послужившего ей колыбелью ледникового щита; поверхность ее слабо волниста, почти лишена трещин и полого спускается к морю, куда ледник падает длинным, вертикально обрывающимся фронтом (на островах Антверпен и Брабант в архипелаге Пальмера).

Когда движение льда на окраинах ледникового щита контролируется подледниковым рельефом, нунатаками и вообще береговыми возвышенностями, формы ледниковых образований становятся особенно разнообразными — от краевых лопастей щита до так называемых *выводных ледников*. Последними называются наиболее подвижные участки края щита — потоки, обособившиеся внутри массы материкового льда и обладающие свойствами долинных ледников. Их можно уподобить морским течениям — своеобразным «рекам», «берегами» которых служит менее подвижная вода. По А. Бауэру, выводным называется «ледник большой длины и с большим расходом вещества, образующий течение льда во льду ледникового щита» (1955б, стр. 24). Ледник образует в поверхности щита понижение, сильно рассеченное трещинами. Движение

льда в таких потоках обусловлено, по-видимому, существованием подледных долин, заложенных в коренной постели ледникового щита. Скорость движения выводных ледников — до 1000—1200 м/год. Помимо трещин, на них возникают подчас и продольные гряды с разделяющими их мульдами, которые тянутся на десятки километров — это складки сжатия, созданные боковым давлением со стороны питающих ледник скатов (Долгушин, 1958б). Выводные или стоковые ледники (outlet glaciers, effluents) известны в литературе также под многими и другими названиями: ледники депрессий, канальные ледники, ледники полых форм, ледяные потоки, ледяные реки (ice stream, Eisstrom, fleuve de glace), сквозные ледники (through glaciers, transection glaciers), внутриматериковые ледяные потоки, континентальные ледяные потоки, артериальные ледники и т. д. Более всего привились названия «выводной ледник» и «ледяной поток». Окраинные потоки льда, стекающие во фьорды Гренландии, называют иногда фьордовыми ледниками (Fjordgletscher). Примеры выводных ледников: Якобсхавн, Торсукатак, Большой Караяк, Ринк, Умиамако, Упернивик и другие — на западе Гренландии, ледники Бирдмор, Хелен, Ламберта — в Антарктиде.

Если в глубине щита, где лежат истоки выводных ледников, последние не имеют никакого скалистого обрамления и образуют лишь «воронку депрессии» (по причине быстрого истечения льда), то в своем нижнем течении они сплошь и рядом прорываются сквозь бреши в береговых горных цепях, окаймляющих щит, и тогда становятся полностью похожими на долинные ледники, текущие между скалистыми склонами. Самый большой в мире выводной ледник — Ламберта в Антарктиде длиной 450 км.

В полярных странах есть и предгорные ледники; они питаются как льдом потоков, так и снегом. Могут они образоваться и на плаву. Покров, образованный слиянием плавучих окончаний нескольких ледников, но получивший определенную форму и направление благодаря препятствиям (обычно гряде островков), тянущимся по его внешнему краю, обращенному к морю, называют иногда *конфлюэнтным ледником* (confluent ice) (рис. 124).

В Антарктике (изредка и в Арктике) выводные и долинные ледники не только спускаются к морю, но и выдвигают в него огромные *ледяные языки* (ice tongues, schwimmende Eiszungen), выходящие за пределы береговой линии, настоящие полуострова, плавающие, не отрываясь от выславшего их ледника, над пучинами глубиною до 2000—2500 м (рис. 125). Райт и Пристли (Wright and Priestley, 1922, стр. 193) образно сравнивают ледяные языки с ледяными понтонами (ice pontoons). Часто ледяные языки лежат не в защищенных бухтах,

где их длительное существование было бы легко объяснить, но выступают в открытое море, располагаясь иногда поперек сильных течений и сохраняя свое

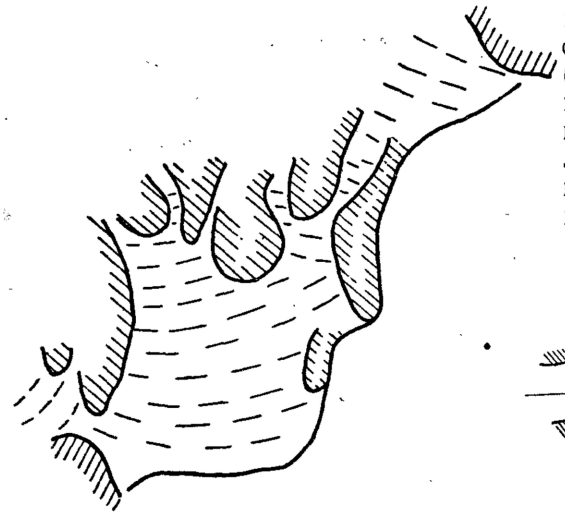

Рис. 124. Конфлюэнтный ледник (план)

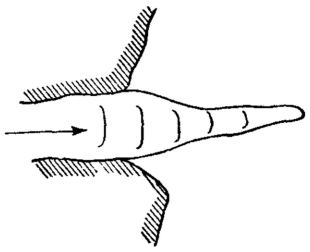

Рис. 125. Плавучий ледяной язык (план)

положение вопреки разрушающему действию морской воды. Для их существования, очевидно, необходимы низкие летние температуры воды и воздуха.

От ледяных языков П. Лоу предлагает отличать *айсберговые языки*, которые образуются не путем выдвижения выводного или долинного ледника в море, а путем скопления у берега на пологой отмели обломков ледяного ската материкового льда; глыбы льда (айсберги) покоятся здесь на дне, не могут дрейфовать и, когда промежутки между ними заполнятся снегом и морским льдом, образуют айсберговый язык (Гляциология Антарктики, 1958, ч. I, стр. 54—55).

Еще более характерны для Антарктики так называемые *шельфовые льды*, или шельфовые ледники (shelf ice, plateforme de glace), частично сидящие на мели, опирающиеся на ряд неподвижных точек (банки, выступы скал, острова), но в периферической области, несомненно, плавучие (рис. 126). По внешнему виду шельфовый ледник — это более или менее обширная плитообразная масса льда сложного происхождения, заполняющая часть моря, обладающая в общем плоской (хотя иногда и не лишенной крупных неровностей) поверхностью и обрывающаяся в сторону моря отвесным уступом. Уступ этот (высотою 2—50 м) называется *ледяным фронтом* (ice front) (в отличие от этого обрыв края материкового льда называют *ледяной стеной* — ice wall). В результате эрозионного действия волн и откалывания айсбергов ледяной фронт в

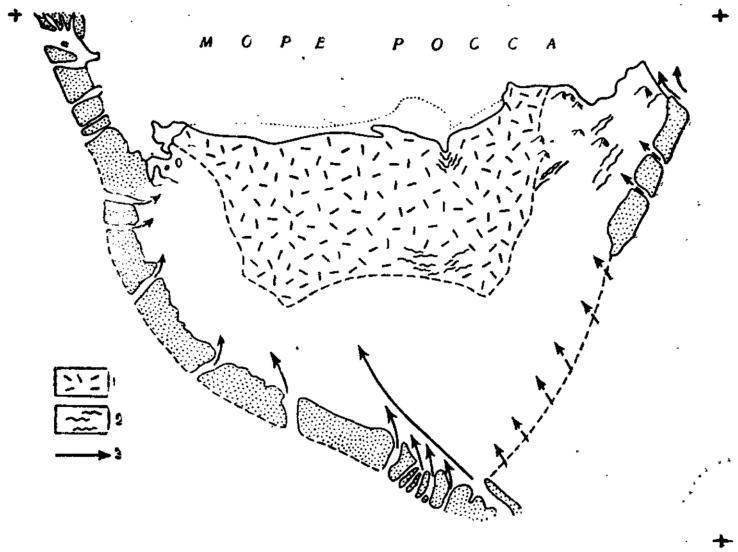

Рис. 126. Шельфовый ледник Росса. Стрелками показано направление стока выводных и долинных ледников в море Росса;

1 — активный шельфовый лед; *2* — трещины

плане представляет чередование заливов, бухт, мысов, полуостровов и т. д. (Swithinbank, 1957a). Границу между шельфовым льдом и материковым льдом образует *береговая* или прибрежная *трещина* (strand crack), возникшая оттого, что шельфовые льды поднимаются и опускаются вместе с приливами и отливами. Ширина трещины 5—10 см и сохраняется она без изменений на протяжении многих лет.

Толщина шельфовых льдов обычно 200—300 м, в отдельных случаях — больше. Некоторые гляциологи (Робин, В. Шютт и др.), обратив внимание на факт постоянства величины возвышения шельфовых ледников над уровнем моря, полагают, что ледники эти в ходе свего развития достигают некоторой, характерной для каждого из них, «равновесной толщины» (equilibrium thickness), после чего увеличения мощности уже не происходит. Если A — чистая годовая акумуляция фирна и льда на верхней и нижней поверхностях шельфового ледника, E — равновесная мощность, I — увеличение площади за год, а T — общая площадь шельфового ледника, тогда $A : E = I : T$.

Стало быть, если мощность льда больше E, то увеличивается площадь ледника (лед как бы растекается), пока мощность не уменьшится до E. Если же толщина льда меньше E, то происходит либо остановка растекания льда, либо сокращение площади шельфового ледника. Гипотеза эта нуждается в дальнейшей проверке. По В. Х. Буйницкому, она годится только для шельфовых ледников, лишенных непосредственной связи с ледниковым щитом.

В старой литературе шельфовые ледники назывались также «ледяными барьерами». Термин был предложен Джэмсом

Россом, который при этом имел в виду ледяную стену (по нынешней номенклатуре — ледяной фронт), препятствующую продвижению кораблей в открытом им море (впоследствии море Росса); название обрывистого края ледника другие авторы перенесли затем и на самый ледник. В 1954 г. официальные правительственные инстанции Великобритании по согласованию с научными учреждениями Англии и правительствами Австралии и Новой Зеландии постановили именовать описанные выше ледники «ледяными шельфами» (ice shelf). Название это может вызвать только недоумение: ведь не шельф состоит изо льда, а лед лежит на шельфе, причем этот лед сам тоже никак не является шельфом! Поэтому надо придерживаться ясного термина — «шельфовый лед» (shelf ice), предложенного в свое время Отто Норденшельдом.

К самым крупным шельфовым ледникам относится ледник Росса, занимающий южную часть моря Росса. Площадь этого ледяного плато свыше 500 тыс. км^2.

На происхождение шельфовых ледников существуют различные точки зрения: 1) шельфовый ледник — особая «наводная» разновидность предгорного ледника (piedmont afloat), получившаяся в результате соединения плавучих языков (Феррар); кроме того, языки скреплены морским льдом, а поверхность их стала плоской из-за отложенного снега; 2) шельфовые льды — это морские льды, поверх которых отложился снег — частью выпавший из атмосферы, частью принесенный с материка ветрами (Норденшельд); 3) шельфовые льды — это густое скопление айсбергов, застрявших на мели или среди морских льдов и более или менее тесно спаянных друг с другом; промежутки между айсбергами засыпаны снегом, в значительной мере навеянным (Дригальский).

Надо полагать, что все теории имеют право на существование и описывают различные возможные механизмы возникновения шельфовых ледников. Во всех случаях большую роль в питании шельфовых ледников (помимо притока льда с материка) играет отложение снега на их поверхности. В. Х. Буйницкий (1958, стр. 377) даже говорит, что шельфовый ледник — это фирновое поле, отложившееся на более твердом ледяном основании. Шельфовые льды, возникшие из морских льдов (схема Норденшельда), по-видимому, наименее долговечны, потому что морской припай, составляющий их основу, со временем взламывается и уносится течениями.

Советские гляциологи Л. Д. Долгушин, Б. И. Втюрин, Ю. М. Модель, А. П. Капица (1958) отмечают возможность образования «вторичных шельфовых ледников» из скопления айсбергов, прибитых морскими течениями к краю основного шельфового ледника и схваченных припаем, который от года к году становится толще между айсбергами.

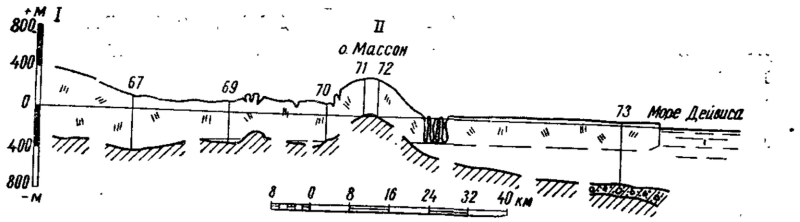

Рис. 127. Разрез шельфового ледника Шеклтон с «ледяным возвышением» («ледяным куполом») на острове Массон

Посреди плоских равнин шельфовых ледников вздымаются иногда ледяные купола, или ледяные возвышения (ice rise), поперечником подчас до 100 км (Swithinbank, 1957a, Gould, 1940, стр. 862) (рис. 127). Подошвами они опираются на отмели из рыхлых осадков (по-видимому, подводные морены) или на коренные породы. Возникли они, вероятно, в результате посадки на мель айсберга или части шельфового ледника; в обоих случаях меньшая подвижность создает тенденцию к росту в высоту. У каждого такого купола — автономное питание за счет местных атмосферных осадков (например, остров Дригальского) (Долгушин, 1958б).

По соотношению плотностей морской воды и льда (с учетом изменения плотности последнего с глубиной) Робин (Robin, 1958, стр. 113) установил зависимость между мощностью шельфовых льдов и высотой их поверхности над уровнем воды. Если шельфовый ледник возвышается над водою на 25, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 м, то его толщина равняется, соответственно, 100, 150, 240, 340, 440, 540, 640, 740 и 840 м.

Все описанные выше формы ледников (кроме, быть может, той разновидности шельфовых льдов, которая образуется в согласии со схемой Норденшельда) так или иначе связаны с ледниковым щитом и являются его производными в прямом смысле этого слова. Но в полярных странах бок о бок с ледниковым щитом существуют и независимые, или отчлененные (detached) ледниковые образования, расположенные на побережье и никак не связанные с ледниковым щитом: нагорные ледники, каровые, долинные и т. п. Очень широко вокруг всей Антарктиды развит так называемый *лед подножий* (ice-foot, ice piedmont, Fussgletscher) — длинные (вдоль берега), но узкие (от 50 м до 50 км) лентообразные скопления льда, полого наклоненные в сторону моря, которые в настоящее время не питаются материковым льдом, ни ледниками прибрежных гор и не связаны непосредственно ни с теми, ни с другими. Эти скопления называются также ледниками подножий (piedmont glaciers, ice-foot glaciers), дюнными ледниками (dune glaciers), клиффовыми ледниками (когда они залегают у подножия клиффа), краевыми, или окаймляющими,

ледниками (fringing glaciers) (так как они как бы обрамляют тело ледникового щита), ледниками стрэндфлета (strandflat glaciers), склоновыми ледниками (slope glaciers) и т. п. Все они, независимо от способа возникновения, так или иначе питаются навеянным снегом, оттого их нередко называют и навеянными ледниками (snowdrift ice).

135. Ископаемые льды и каменные глетчеры. Ископаемые, или «каменные», льды встречаются во многих местах земного шара. Выходы их есть на берегах Аляски, в низовьях Яны и Колымы, в Новосибирском архипелаге, в обрывистых берегах оз. Каракуль на Памире, в долине р. Кумтер (верховья Нарына) в Тянь-Шане (см. подробнее у Граве, 1951). Общий объем подземных льдов на Земле достигает 0,5 млн. км^3.

Присутствие ископаемых льдов вовсе еще не служит доказательством былого оледенения, потому что подземный лед может быть различного происхождения: подземные и наземречных и морских льдов на речных и морских пляжах, замерзные наледи, погребенные снежные сугробы, нагромождения шая в трещинах вода и т. п. Но в некоторых районах каменный лед представляет собой засыпанные землистыми наносами остатки настоящих ледников. Когда мы находим мертвые льды на периферии живых ледников — генезис этого ископаемого льда установить легко. Генезис ископаемых льдов, обнаруженных в тех местах, где ныне нет ледников, может быть определен лишь после тщательного изучения его структуры, которая обычно запечатлевает «жизненный путь» данной массы льда. Структурное ледоведение дает в руки гляциолога надежное орудие установления происхождения подземных льдов.

В некоторых горных странах — Тянь-Шане, Алтае, Колорадо, Аляске, Альпах, Сьерра-Неваде, Андах и других существуют так называемые *каменные глетчеры* (rock-glaciers, glaciers de pierres, glaciers rocheux, Schuttgletscher, Blockgletscher) — обширные скопления каменных обломков, выползающие из горных цирков в виде длинных языков по боковым ущельям. В Тянь-Шане длина таких «глетчеров» достигает 3—3,5 км. Некоторые авторы называют каменными глетчерами ледники, которые уже не получают питания и поверхность которых сплошь засыпана мореной (Tricart Cailleux, 1953; Klebelsberg, 1948—1949), другие считают каменные глетчеры древними моренами, неподвижными отложениями горных обвалов, гравитационными потоками щебня и т. п., т. е. скоплениями каменных обломков, под которыми сейчас нет льда.

По наблюдениям М. И. Ивероновой (1950), верховьями каменных глетчеров в Тянь-Шане служат цирки или кары, в которых почти всегда есть небольшие современные ледники. Ка-

менный глетчер является непосредственным продолжением этих ледников, и морены последних тоже непосредственно переходят в тело каменного глетчера. Поперечный профиль каменного глетчера выпуклый, продольный — нередко ступенчатый. Сложены глетчеры угловатыми обломками различных размеров. В верховьях глетчера скопления обломков голые, ниже на них появляются накипные лишайники и травы, а концы каменных глетчеров иногда покрыты зарослями кустарника. По мнению М. И. Иверонової, к которому близки взгляды и алтайского исследователя Л. Н. Ивановского (1962), каменные глетчеры — это результат особого типа аккумулятивной деятельности небольших ледников в период их медленного сокращения: отступая и уменьшаясь в мощности, ледник оставлял впереди себя постепенно растущий вверх по долине и все время сливающийся с боковыми моренами вал конечной морены. Ступенчатый продольный профиль — следствие задержек в отступании ледника (поперечные валики морен). Таким образом, каменный глетчер — это слившиеся воедино валы конечных и боковых морен.

136. Опыты классификации ледников. Самым ранним, наиболее простым и наименее совершенным было деление, предложенное О. Соссюром (1779). Оно долгое время применялось гляциологами, а некоторые авторы придерживаются его и поныне. Соссюр различал ледники 1-го порядка (долинные) и ледники 2-го порядка (висячие); других типов ледников в то время еще не знали.

В курсе гляциологии А. Гейма (1884) приводится уже классификация более объемлющая. Номенклатура в ней дана по географическому признаку. Выделяются: альпийский тип ледников (куда входят долинные и висячие), скандинавский и гренландский (инляндсейс).

От этого мало отличается классификация Ш. Рабо (1897), в которой автор устанавливает тоже три группы. В первую отнесены так называемые полярные ледники (inlandsis) — например, внутренняя часть Гренландии, Ватна-Йокуль и Мирдальс-Йокуль, Юстедальсбре и др. Вторую группу составляют альпийские ледники, третью — альпийско-норвежские, или смешанные (Ютунхейм в Норвегии, массив Окстинн). Однако немного позже, ознакомившись с классификацией Э. Дригальского, Рабо (1900) выдвинул два новых варианта, в которых и попытался объединить свою схему 1897 г. со схемой Э. Дригальского. Э. Дригальский, исходя из степени интенсивности оледенения, делит все ледники на два больших класса: материковые (Inlandeis) и горные (Hochlandeis). Руководящий признак — степень зависимости оледенения от рельефа. Если ледник не подчинен рельефу, он относится к материковым. Если же из-за небольшой мощности льда ледник приноравли-

вается к неровностям своего ложа — он относится к горным. Среди горных ледников намечен ряд второстепенных подразделений. По мнению Ш. Рабо, ледники можно классифицировать как по интенсивности оледенения, так и по их топографическим особенностям. В первом случае обе главные группы Э. Дригальского сохраняются целиком, причем во второй из них (Hochlandeis) следует различать: 1) местные ледяные шапки (local ice caps) — на Диско, многие ледники Исландии, Юстедаль; 2) смешанные, или альпийско-норвежские (Окстинн, Сулительма), и 3) альпийские, в которых в свою очередь обособляются ледники в собственном смысле слова и предгорные (аляскинский тип). Если же руководствоваться топографическими характеристиками, то в схеме получатся те самые три группы, которые охарактеризованы Рабо в 1897 г. При этом в семью полярных ледников отходят и местные ледяные шапки, а предгорные отнесены к альпийским.

Успехи изучения Антарктиды и Арктики приводят к тому, что в позднейших классификациях все больший удельный вес начинают приобретать типы полярного оледенения. Особенно хорошо это видно из классификации Райта и Пристли (Wright and Priestley, 1922, стр. 143—173) с ее четырьмя основными формациями ледниковых образований.

Тип. I. Ледники с преобладающим развитием области питания:

а) материковый лед (continental ice) — конечная стадия глубокого оледенения обширного участка суши. Признаки: большие размеры, коренной рельеф погребен и не отражается в рельефе поверхности ледникового покрова. Синонимы: inland ice, Greenland glaciers, continental glaciers, ice-cap type;

б) островной лед (island ice) — ледяной щит, покрывающий небольшой изолированный участок суши (остров). Наиболее характерная форма — купол. Синонимы: local ice cap, ice cap;

в) нагорный лед (highland ice) — сравнительно тонкий, но непрерывный покров на плоской или волнистой местности, в значительной мере отражающий в рельефе своей поверхности рельеф подстилающих пород. Результат оледенения гор и нагорий, однако без полного погребения их рельефа. Может быть и формой, образовавшейся вследствие регресса материкового льда, распадающегося на несколько покровов нагорного льда (Шпицберген). Синонимы: норвежский тип ледника, local ice cap, inland ice, ice cap, т. е. в ряде прежних классификаций тип нагорного льда включается в другие типы ледников;

г) каровые ледники (cwm-ice) — из-за малых размеров неустойчивы; существуют лишь при равенстве аккумуляции и абляции. Если питание ослабевает (при неизменной абляции), каровый ледник быстро исчезает, если питание усиливается — ледник выползает из кара через его край и превращается в *переливающийся ледник* (spill-over glacier). Синонимы: corrie-glacier, cirque glacier и др.;

д) навеянные ледники (snowdrift ice) — встречаются в разных условиях и на разных высотах, т. е. могут быть и ледниками горных склонов, и низменных побережий. Обычно дают начало каровым ледникам. В прогрессивную фазу оледенения объединение навеянных ледников может повести к возникновению нагорных, а затем и материковых льдов.

Тип II. С преобладающим развитием области переноса (движения):

а) крутобокие (wall sided glaciers) — потоки льда, не обрамленные склонами; края их возвышаются над поверхностью почвы;

б) долинные — склоны вместилища возвышаются над краем ледника. Синонимы: альпийский тип, горные (mountain glaciers), вложенные или врезанные ледники (glaciers encaissés).

Тип III. С преобладающим развитием области стока (абляции):

а) ширококонечные,

б) плазучие ледяные языки,

в) предгорные,

г) конфлюэнтные,

д) лавинные (avalanche ice) — массы льда, питаемые исключительно обвалами с концов ледников другого типа. Синоним: возрожденные ледники

Тип IV. С уравновешенными областями питания, движения и стока (ни одна из этих областей не преобладает, и все они сосуществуют в одном ареале). Сюда относятся все виды шельфовых льдов.

Интересная классификация разработана В. Хоббсом (Hobbs, 1910, 1911, 1935). В основу ее положена идея развития ледников и понятие о цикле оледенения.

Зачаточным образованиям, возникающим в прогрессивную фазу цикла оледенения, В. Хоббс присваивает название нивационных ледников. По происхождению эти ледники ближе всего напоминают навеянные. Они были немногочисленны, разделены обширными площадями, не занятыми снегом, и, судя по формам покинутых ими вместилищ (например, в горах Бигхорн в штате Вайоминг), залегали в длинных и узких впадинах, характеризующихся прямоугольным замыканием верховьев (в отличие от обычного циркообразного замыкания). При дальнейшем развитии прогрессивной фазы оледенения число нивационных ледников возрастало, сами они становились сложнее, превращаясь в двойные, а иногда и полисинтетические, но долины их по-прежнему остаются прямолинейными, а цирки квадратными. Этот второй полугипотетический тип ледников называется *ортодендритовым ледником* (orthodendritic glacier).

С усилением питания зачаточные ледники делаются еще более разветвленными, а их верховья (цирки) приобретают уже нормальные округлые очертания — получаются дендритовые ледники (в данном случае этот термин является синонимом обычного долинного ледника).

Чем глубже развивается оледенение, тем больше заполняет лед долины, пока, наконец, ледники, выползая на предгорную плоскость и растекаясь концами, не образуют ширококонечных ледников. Одновременно ледники своими верховьями начинают переливаться через водоразделы главных долин и дают начало переметным или двойниковым ледникам. Нарастание связи между ледниками соседних систем приводит к тому, что на низменности ширококонечные ледники объединяются в ледник горных подножий, или предгорный, а в горах

переметными ледниками станут, помимо главных ледников, также и их притоки. Массы льда, все сильнее покрывая страну, переходят сначала в стадию шпицбергенского типа оледенения, затем в стадию ледниковой шапки и, наконец, в стадию ледникового щита.

В регрессивную фазу оледенения весь описанный выше процесс будет протекать в противоположном направлении, и, следовательно, формы ледников должны проходить такие же стадии, только в обратном порядке. В общих чертах так оно и есть, но имеются и отклонения. Например, мы не знаем ледников, которые возникли бы в результате распада оледенения шпицбергенского типа. Предгорные ледники регрессивной фазы отличаются от одноименных ледников прогрессивной стадии большей изрезанностью своего внешнего края. Предгорные ледники превращаются в двойниковые, те — в ширококонечные; а последние — в дендритовые. Дендритовый ледник прогрессивной стадии не мог иметь впереди себя троговой долины; не мог он сопровождаться и висячими ледниками, так как склоны гор были сплошь закрыты снегом. Дендритовый же ледник регрессивной фазы имеет впереди себя трог, и ему сопутствуют висячие ледники.

Деградация дендритовых ледников приводит к образованию *лучеобразных ледников* (radiating type). Этот тип у других авторов известен как долинный, но В. Хоббс считает это название неверным, так как современные горные ледники не занимают долин целиком, а иногда даже не вполне занимают материнский древний цирк (например, ледник Горнер, отдельные составляющие которого заполняют только побочные цирки и лежат рядом, будучи связаны друг с другом наподобие расходящихся пластинок веера). Настоящие долинные ледники обозначаются В. Хоббсом под именем дендритовых.

При отмирании дендритовый ледник не только весь втянется в свой древний цирк и станет лучеобразным ледником, но будет сокращаться и далее. При этом фронт его отодвинется до самой стенки цирка, либо сохранив свою целость, либо распавшись на отдельные обрывки, — возникнет подковообразный ледник. Как правило, подковообразные ледники в ширину больше, чем в длину. Подобные ледники у большинства гляциологов именуются висячими.

Совсем особую группу в классификации В. Хоббса составляют *ледники с унаследованным бассейном* (inherited basin type). Их вместилища не выработаны самим ледником, и положение их в схеме эволюции ледников неясное. К этой группе В. Хоббс отнес: 1) ледники, занимающие межгорные долины (intermontane valley type), — например, ледник Иллесельвет в горах Селькирк, представляющий собою прямоугольное снежное поле между параллельными горными кря-

жами, — отсылающее от себя короткие языки в разных (противоположных) направлениях (Иллесельвет, Гейки); 2) кальдерные; 3) возрожденные и 4) звездообразные.

Генетический принцип составляет также фундамент классификации Я. С. Эдельштейна, который различает:

I. Эмбриональные ледники — первичные формы оледенения, для которых характерно преобладание площади накопления снегов (фирна) и отсутствие или слабое развитие областей абляции: 1) фирновые ледники, 2) каровые ледники, 3) висячие ледники, 4) эоловые ледники (ледниковые наметы).

II. Нормальные горные ледники — отличаются большей или меньшей степенью равновесия между абляцией и аккумуляцией и обладают отчетливо развитыми языками: 1) альпийские ледники (с площадью питания в цирке), 2) ледниковые шапки (площадь питания — выпуклый щит, от края которого по долинам, вырезанным в склонах гор, спускаются во все стороны ледники), 3) возрожденные ледники, 4) радиальные ледники (с центральной областью питания, от которой ледники отходят лучами), 5) переметные ледники.

III. Гипертрофированные ледники. Обильное питание ведет к мощному развитию ледникового тела.

Подгруппа *А* — ледники, в которых гипертрофия проявляется пропорционально как в зоне накопления, так и в зоне таяния: 1) ширококонечные ледники, 2) предгорные ледники.

Подгруппа *Б* — гипертрофированы главным образом в области аккумуляции: 1) скандинавский тип, 2) норвежский (фьордовый) тип (отличие от предыдущего: ледники оканчиваются не на суше, а в морском заливе).

Подгруппа *В* — ледники, у которых избыточное питание резко выражено во всем теле: 1) материковые ледники, 2) шельфовые ледники.

IV. Рудиментарные ледники; образуются в крайней регрессивной стадии ледникового цикла. Размеры их явно не соответствуют величине вместилищ, в которых они лежат. Сюда относятся: 1) ледники с унаследованным бассейном (2) серповидные ледники, 3) кальдерные ледники (которые, впрочем, могут быть отнесены и к эмбриональным), 4) ископаемые (мертвые) ледники, оторванные от области питания.

Мы уже знакомы с динамической и геофизической классификациями ледников, предложенными Х. В. Альманном (см. § 68 и 78). Х. В. Альманн (Ahlmann, 1948) разработал также и морфометрическую классификацию, в которой различает:

А. Ледники в форме обширных щитов, в которых лед движется от центра по всем направлениям: 1) материковый лед (покрывает обширную площадь); 2) ледниковая шапка (площадь меньше материкового льда); 3) нагорный ледник (highland glacier); покрывает самую высокую или центральную часть горного района.

Б. Ледники, приуроченные к более или менее отчетливым руслам, определяющим главное направление их течения. Сюда относятся как самостоятельные ледники, так и выводные ледники, дренирующие ледники группы *А*: 4) долинный ледник, или ледник альпийского типа; 5) сетчатый ледник (transection glacier) — образуется, когда вся долинная система более или менее заполнена льдом; 6) каровый ледник; 7) крутобокий ледник; 8) плавучий ледниковый язык.

В. Ледники в форме больших или малых плит, занимающих равнины у подножия оледенелых районов. В этой группе нет самостоятельных типов ледников. К ней относятся: 9) предгорный ледник — возникает путем слияния концевых частей ледников типов 4, 5 или 7; 10) ледник подно-

жий (foot glacier) — самая низкая и наиболее широкая часть ледников типов 4,5 или 7 (по-видимому, синоним ширококонечного ледника. — *С. К.*); 11) шельфовый лед.

Эта морфологическая классификация иллюстрирована автором серией кривых, отражающих распределение площади разнотипных ледников по высоте. Высоты в каждом леднике распределяются по десяти интервалам (так, что «цена» интервала в метрах для каждого ледника своя: 60 м, 80 м, 165 м и т. д.), и для каждого интервала указывается площадь ледника в процентах от всей его площади. Оказывается, что для каждого типа ледника характерна своя кривая, как это можно видеть, например, на рис. 128. В ледниковых куполах нормальная кривая постепенно поднимается до девятого высотного интервала, а затем быстро снижается, это значит, что по мере роста ледника площадь его увеличивается, стремясь образовать обширное, с пологим уклоном плато. У наиболее обычного типа долинных ледников нормальная кривая поднимается примерно до 6-го интервала, а затем снижается до довольно низкой величины. Кривая карового ледника показывает быстрое увеличение площади самых нижних частей ледника, затем более или менее равномерное распределение площади между 4-м и 5-м высотными интервалами и, наконец, уменьшение площади льда на крутых стенках кара.

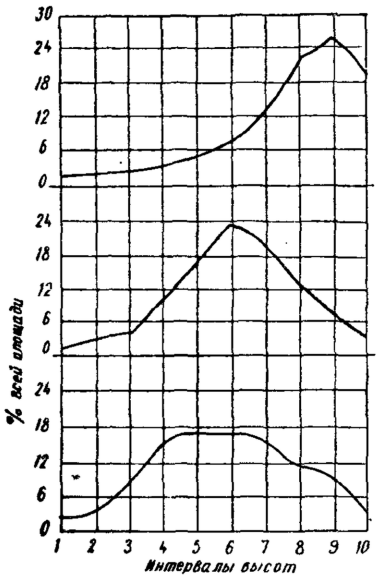

Рис. 128. Кривые нормального распределения площади ледника по высоте: в ледниковом куполе (наверху), в долинном леднике (типа Ронского ледника) (в середине) и в каровом леднике (внизу)

Многие классификации ледников, как мы видели, основываются почти исключительно на различиях областей питания, которые в свою очередь обусловлены рельефом. Поэтому Ф. Виссер (Visser, 1933; 1938, стр. 21) предложил такие названия для главных форм оледенения: 1) фирно-мульдовые ледники (соответствуют альпийскому типу), 2) фирно-плоскогорные ледники (соответствуют скандинавскому типу), 3) фирно-котловинные ледники (соответствуют музтагскому типу), 4) лавинные ледники (туркестанский тип), 5) материковый лед (гренландский тип). Морфологическую номенклатуру до-

линных ледников, взамен региональной, следуя Ф. Виссеру, приняли также Э. Дригальский и Ф. Махачек (Drygalski und Machatschek, 1942), Р. Клебельсберг (Klebelsberg, 1948—1949, т. 1) и некоторые другие.

Ф. Мэтсис (Matthes, 1942, стр. 151) в своем подразделении ледников исходил из механизма их движения и связанных с этим морфологических различий. Он называет два главных класса ледников: ледяные потоки и ледяные шапки.

Ледяные потоки (ice streams) — это ледники, которые вследствие крутизны их ложа текут преимущественно под действием силы тяжести и стремятся принять в связи со второстепенными топографическими факторами потокоподобную форму. Ледяные шапки (ice caps) — это обширные караваеобразные массы льда континентальных или меньших размеров, в которых непосредственное гравитационное движение осуществляться не может. Движутся они радиально от центра к периферии под влиянием разности давлений внутри массы льда; движение частично зависит от рельефа ложа.

Среди ледяных потоков Ф. Мэтсис выделил основные типы: а) горные ледники (mountain glaciers); берут начало вблизи гребней высоких гор и спускаются оттуда в виде узких языков, текущих по долине наподобие потоков воды в руслах; б) долинные ледники; питаются многими сливающимися горными ледниками (т. е. типа *а*) и текут наподобие широких величественных рек по главным долинам горной системы; в) межгорные ледники (intermontane glaciers) — еще более крупные, образованные слиянием ледников типа *а* и *б*, занимают обширные троговые депрессии между горными цепями; г) выводные ледники (outlet glaciers); вытекают из периферических областей ледяных шапок.

Р. Клебельсберг (Klebelsberg, 1948—1949, т. I, стр. 188) предложил следующую классификацию ледников:

I. Наземные ледники (Landgletscher)

1. Покровные (Deckgletscher) (не зависят от рельефа):
   а) материковый лед;
   б) ледяные шапки; островной лед; фирновые и ледяные щиты;
   в) ледники плато; нагорные ледники.
2. Горные (Gebigsgletscher) (зависят от рельефа):
   г) фирновые пятна; ледниковые пятна;
   д) каровые ледники;
   е) ледники подножий (Fussgletscher);
   ж) висячие ледники;
   з) ледники конических гор;
   и) долинные ледники;
   к) предгорные ледники (Vorlandgletscher);
   л) сетчатые ледники;
   м) навеянные ледники.
3. Наземные ледники, оканчивающиеся в море или озере:

н) омываемые ледники,
о) плавучие ледяные языки,
п) шельфовые льды (те из них, которые питаются льдом, притекающим с материка).

II. Морские ледники (Meergletscher)

р) шельфовые льды (те их типы, которые возникли из скопления снега на морских льдах).

В долинных ледниках Р. Клебельсберг выделяет подтипы: ледники с отчетливым фирновым бассейном (Firnfeldgletscher) и ледники без типичных фирновых полей (Firnfeldlose Talgletscher); во втором подтипе автор различает фирно-котловинные (иначе, туркестанский тип) и фирно-потоковые (музтагский тип) ледники.

В классификации, предложенной Дж. Чарлзвортом (Charlesworth, 1957, т. I, стр. 71—72), ледники распределены в четыре группы. Первая группа — «ледниковые щиты возвышенных стран»: а) материковый ледниковый щит, б) нагорная ледниковая шапка (отличается от предыдущей формы меньшими размерами, а также и способом питания), в) островная ледниковая шапка (т. е. нагорная шапка, венчающая остров), г) ледники плато и д) ледяные панцири (carapaces). Во вторую группу входят «горные ледники»: а) сетчатые, б) дендритовые, в) долинные, г) каровые, д) висячие. Третья группа — «ледники низменностей»: а) предгорные, б) ширококонечные, в) возрожденные, г) плитообразные (ice-slabs) и д) краевые (fringing glaciers). Наконец, выделена и группа «переходных форм ледников»: а) шельфовые льды, б) плавучие ледяные языки, в) лед подножий (ice-foot).

П. А. Шумский (1961) в основу классификации ледников положил количественное соотношение сил стока и растекания в движении ледника (см. § 94) и выделил главные типы:

1. *Ледники стока*, или горные ледники. Суммарная сила стока ледника составляет 100% его движущей силы. Господствует ламинарное течение. Форма ледников и их движение полностью определяются рельефом местности.

2. *Горно-покровные ледники.* Суммарная сила стока составляет 50—100% движущей силы. Сочетание ламинарного и глыбового движения, но с преобладанием первого. Примеры: переметные ледники, неправильные покровы, относительно тонкие на возвышенностях и мощные — в долинах и котловинах.

3. *Покровные ледники.* Суммарная сила растекания составляет 50—100% движущей силы. Сочетание ламинарного и глыбового движения, но с преобладанием второго. Примеры: оледенение шпицбергенского типа; ледниковые покровы с утолщениями — центрами растекания на возвышенностях ложа.

4. *Ледники растекания.* Суммарная сила растекания составляет 100% движущей силы. Господствует глыбовое дви-

жение. Ледники полностью независимы от рельефа: их динамика и морфология подчинены только климатическим условиям. Пример: ледниковые щиты с центрами над впадинами ложа.

Несколько особняком стоит классификация Л. Ллибутри (Lliboutry, 1956a, стр. 121—123). Автор полагает, что чисто морфологические классификации не представляют интереса, а классификации, опирающиеся на температурные особенности ледников и соотношение областей их абляции и аккумуляции, недостаточны. Взамен этого выдвигается климатическая классификация, в которой различаются следующие типы ледников: 1) экваториальный тип (например, леднички Рувензори), 2) тропический, или гималайский, тип (ледники массива Нанга-Парбат), 3) субтропический, или туркестанский, тип (ледники Памира, центральных Анд), 4) тип ледников умеренного климата (альпийские ледники), 5) тип ледников влажного субполярного климата (Аляска, ледники Патагонии), 6) тип ледников сухого субполярного климата (баффинов тип; пример — ледник Барнса), 7) полярный тип (материковый лед) и 8) шельфовые льды. В сущности эта классификация совмещает в себе также и элементы гляциологического районирования, характеризуя климатическую обстановку и указывая районы, в каких существуют ледники того или иного типа.

Недавно аналогичную попытку предпринял И. В. Бут (1962), выделивший различные зоны и области оледенения в зависимости от особенностей циркуляции атмосферы и выпадения твердых атмосферных осадков (стало быть, в зависимости от климата) в северном полушарии. Основные области оледенения, по И. В. Буту: североамериканская, камчатская, исландская, островов европейско-азиатского сектора Арктики, скандинавская, альпийская, кавказская, памирская, тяньшаньская и алтайская, область оледенения индийского питания (южные районы горного массива Центральной Азии) и реликтовая гренландская область оледенения. Ледники южного полушария И. В. Бут не рассматривает.

Сделанный выше обзор терминологии и классификации ледников (§ 131—136) свидетельствует о довольно хаотическом состоянии этой проблемы. Континентальный ледник — это в большинстве случаев синоним ледникового щита, но отдельные авторы континентальным ледником называют ледяной скат. Термин «transection glacier» обозначает у одних авторов переметные ледники, у других — сквозные, у третьих — сетчатые. Название «лавинный ледник» применяется и к возрожденным ледникам, и к ледникам туркестанского типа. Лед подножий (foot-ice) иногда называют так же, как и предгорный ледник (piedmont glacier). Ледник дендритовый в одних

случаях — это обычный долинный ледник, в других — сложный ледник, заполняющий продольную долину между двумя горными хребтами, и т. п. Очевидно, настала пора привести в порядок терминологию, касающуюся типов ледников. Надо, чтобы это сделала Международная комиссия снега и льда.

Что касается классификации ледников, то она должна быть одновременно генетической и построенной на всем комплексе признаков, свойственных каждому типу ледника. Такой классификации еще нет.

ГЛАВА XII

ТРАНСПОРТНАЯ И АККУМУЛЯТИВНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Одна из важных сторон жизнедеятельности ледников состоит в их непосредственном влиянии на преобразование поверхности Земли, в создании особых форм рельефа и своеобразных горных пород. Этими вопросами много занимались геоморфологи и геологи. Поэтому можно ограничиться изложением лишь основных представлений о транспортной, аккумулятивной и разрушительной работе ледников (исчезнувших и живых), не вдаваясь в подробности.

137. Морены и их подразделение. Весь инородный минеральный материал, от крупных каменных глыб до мелкой пыли, попавший в тело какого-либо ледника и движущийся вместе со льдом, принято именовать *мореной*. Термин этот (la moraine, по-видимому, от латинского слова morena — каменная насыпь) заимствован у швейцарских горцев, жителей Савойи.

Морены, участвующие в перемещении ледника, называются движущимися, а те из них, которые уже прекратили свое движение, — отложенными. Первые характеризуют транспортную деятельность ледника, вторые — деятельность аккумулятивную. Каждая отложенная морена обязательно проходит стадию движущейся.

Мореной называют не только рыхлый обломочный материал, перемещаемый и отлагаемый ледником, но и формы рельефа, сложенные этим материалом. Имеются возражения против подобного смешения названий (Рухина, 1959). Американские и английские гляциологи под мореной разумеют только формы рельефа, а для обозначения породы используют термин *тилл* (till) (Flint, 1957). Однако подобное разграничение не получило еще всеобщего признания.

Движущиеся морены, сообразно с их положением в леднике, разделяются на поверхностные, внутренние и донные (нижние) (рис. 129).

138. Нижние морены. Обычно каменная постель, на которой происходит накопление снега, долженствующее дать начало леднику, усеяна обломками и щебнем горных пород (результат выветривания). Снег, осаждающийся здесь, покрывает и обволакивает эти обломки, так что *нижняя*, придонная или подледниковая морена (subglacial moraine, Untermoräne) возникает с первого же момента образования ледника. Когда снег превращается в лед, а лед начнет двигаться, то вместе с ним придет в движение и вкрапленный в основание ледяной массы каменный материал. Ледник не только переносит «готовые» обломки, но при известных условиях активно отрывает новые от своего ложа. В нижнюю морену входит также погрузившаяся внутренняя морена и куски из поверхностной, свалившиеся в трещины, которые раскалывают ледник до самого дна. В нижнюю морену поступает и материал выветривания, образовавшийся в подгорной трещине фирнового бассейна.

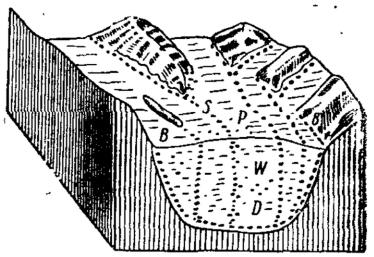

Рис. 129. Расположение различных морен на поперечном профиле долинного ледника вблизи его конца (*по Кунскому*):

B — боковая; *D* — донная; *W* — внутренняя; *S* — срединная; *P* — поверхностная

Нижнюю, или подледниковую, морену называют также *донной*. Но некоторые авторы, например Ф. Форель (Forel, 1910), отличают донную морену от нижней. Под первой (moraine profonde) разумеют тогда тот материал, который лежит непосредственно на дне вместилища, а к нижней морене (moraine inférieure) относят слой, расположенный между донной мореной и нижней поверхностью ледника и возникший в результате вмерзания в лед верхних частей донной морены. Подобное разграничение ввиду его малого практического значения не привилось, и термины «нижняя морена» и «донная морена» употребляют как синонимы.

Движение подледниковой морены происходит с огромным трением. Вследствие этого у крупных обломков сглаживаются резкие выступы, а поверхность их оказывается отполированной, пришлифованной, либо покрытой очень характерными штрихами и царапинами. Размеры отдельных камней со временем уменьшаются — тем скорее, чем рыхлее порода, а мелкий щебень перемалывается в тончайший порошок — *глетчерную муку*, которая и придает водам подледниковых ручьев молочный цвет. Большие (свыше 10 см) камни, оглаженные и угловато окатанные льдом, называются *валунами*.

Нижняя морена присутствует во всех ледниках, чего нельзя сказать о других видах морен.

Велика ли мощность нижней морены? Мнения по этому вопросу сильно расходятся, так как нет еще единого взгляда

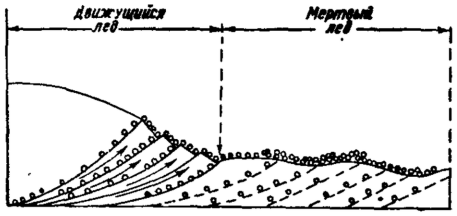

Рис. 130. Продольный профиль конца ледника. Перенос донной морены к поверхности ледника путем движения льда кверху вдоль плоскостей скалывания. В мертвом льду плоскостя скалывания становятся недействующими (прерывистые линии) *(по Р. Флинту)*

на эффективность ледниковой эрозии. Вместе с тем сейсмическое зондирование ледников, проведенное в период Международного геофизического года, дало неожиданно высокие мощности рыхлых наносов, залегающих под ледниками (между основанием ледника и ложем из коренных пород). Под ледником Хайуэй (о. Баффина) рыхлый слой достигает толщины 43 м, под ледником Туюк-Су в Заилийском Алатау — 160—200 м, под ледниковым щитом Гренландии — 200 м, а под ледником Федченко — 200—900 м.

Вряд ли вся эта толща — продукт деятельности современных ледников. Быть может, значительная ее часть слагается из древнего аллювия или каких-нибудь других рыхлых отложений, в которых морена играет лишь подчиненную роль. Загадка эта сопровождается и другой: как надо представлять себе транспортную и эрозионную деятельность ледника, если ледник движется по рыхлым наносам и не смещает их?

139. Внутренние морены. Внутренняя морена (englacial moraine, Innermoräne, moraine interne) чаще всего формируется из материала, сперва попавшего на поверхность ледника, но затем поглощенного ледником. Наиболее интенсивно это поглощение в бассейне питания: всякий кусок горной породы, всякая пылинка очень скоро покрываются снегом.

В областях абляции внутренняя морена слагается из обломков, попавших в трещины, не доходящие до дна. Непосредственное погружение в толщу льда минеральных обломков с поверхности ничтожно мало: если исходить из формулы Стокса, — не более 4 мм в год для округлого камня радиусом 10 см, при вязкости льда 10^{12} пуазов. Известную роль в построении внутренней морены играет и донная морена, которая по плоскостям надвига может быть выжата кверху — внутрь ледника и даже на его поверхность (рис. 130).

Происхождение внутренней морены в долинных ледниках хорошо объясняется теорией Финстервальдера. Возьмем случай, когда объединяются два ледника. Боковые части их до слияния прилегали к боковым частям своего ложа и при движении увлекали моренный материал (нижнюю морену). После слияния они теряют ложе и становятся уже внутренней частью объединенного ледника, а вместе с этим становится

внутренней их нижняя морена. Эта морена образует вертикальный шов (см. рис. 129), служащий границей между двумя потоками льда. Проекция шва на поверхность дает срединную морену (см. § 140).

Таков генезис внутренних морен на обычных ледниках. Иначе обстоит дело в двухъярусных системах, так как там поверхностная морена несущего ледника и нижняя морена перемещаемого расположатся между обоими ледниками в виде *поперечной морены* (Quermoräne).

В большинстве случаев внутренняя морена, странствуя вместе с ледником, мало изменяется: остроугольные каменные обломки, входящие в ее состав, так и остаются остроугольными. Скелеты овец, погибших на ледниках, появляются вновь изо льда нетронутыми; из ледника Боссон вытаяла неразорванной газовая вуаль, пробывшая во льду 41 год; Форбс рассказывает о бутылке, которая, пропутешествовав во льду 1310 м в течение 10 лет, появилась на поверхность почти неповрежденной.

140. Поверхностные морены. Поверхностные морены (Obermoränen, moraines de surface) образуются в результате падения обломков горных пород со склонов долины на ледник, вытаивания внутренней морены и в отдельных случаях выдавливания донной морены на поверхность. Обломки, падающие на ледник, достигают подчас огромных размеров: на Иныльчеке видели глыбы до 100 м в поперечнике.

Постоянным источником питания поверхностных морен обломочным материалом являются обнаженные участки склонов долин, а на полярных ледниках — нунатаки. Камнепады и обвалы доставляют на ледник обломочный материал непосредственно; огромные его количества могут единовременно поступать вследствие горного обвала (такая морена называется *обвальной*, Bergsturzmoräne). В конусах осыпей на склонах гор нередко бывает ледяное ядро (из небольших лавинных нагромождений или не успевшего растаять зимнего снега), которое, медленно двигаясь и вливаясь сбоку в ледник, переносит к последнему и обломочный материал осыпи. Кроме того, последний перемещается и сам по поверхности осыпи вниз на ледник, что облегчено наличием скользкого ледяного субстрата и обилием талых вод (Иверонова, 1952).

Наиболее благоприятны условия накопления по краям ледника. Обломочный материал, попав на ледник, нагромождается по обоим его краям в виде гряд *боковых морен* (lateral moraine, moraine latérale, Seitenmoräne). Боковые морены, имеющие обычно форму вала, вблизи конца ледника образуют нередко ряд террасовидных поверхностей, ступенчато спускающихся от склонов долины к поверхности льда; К. К. Марков называет их «террасами оседания».

Если ледник составлен из двух или более ветвей, то объединенные боковые морены соседних ветвей продолжаются на леднике ниже слияния в форме *срединной морены* (medial moraine, moraine médiane). Возникновение последней может быть вызвано также существованием островка (хицана, нунатака), торчащего изо льда где-нибудь в середине ледника. Если островок этот в фирновом поле, то падающие с него обломки горных пород быстро погружаются внутрь ледника; если он в области абляции, то обломки остаются на поверхности льда.

Срединная морена, если ее рассматривать в поперечном профиле ледника, имеет вид отвесной стены, опирающейся на дно ледника. Бэтл (Battle, 1951, стр. 562), проникший в естественный подледниковый туннель (длиною в 500 м) одного гренландского ледника, видел в потолке и стенах туннеля окатанные валуны, лежащие в основании срединной морены. Значит, по существу срединную морену нельзя рассматривать только как поверхностную — к ней примешивается также и внутренняя морена.

На ледниковых щитах (Гренландия) есть интересные *подковообразные морены*, окаймляющие наподобие земляного вала некоторые нунатаки. Такой вал — это выжатая кверху донная морена: сложен он совсем из других пород, чем самый нунатак.

Исследователь, посетивший нижнюю часть ледника, может, не поднимаясь к верховьям, судить по числу срединных морен (n) о количестве ветвей, слагающих ледник ($n+1$). Правда, это приложимо только к наступающим ледникам, так как у ледников отступающих или отмирающих слияние с притоком нередко пассивное, т. е. без формирования срединной морены: весь моренный материал притока попросту присоединяется к боковой морене главного ледника, как это можно видеть, например, на Джангырыке (Талгарский массив) и на многих ледниках бассейна Большого Нарына.

Срединные и боковые морены в морфологическом отношении обычно хорошо обособлены: это длинные валы, идущие вдоль ледника в области абляции. Но мелкозем и камни, засоряющие поверхность, часто и не образуют валообразных возвышений, а одевают лед *моренным чехлом* более или менее однородной мощности. В Гималаях и Туркестане такие сплошные моренные оболочки покрывают иногда ледники во всю их ширину и на протяжении многих (10—40) километров вверх по течению.

Трудно предположить, особенно для широких ледников, что чехол состоит из обломков, «заскочивших» со склонов долины на середину ледника. Происхождение моренного чехла путем слияния множества гряд срединных морен тоже мало-

вероятно. Нет сомнения, что генезис моренного чехла гораздо сложнее. В его строении участвует пыль, сметаемая ветром с окрестных горных вершин или приносимая издалека воздушными течениями. Но главным фактором является вытаивание внутренней морены на поверхность ледника, как следствие энергичной абляции, срезающей ледниковый язык на все более и более глубоких уровнях. Вследствие этого внутренняя морена, даже *редко* рассеянная в леднике на *различных* горизонтах, окажется спроектированной на *одну и ту же* плоскость (поверхность ледника) и образует *густое* скопление. Поэтому почти всякую поверхностную морену, которую нельзя отнести к срединной или боковой, мы с полным правом, в согласии с Р. Тарром, можем называть *абляционной мореной* (ablation moraine, ablation till, исп. morena de ablacion). На ледниках Аляски она достигает такой мощности, что на ней растут леса. Сильную засоренность туркестанских ледников легко объяснить тем, что они отмирают. Вполне понятно, почему моренный чехол прежде всего образуется на конце ледника: здесь абляция достигла своего наибольшего напряжения и проникла в тело ледника на максимальную глубину. Обилие моренного покрова приводит к образованию «засыпанного ледника» (исп. glaciar cubierto), а в конце концов — и забронированного, или «погребенного, ледника» (исп. glaciar subterraneo, фр. glaciers d'éboulis, хотя последний термин, пожалуй, уместнее отнести к каменным глетчерам).

Наблюдается известная зависимость между мощностью поверхностной морены и скоростью движения ледника: участки с быстрым движением имеют более тонкий моренный покров. Стало быть, и по этой причине увеличение мощности морены к краям и концу ледника вполне закономерно (Иверонова, 1952, стр. 45—46).

Материал поверхностной морены перемещается в основном пассивно: его несет на себе ледник. Но летом, когда поверхность ледника тает, он может иметь и небольшое собственное движение, соскальзывая и сползая с неровностей рельефа ледниковой поверхности: происходит перераспределение моренного материала в области его распространения. Перенос морены движением ледника создает валообразные формы рельефа морены, но к концу ледника он затухает. На конце ледника берут верх процессы самостоятельного движения: моренный покров сбрасывается к подножию фронта ледника по крутому уклону, а на мертвых льдах моренный покров приобретает облик беспорядочного скопления холмов и понижений (Иверонова, 1952, стр. 53).

Далеко не все типы ледников имеют поверхностную морену. В Гренландии и Антарктиде, где рельеф страны затоплен материковыми льдами, нет источников, откуда мог бы по-

явиться обломочный материал на поверхности ледника. Исключение составляют нунатаки, дающие начало срединным и боковым моренам. Известную роль играет криоконит. Иногда поверхностной становится нижняя морена, вынесенная кверху восходящим движением льда по плоскостям надвигов; такая морена называется *взброшенной* (thrust moraine).

141. Отложенные морены. Весь моренный материал ледник переносит к своему концу и вследствие таяния льда нагромождает здесь в виде вала, расположенного поперек долины, — это *конечная*, или *фронтальная*, *морена* (end moraine, moraine terminale, Endmoräne, Stirnmoräne). Аналогичная морена, отложившаяся на краю ледниковых щитов, носит название *краевой* (moraine bordière).

Во фронтальной морене американские геологи (например, Т. Чемберлин) различают две части: «lodge moraine» или «submarginal moraine» (донная, подкраевая) — это та, которая отложилась подо льдом, и «dump moraine» (насыпная, сброшенная) — та поверхностная и внутренняя морена, которая нагромождена у фронта ледника. Среди конечных морен Р. Флинт (Flint, 1957) различает концевую морену (terminal moraine), т. е. конечную в собственном смысле слова, боковую, иногда бывает межлопастная конечная морена (interlobate end moraine), располагающаяся на месте соединения двух лопастей ледника.

В некоторых районах встречаются маленькие конечные морены сериями, высота каждой морены 3—5 м, длина 100—200 м, иногда число морен в серии достигает 30. Совокупность их на местности напоминает, если смотреть сверху, стиральную доску — оттого они и называются «washboard end moraines», что по смыслу удобнее перевести как *рубчатая морена*. Эти морены считаются периодическими и даже годичными, но периодичность их не доказана.

Для возникновения конечной морены нужны благоприятные условия. Если вытекающие из-под ледника воды уносят материал, конечная морена незначительна или отсутствует, не образуется она, естественно, и тогда, когда конец ледника сложен чистым льдом и лишен обломочного материала. Необходимым условием значительной аккумуляции конечной морены является длительность стационарного положения конца ледника: только тогда все новые и новые порции камней и мелкозема накопляются на одном и том же месте. Если ледник быстро и без задержек отходит, конечная морена оказывается маломощной, так как отлагаемый материал распределяется более или менее равномерно по всей площади отступания. Если отступание совершается прерывисто, тогда образуется несколько дуг конечных морен, разделенных плоскими

понижениями, причем каждый вал означает задержку, а каждая депрессия — период быстрого отхода.

Для определения абсолютного возраста *недавних* морен Р. Бешель (Beschel, 1959) разработал так называемый «лишайниковый метод» (Flechtenmethode). О времени отложения тех камней, на которых поселился лишайник, судят путем измерения поперечника лишайникового слоя (имеющего обычно округлую форму). Отправным пунктом служат, конечно, морены, возраст которых точно известен. Автор определил нормальный поперечник *пласта* лишайника для морен 1920, 1890 и 1850 гг. на 24 ледниках в Альпах. Приведем максимальные размеры (в см) некоторых лишайниковых образований на моренах *D, E, F, G, H* и *I* ледника Хинтерейсферпер (табл. 28).

Таблица 28

Вид лишайника	Морены					
	1890 г.	1850 г.		более старые		
	D	*E*	*F*	*G*	*H*	*I*
Rhizocarpon geographicum	1,0	2,1	2,4	4,3	4,3	4,7
Aspicilia cinerea	2,4	4,6	4,8	9,1	9,5	9,8
Lecidea promiscens	2,8	5,5	5,3	9,8	10,5	10,3
Grimmia sp. } подушки	6,5	11,0	14,0	31	30	
Silene acaulis } подушки	39	77	74	138	125	

Из таблицы видно: 1) на моренах *G, H, I* размеры лишайников одинаковы — значит, возраст этих морен тоже одинаковый; 2) различие в размерах лишайников на моренах *G, H, I* и 1850 г. вдвое больше, чем различие в размерах лишайников на моренах 1890 и 1850 гг.; так как разность в возрасте морен 1890 и 1850 гг. составляет 40 лет, то разность в возрасте морен *G, H, I* и 1850 г. должна быть вдвое больше, т. е. 80 лет. Вывод: морены *G, H, I* отложены в 1850—80=1770 г.

Особенно грандиозных размеров достигают конечные морены, оставленные материковыми ледниками: их моренные фестончатые дуги огромной протяженности, отмечающие собой очертания лопастей ледникового панцыря, образуют более или менее отчетливые гряды холмов высотою 15—30, а в отдельных районах — до 100—150 м. Правда, в рельефе эти холмы не так уж выделяются, ибо полосы конечных морен имеют обычно большую ширину (2—3 км). Но зато они отличаются характерными деталями топографии — чередованием на коротких расстояниях возвышенностей и впадин.

Конечная морена по внешнему виду напоминает моренный чехол, одевающий концы некоторых живых ледников. Но это не совсем одно и то же. Перед отложением в чехле происходит перераспределение материала: с бугров он сползает в котловины, и эти котловины, после заполнения, станут в конечноморенном ландшафте холмами, а ледниковые холмы, на которых аккумуляция была меньше, станут котлови-

нами. Следовательно, рельеф конечной морены, по мнению К. К. Маркова (1935), представляет обращенный рельеф конца ледника: каждый элемент его формируется из своей противоположности.

В конечных моренах нередко надолго сохраняется ядро мертвого льда. В состав конечных морен, помимо чисто моренных отложений, входят также и водные осадки, поскольку в сложном конечноморенном комплексе бывают ручейки и озера, и самый комплекс обычно пропилен рекой, вытекающей из ледника.

При наступании ледник перемещает впереди себя свою конечную морену — в таком случае она называется *мореной напора* (push moraine, push-ridge moraine, shoved moraine, Staumoräne, Stauchmoräne, Vorstossmoräne, moraine de poussée, vallum morainique, исп. morena de empuje) — и может в конце концов ее разрушить (развальцевать). Морена напора обычно широка, сглажена, массивна; склон ее, обращенный к леднику, крутой, а внешний — более пологий. Состав морены сильно зависит от состава пород, слагающих местность перед фронтом ледника. Когда ледник наступает по местности, сложенной рыхлыми и мягкими породами, он не только смещает свою конечную морену (если она была), но и толкает подстилающие рыхлые породы вперед, наподобие бульдозера, и образует из них дугообразный вал, вытянутый поперек долины. Оттого в морену напора и входят, помимо собственно морен, также местные породы, зандровые пески и галечники, морские отложения, слоистые озерно-ледниковые илы и глины и т. п. Однако если ледник наступает на промерзший грунт, он скользит по нему, а не толкает впереди себя, и структура грунта сохраняется ненарушенной.

Материал морен напора и подстилающих рыхлых пород дислоцирован нередко в форме складок и чешуйчатых надвигов, распространяющихся на глубину до 150—200 м. Некоторые гляциологи считают, что большинство конечных морен относится к категории морен напора. Морены напора наблюдаются у современных ледников Шпицбергена, Новой Земли, Аляски и других районов.

С исчезновением ледника или большей его части морены, переполнявшие лед или бывшие на его поверхности, спроектируются на ледниковое ложе. Боковые морены остаются в виде гряд, вытянутых вдоль склонов долины, — в этой неподвижной стадии они называются *береговыми моренами* (flank moraines). Береговые морены можно наблюдать и на склонах долины, еще занятой ледником. Расположены они ступенями, напоминая иногда террасы, и свидетельствуют о прогрессивном понижении уровня льда. Каждая из этих ступеней соответствует более высокому стоянию поверхности ледника. Воз-

никновение береговых морен может идти и другим путем: если параллельно внутреннему, т. е. обращенному к леднику, краю боковой морены появляется глубокая расщелина, которая режет лед до коренного ложа и отделяет боковую морену от ледника. Тогда изолированный от ледника материал боковой морены перестает участвовать в движении и превращается в мертвый вал береговой морены. Ложбина, вызывающая омертвление края ледниковой массы, создается обычно ручьями: так как поверхность ледникового языка чаще всего выпуклая, талые воды стекают к его краям, подпруживаются боковыми моренами и далее текут уже вдоль них, постепенно размывая и углубляя границу между боковой мореной и телом ледника.

Срединные морены после исчезновения ледника расположатся продольными валами в средних частях долин, а вся донная морена *вместе* с осевшей на нее внутренней и поверхностной (кроме срединных и боковых) образует плащ *основной морены* (ground moraine, moraine de fond, Grundmoräne) — то ровный, то неправильно бугристый*.

Неспокойный рельеф основной морены характеризует те ее части, которые лежат сразу же перед (считая по течению) фронтальными моренами. Здесь встречаются мягких очертаний овальные или сигарообразные (в плане) холмы с длинной осью, вытянутой по направлению движения бывшего ледника. Холмы эти, являющиеся, по-видимому, следствием неравномерного отложения моренного материала, известны под названием *друмлинов* (drumlins). Друмлины встречаются обычно большими группами (по нескольку десятков или даже сотен), соприкасаясь своими подошвами или отделяясь друг от друга небольшими промежутками. В среднем длина друмлинов менее 1000 м, ширина в 2,5—4 раза меньше, высота редко превосходит 20—50 м. Друмлиновый ландшафт характерен для районов, занятых некогда ледниковыми щитами, — для Шотландской низменности, штата Нью-Йорк, восточного Висконсина (где число друмлинов достигает 10 тыс.) и т. д. Есть хорошо сохранившиеся друмлины и на предгорных равнинах (Бавария, Вюрмское озеро).

Различают четыре типа друмлинов: 1) линзовидные, или эллиптические, холмы, 2) вытянутые гребни, 3) сосцевидные холмы (mammillary hills), 4) незрелые друмлиновые ядра (иначе, друмлиноиды, ложные друмлины, скалистые друмлины — rock-drumlins, pseudo-drumlins, Rundhöckerdrumlins).

Большая часть друмлинов целиком сложена мореной —

---

* К сожалению, многие либо путают, либо отожествляют основную морену с донной (нижней), хотя различие между ними очевидно и бесспорно.

такой же, как и междрумлинные площади, но очень сильно уплотненной, как бы спрессованной; в морене попадаются и сортированные и даже слоистые (особенно в основании друмлина) отложения, играющие в составе отдельных друмлинов значительную роль. Однако имеются друмлины и со скалистым ядром, лежащим в центре покрова или эксцентрически. Ядро это может настолько разрастись, что весь почти друмлин окажется «выделанным» из скалистого материала (друмлины четвертого типа, см. выше). В одном и том же друмлиновом поле наблюдаются постепенные переходные формы от «скалистых» к «моренным» друмлинам — знак того, что образовались они одновременно и в одинаковых внешних условиях.

Способ возникновения друмлинов еще не выяснен, поэтому, конечно, включение их в настоящий параграф, посвященный отложенным моренам, вполне условно. Одни полагают, что друмлины — это ранее отложенная основная морена, впоследствии скульптурно обработанная наступающим ледником (своего рода «бараньи лбы» из моренного материала); по мнению других, друмлины образовались под тонким краем медленно движущегося ледника путем последовательного отложения нижней и внутренней морены—подобно тому, как возникают песчаные мели в реке из-за избыточного питания наносами. Р. Флинт (Flint, 1957, стр. 66) относит друмлины к особому семейству *флютинговых* образований (flutings, streamline molded forms, Stromlinien Körper), т. е. сформированных процессом движения ледника*. При движении, по-видимому, одновременно происходит эрозия, отложение и «формовка» материала; в зависимости от преобладания того или иного процесса возникают друмлины разного типа.

Границы развития основной морены очерчивают площадь распространения отложившего ее ледника.

Область, которая в прошлом была под языком отступившего ледника, представляет нередко своеобразный *ледниковый комплекс* (рис. 131), состоящий из 1) языкового бассейна, или центральной депрессии (Zungenbecken, cuvette terminale), — обширной впадины, раньше находившейся под концом ледникового языка, — заболоченной, занятой озером или озерками, либо заполненной моренным материалом, нагроможденным беспорядочно или в виде друмлинов; 2) моренного амфитеатра (дуги конечных морен, окаймляющие языковый бассейн) и 3) переходного конуса (Uebergangskegel) (флювиогляциальные [см. § 143] накопления, прислоненные к наружным склонам конечных морен).

---

* Fluting — технический термин, означающий желобление, т. е. создание выемок.

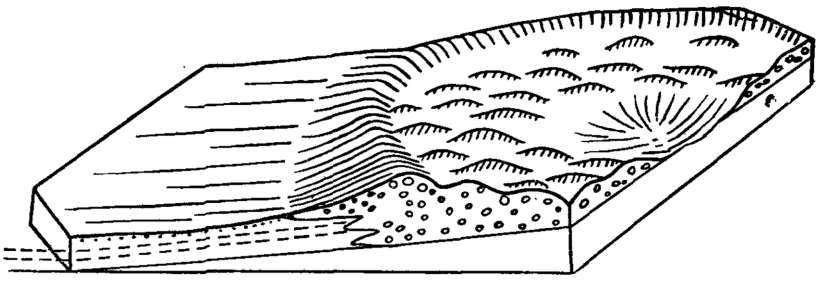

Рис. 131. Ледниковый комплекс

Старые морены, в особенности береговые, в результате размыва их атмосферными водами, образуют на склонах долин *земляные пирамиды*, или «трубы» (cheminées, demoiselles, perched blocks), — узкие вертикальные конусы или столбы землистого материала, увенчанные наверху крупными валунами. Образование каждой пирамиды до некоторой степени аналогично образованию ледникового стола, ибо крупные камни защищают подстилающую их рыхлую массу от действия дождевых капель и струй.

142. Характерные черты ледниковых отложений. Ледниковые отложения обладают особенностями, благодаря которым их можно весьма точно распознать. Прежде всего им свойственна физическая и литологическая разнородность. Величина составных частей, сильно перемешанных друг с другом, от тончайшей пыли до огромных валунов. Крупные элементы преобладают в морене в том случае, если ледник обрабатывал твердые породы. Валуны угловато окатаны. Плоские бока этих камней пересекаются под разными, но редко острыми углами. На одной или нескольких сторонах можно обнаружить штрихи или царапины, однако типично исчерченные валуны редки даже внутри моренной толщи, не говоря уже о лежащих на дневной поверхности.

Основная морена обычно состоит из плотной и вязкой массы — валунной глины или *валунного суглинка* (till, boulder clay, argile à blocaux Geschiebelehm); это глинисто-песчанистая, неслоистая (иногда — неправильно слоистая или листоватая, т. е. со следами грубого кливажа) и несортированная порода, в которую в беспорядке включены валуны; валуны, впрочем, есть не во всякой морене, и, стало быть, термин «валунный суглинок» не очень удачен. Цвет массы — бурый, красный, сизый, серый и т. п., — в зависимости от состава тонкозернистой фракции. Специальные исследования валунной глины свидетельствуют, что она — далеко не всегда хаотическая смесь разнородных ингредиентов: многие камни лежат в ней

более длинными осями в направлении движения ледника, хотя эта их «организованность» на глаз и незаметна.

Отдельные крупные глыбы и камни, унесенные ледником далеко от их коренного выхода, называются *эрратическими валунами* (free boulders, erratic boulders) или «блуждающими камнями». Полировка на них сохраняется длительное время. Зато штрихи и борозды, коль скоро валун становится доступным выветриванию, уничтожаются и быстро исчезают. Особое внимание всегда привлекали очень большие эрратические валуны — как своими размерами, так и резким отличием от подстилающих пород. Известен громадный валун под «Медным всадником» в Ленинграде; в Нортумберленде (Англия) есть валун длиною 800 м; самый крупный из описанных эрратических валунов имеет размеры 4 км×2 км× 0,12 км (глыба третичных и меловых глин и песков) (Charlesworth, 1957, стр. 363).

Эрратические валуны лежат на морене или внутри нее линиями, которые тянутся от защищенной стороны выхода коренных пород (утеса, холма) в виде *валунного шлейфа* (erratic train); иногда линии валунов расходятся радиально (веерообразно), указывая тем самым и на радиальное растекание льда.

Валунные шлейфы весьма пригодны для установления направления движения древнего ледника.

Максимально известное расстояние, на какое перемещены были эрратические валуны, равно 1000 км (Romanovsky et Cailleux, 1953, стр. 96). Ледник иногда переносит валуны и на более высокие уровни, чем уровень материнского обнажения, от которого камень был унесен; разница высот достигает сотен метров.

Характер залегания ледниковых осадков мало зависит от топографии местности, в которой они отложены: в одном случае местность становится более неровной, чем была до их отложения, в другом — она оказывается выровненной моренами.

Рельефу, созданному ледниковой аккумуляцией, свойственно чередование холмов и увалов с замкнутыми (бессточными) впадинами, нередко занятыми болотами либо озерами. Такой неправильный ландшафт наносов, независимый от коренного рельефа страны и распространяющийся на огромные пространства, может быть следствием только деятельности ледников.

Мощность основной морены — до 50 м, иногда больше, но колебания ее значительны даже на коротком расстоянии. В долинах слой морены толще, чем на холмах, но случается и обратное. Граница между мореной и подстилающими породами обычно очень резкая, причем поверхность последних, если

они достаточно твердые, часто полированная, сглаженная либо изборожденная.

Некоторыми чертами сходства (главным образом, отсутствием сортировки) с ледниковыми осадками обладают селевые отложения. Они даже могут образовывать валы и конусы, напоминающие и по внешнему виду, и по внутреннему строению конечные или боковые морены.

143. Водно-ледниковые отложения и формы рельефа. В предыдущих параграфах к ледниковым отложениям мы отнесли только морены. Но если понимать ледниковые отложения в более широком смысле, тогда к ним нужно отнести еще осадки, созданные льдом и водой совместно (они отличаются уже неправильной слоистостью), талыми водами (хорошо слоистые) и оторвавшимися от ледника айсбергами. Для обозначения совокупности всего, что ледник переносит и отлагает на суше и в воде — валунных глин, морфологически обособленных морен и слоистых осадков, — пользуются термином *дрифт* (drift).

Деятельность вытекающих из ледника талых вод, конечно, тесно связана с жизнью ледника. Слоистые осадки, возникшие в результате размыва, сортировки и переотложения водою моренных накоплений, называются *флювиогляциальными*, или гляциофлювиальными, т. е. ледниково-речными.

Потоки талых вод несут с собою много материала, вследствие чего цвет воды у них мутный, молочный или желтый. Самый крупный материал осаждается сразу же после выхода реки из ледника, ибо скорость течения здесь сильно падает. Нередко галька перед фронтом ледника (например, у ледника Хидн на Аляске) прекрасно окатана; это свидетельствует, что еще подо льдом она проделала очень длинный путь. Ледниковые потоки нагромождают за внешней границей конечных морен обширные ровные галечные и песчаные площади, протягивающиеся далеко вниз по долине или образующие перед краем ледникового щита аллювиальные равнины. По своей форме флювиогляциальные отложения могут быть отдельными конусами выноса у конца ледника, представлять ряд слившихся конусов, образовать узкие, заполняющие долины *долинные шлейфы* (valley-train) или фронтальные дельты, наконец, образовать широкие мягковолнистые либо плоские *намывные равнины* (outwash plains, Schotterflächen) или *зандры* (от исландск. sandur, множ. sandar — песок, пески). Мощность долинных шлейфов достигает 120 *м* (у Ронского ледника). Зандровые равнины хорошо представлены в Исландии; они бесплодны и голы, гумуса в них нет, наводнения постоянно их заливают холодными водами, холодные ветры дуют над ними. Крупнейшая из таких равнин — Спренгисандур (к востоку от Ховс-Йокуля) — занимает 1900 км^2.

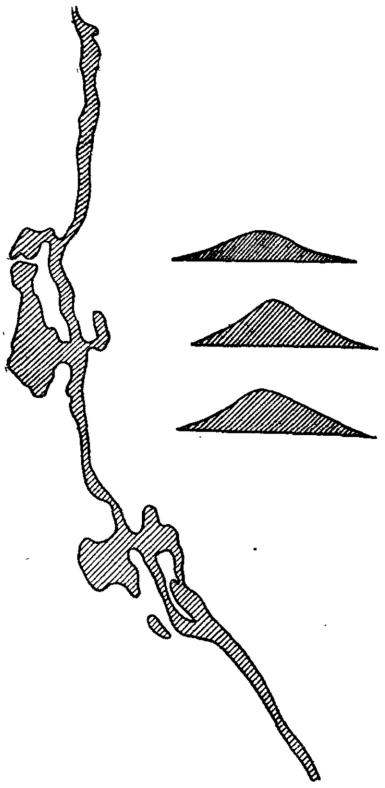

Рис. 132. Оз (слева — в плане; справа — поперечные профили)

Поверхность древних зандровых равнин нередко усеяна термокарстовыми воронками — «котлами» (kettles, kettle-holes), возникшими в результате таяния погребенных кусков льда после прекращения седиментации.

К весьма своеобразным проявлениям работы флювиогляциальных потоков принадлежат удлиненные, нередко извилистые гряды, сложенные сортированным песчано-гравийно-галечным материалом и похожие на железнодорожные насыпи. Гребень у них очень узкий (оставляя подчас место только для дороги или тропы), но ширина в основании доходит до 200 м; поперечное сечение треугольное; склоны крутые (5—20°), иногда обрывистые, подчас асимметричные. Приподнятые над окружающей местностью от 2 до 85 м (иногда и до 140 м), они тянутся в длину на несколько сот метров, а то и на десятки и сотни километров (около Упсалы — на 450—500 км), иногда вовсе не считаясь с рельефом, пересекая долины и взбираясь на увалы. С поверхности их грубо- и косослоистое ядро изредка прикрыто тонким чехлом морены или единичными валунами. Местами валы образуют двойную параллельную гряду, кое-где ветвятся, дают боковые отростки, местами же четковидно расширяются, — короче говоря, напоминают в плане реку с притоками, протекающую через ряд озер. Линия гребня у такой гряды обычно волнистая: подъемы чередуются с опусканиями, иногда настолько глубокими, что гряда распадается на цепочку отдельных холмов. В Скандинавии описанные валообразные гряды называются *озами* (шведск. ås, множ. число åsar, франц. oesars), в Латвии — кангерами, в Ирландии, Англии и Северной Америке — эскерами (esker), в Финляндии — харью (harju) (рис. 132).

Бывают озы галечниковые, песчаные и смешанные. Периклинальный наклон слоев в них обычен, причем в отдельных

случаях он доходит до 10° и даже до 20° (совпадая иногда с уклоном склонов). Хотя озы в своем расположении и не считаются с топографией местности, они все же вытянуты *вдоль* направления бывшего в этом месте движения ледника, совпадая с направлением друмлинов, валунных шлейфов, штриховки на скалах и т. п. В отдельных случаях они располагаются и параллельно краю ледника и конечной морене — это так называемые поперечные, или *маргинальные*, озы (cross osar, Querosar, Gerollenmoräne, Kiesmoräne), внешне даже похожие на конечную морену, но в то же время явственно отличающиеся от нее своей извилистостью (извилистых морен в современных ледниках никто не видел).

Современные ледники почти не дают примеров образования озов. Немногие озоподобные тела наблюдались на леднике Маляспина, в Вайоминге и в Норвегии; в частности, на леднике Флатисен (одном из выводных ледников ледниковой шапки Свартис) «зачаток оза» имеет вид 300-метровой гряды, выходящей из подледникового туннеля. Гряда, сложенная глетчерной мукой, песком и гравием, снижается от 16 м при выходе из туннеля до 1—2 м на дистальном конце*. В леднике — целая система таких туннелей, и все они загромождены грядами обломочного материала, прислоненными к их ледяным стенкам.

Достоверно, что оз создан ледниковыми водами в пределах или на самом конце ледникового тела. Но как именно? Здесь мы все еще находимся в области гипотез. По нашим привычным представлениям, водные слоистые осадки выстилают впадины, борозды, а если впоследствии и превращаются в формы выпуклые (например, останцы террас), то всегда удается установить, что последние являются результатом скульптурной препарировки дна древних понижений. Однако в случае с озами совершенно ясно, что по отношению к окружающей местности они искони были положительной формой рельефа.

Начало озу может дать флювиогляциальный конус выноса у выхода потока талых вод из ледникового грота. По мере отступания ледника «отступает» и конус выноса — получается четкообразная гряда конусов, образующая в совокупности оз. В варианте этой гипотезы вместо конуса выноса фигурирует дельта подледникового потока, отложенная у фронта ледника в омывающем этот фронт озере или море, и превращение в вытянутую гряду последовательно отлагаемых дельт при отступании ледника.

Процесс можно себе представить и так: конус сильно растет и становится серьезным препятствием выходу подледни-

---

* Заметка Дж. Стокса. Journ, of Glaciol., № 24, 1958.

кового ручья — тогда седиментация начнется в самом подледниковом туннеле, который постепенно потом и заполняется, если русло потока долго остается постоянным. По другим воззрениям, формирование озов происходит не в подледниковых каналах, а в ледяных галереях и трубах внутри ледника. Вследствие подтачивания ледника нижней абляцией трубы постепенно оседают, все более приближаясь ко дну, и, наконец, опускаются на него; при этом находившийся в них материал расположится на дне в виде озовых гряд. Процесс этот легко воспроизвести в лаборатории, если выточить из льда длинный узкий цилиндр, насыпать в него земли, положить горизонтально на стол и дождаться его полного таяния.

Наконец, считают, что озы возникли в ледяных руслах потоков, текущих по поверхности ледника в его неподвижной и лишенной трещин части; но это мало вероятно, если принять во внимание, что длина озов подчас намного превышает длину безтрещинной области ледника и что в ледниках преобладает не поверхностный, а подледниковый дренаж.

Наиболее популярна гипотеза подледникового происхождения озов; современный оз на леднике Флатисен (см. выше) служит ей хорошей иллюстрацией и подтверждением.

Озы относятся к так называемым *контактным* образованиям (ice contact stratified drift), т. е. возникшим путем отложения осадков, прислоненных к поддерживающей их крутой ледяной стенке. К таким же контактным образованиям относятся еще камовые террасы и камы.

Вдоль боков ледников обычно текут потоки, для которых одним бортом служит коренной склон долины, другим — бок ледника, сложенный льдом. Потоки между ледником и склоном отлагают аллювий. Когда ледник растает — вдоль склона сохранится узкая плосковерхая *камовая терраса* (иначе, моренная терраса, терраса боковых морен, ледниковая боковая терраса и т. п.)*, наклоненная вниз по течению, с крутым краем с той стороны, где был контакт со льдом, иногда усеянная термокарстовыми впадинами (рис. 133). Такие террасы тянутся по одной, либо по обе стороны долины, сложены песком, гравием и галькой, в устьях долин веерообразно расширяются, иногда переходя в долинные шлейфы. Камовые террасы в ряде случаев образуют на склонах гигантскую лестницу, отмечая собой периоды таяния ледника.

На краях бывших ледников, в соседстве с конечными моренами и часто в тесной связи с ними возникает своеобразный ландшафт *камов*, или камовых морен (kames — от кельтск. cam и kaim, что значит «изогнутый»), похожий на неспокойное море, с быстрым чередованием холмов (высотой обычно

* Не смешивать с береговой мореной

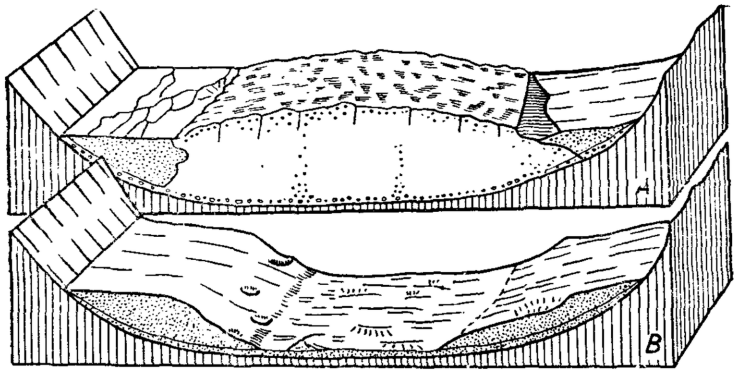

Рис. 133. Образование камовой террасы *(по Р. Флинту)*:
А — до исчезновения ледника; *В* — после исчезновения ледника

6—30 м) и чашеобразных либо эллиптических впадин. Глубина впадин до 45 м, поперечник — от нескольких метров до 1000 м (в Миннесоте — до 13 км) (Charlesworth, 1957); они нередко заняты озерками либо, по исчезновении последних, плоскими болотами, торфяниками, аллювием. Впадины в разных местностях называются по-разному: kettle-holes, Sölle, Pfühle, Sol, Sool, Soll, Kaulen и т. п., но все они суть термокарстовые воронки, образовавшиеся благодаря вытаиванию погребенных под осадками масс мертвого льда (Toteiskarst).

Камы сложены слоистыми сортированными песками и галечниками; слоистость волнистая, неправильно линзовидная, косая либо наклоненная в сторону краев.

Камы создаются вдоль неподвижного и разрушающегося края ледника водами, которые отлагают свои наносы в трещинах льда, в промежутках между лопастями фестончатого края ледника или в промежутках между отчлененными друг от друга массивами льда. Камовые осадки могут быть также отложениями небольших озер, образующихся среди полей мертвого льда. Во всех этих случаях творческая роль принадлежит воде, а роль пассивного партнера — льду.

Перед концом или краем ледника, особенно если он находится в стадии быстрого сокращения, имеются также и бассейны стоячей воды. На дне их отлагаются за счет мелкозема, приносимого талыми водами, *ленточные глины* (varve clays, ribbon-clays, book-leaf clays, seasonally banded clays, argiles à varves, Bänderton), относящиеся к *озерно-ледниковым отложениям*. Характерная особенность ленточной глины — ее правильная слоистость, нередко исключительно тонкая, напоминающая листы в книге (до 200 слоев в 25 мм мощ-

ности). Средняя толщина отдельных слоев (лент) от 0,5 до 5 см, причем в каждой ленте две части: 1) верхняя — темной окраски, глинистая, тонкая и 2) нижняя — песчанистая, более светлой окраски и более толстая. Летом ледник тает энергично, из него струится в приледниковое озеро множество ручьев, увлекающих как очень мелкий (илистый), так и более грубый (песчанистый) материал. Последний, осаждаясь на дне бассейна, и образует нижнюю часть будущей ленты, ее летний слой. Зимой абляция замирает, потоки почти ничего не выносят в озеро и в нем происходит только отложение тонких взвешенных частиц (зимний глинистый слой). Следовательно, каждая лента отвечает по времени одному году. Подсчет лент в каком-нибудь обнажении позволяет устанавливать время (в абсолютных единицах), какое потребовалось для отложения всей видимой толщи осадков.

Среди озерно-ледниковых отложений, помимо ленточных глин, могут встречаться и отдельные валуны, принесенные плавающими льдами, и конечные морены, сброшенные в озеро, и дельтовые отложения втекавших в озеро флювиогляциальных потоков и т. п.

К *ледниково-морским осадкам* относятся такие же отложения, какие свойственны и ледниковым озерам, за исключением ленточных глин, которые в соленой воде не образуются из-за коагуляции глинистых частиц (выпадающих поэтому вместе с песчанистыми, а не отдельно от них).

Термин *морская морена,* по А. П. Лисицину, объединяет три главных вида отложений: 1) морские ледовые, 2) айсберговые и 3) подводные морены. Первый вид не связан с материковыми льдами, поэтому его никак и нельзя относить к моренам. Айсберговые отложения К. К. Марков предлагает называть «шельфово-айсберговыми». Каменистый материал, который вытаивает из осевших на мель айсбергов, образует подчас на антарктическом шельфе холмы и даже особый тип бугристого рельефа с колебаниями высот до 15 м и более (как у наземных морен). Подводные морены, отложенные ледником на дне моря, тоже образуют на шельфе бугры и гряды. Ледниково-морские осадки окаймляют сейчас Антарктиду поясом шириною от 200 до 700 миль (370—1300 км) (Марков, 1960; Лисицын, 1961).

ГЛАВА XIII

ЛЕДНИКОВАЯ ЭРОЗИЯ

Всякое тело, находящееся в движении, действует разрушающе на поверхность, по которой оно движется. Факт этот бесспорный, и ледники, несомненно, производят работу разрушения, называемую *ледниковой эрозией,* экскавацией или экзарацией (выпахиванием)*. Однако судить о выпахивании весьма трудно, так как поверхности горных пород, находящиеся под воздействием ледника, скрыты льдом и мореной, а когда поверхности эти обнажаются — они подвергаются выветриванию и другим процессам изменения. Кроме того, давно подмечено, что сходные формы рельефа могут быть следствием работы совершенно различных агентов, это открывает возможность весьма широкой трактовки генезиса таких форм. Не удивительно поэтому, что по вопросу об эффективности и механизме ледниковой эрозии до сих пор нет единогласия.

144. Взгляды на эффективность ледниковой эрозии. В конце XIX в. широко распространено было мнение, что ледники являются очень мощным фактором эрозии, — чуть ли не самым мощным на Земле или, во всяком случае, равным по своему значению проточной воде. Такого взгляда придерживаются и некоторые современные гляциологи. Гансен (1894), подсчитав объем североевропейских морен, вычислил, что ледники снесли со Скандинавии слой в 25 м. Подсчеты разных других авторов дали для Скандинавии слой ледниковой эрозии в 76 м, в 154 м и даже в 300 м, а для Альп — от 10—16 до 36—40 м. Рейд по твердому стоку рек, вытекающих из ледника Мюир на Аляске, заключил, что во всем бассейне ежегодный снос составляет 2 см; при такой скорости за 30 000 лет будет срезан слой в 600 м. По мнению Керра (1936), глубокие корытообразные долины Британской Колумбии и юга Аляски, врезанные на 600 м, выточены исключительно ледниками. По данным С. А. Евтеева (1960б, стр. 93), подсчитавшего содер-

* Старые термины «экскавация» и «экзарация» не привились и сейчас почти не употребляются.

жание моренного материала в нижних горизонтах антарктических ледников и скорость движения этих горизонтов, суммарный снос за счет истирающей и выпахивающей деятельности льда составляет в среднем для поверхности Антарктиды 0,05 мм/год. Сравнивая это со сносом за счет речной эрозии с поверхности Русской платформы (0,03 мм/год) и с поверхности США (0,04 мм/год), С. А. Евтеев приходит к выводу, что ледниковая эрозия не уступает речной и что ледниковые покровы — суть мощные факторы образования рельефа. Впрочем, впоследствии С. А. Евтеев (1961) снизил величину ледниковой эрозии в Антарктиде до 0,01 мм/год.

Диаметрально противоположных взглядов придерживаются антигляциалисты, отрицающие геоморфологическую роль ледников. Некоторые из них даже утверждают, что ледник защищает земную поверхность от эрозии (Рютимейер) или выполняет только функции переноса материала (Буа).

Однако под давлением фактов антигляциальным воззрениям суждено было смягчиться, и они присоединились в сущности к так называемой «примирительной» точке зрения: ледниковая эрозия ограничена, ледник не создает особых новых скульптурных форм рельефа, а только видоизменяет прежде существовавшие. В отношении ледниковой эрозии и вообще геологической деятельности ледников надо, по-видимому, иметь в виду следующее (Cricart et Cailleux, 1953):

1. Влияние ледника на рельеф не везде одинаково. Оно должно зависеть от типа ледника, т. к. ледники различаются по характеру питания, мощности, скорости движения и т. п. Очевидно, что полярные ледники действуют иначе, чем, например, долинные. Ошибка многих авторов в вопросах ледниковой эрозии: они хотели все объяснить, исходя из одного какого-то схематического ледника, осуществляющего один и тот же процесс, тогда как на самом деле существует множество ледников, комбинирующих целую гамму разнообразных процессов и поэтому воздействующих на рельеф каждый по-своему.

2. Рельеф ледникового ложа зависит не только от действия ледника, но также от литологических особенностей ложа и от характера доледникового рельефа, который предопределяет движение ледников и даже отчасти покровов. Большое значение имеет и степень «подготовленности» горных пород к ледниковой эрозии (выветривание, трещиноватость).

3. Важна и продолжительность действия ледника. Вопрос сводится вот к чему: успеет ли ледниковая эрозия за геологически короткий период оледенения привести доледниковый рельеф в соответствие с новым видом воздействия на него? Или из-за краткости времени случится так, что действие ледниковой эрозии окажется прерванным в ее начальной стадии? Между доледниковым рельефом и ледником развертывается

борьба, в процессе которой сталкиваются литологические особенности обрабатываемой поверхности и особенности режима и питания ледников. Можно думать, что в результате борьбы доледниковый рельеф в одних случаях будет едва затронут, а в других сильно изменен.

4. Надо иметь в виду, что материал, отложенный ледником при отступании, по объему больше того материала, который создан им путем эрозии ложа, так как внутренняя и поверхностная морены (отлагающиеся вместе с донной) созданы не ледниковой эрозией, а выветриванием.

5. Окончательный результат разрушающей деятельности ледника зависит от соотношения интенсивности ледниковой эрозии и скорости удаления продуктов разрушения (Шумский, 1961).

6. Неподвижный лед не эродирует; по-видимому, заметно эродирует только ледники, обладающие блоково-глыбовым движением (Луис 1955).

145. Виды ледниковой эрозии. Большинство гляциологов различают сейчас в ледниковой эрозии две стороны — абразию и отщепление.

Абразия (abrasion), т. е. истирание породы породой, — это прямой результат трения льда о скалы. Трение пропорционально массе льда и скорости его движения. Однако, если лед чистый — он не производит абразии, так как породы ложа тверже льда. Чтобы трение сопровождалось истиранием, лед должен увлекать с собой твердые обломки, и тогда он работает, как мельничный жернов. Значительной должна быть абразия в начале оледенения и при наступании ледников, когда они, захватывая рыхлый материал на местности, сильно загружают этим материалом лед. В результате абразии возникает полировка скал, штриховка, борозды, желоба, образуется ледниковая мука.

Отщепление, откалывание, отбойка (quarrying, plucking, abattage, arrachement, splitternde Erosion) заключается в извлечении кусков породы из растрескавшегося ложа и в дальнейшем их волочении вместе со льдом. Ледник работает как бульдозер. Отщепление зависит от физического состояния скалистой поверхности (степень выветрелости, наличие трещин) и происходит либо под давлением льда на выступ ледникового ложа, либо вследствие примерзания обломка к движущемуся льду, либо при возникновении во льду или морене взбросового движения, если лед упирается в препятствие.

Оба вида ледниковой эрозии действуют совместно (например, абразия господствует на поверхностях, наклоненных против течения льда, а отщепление — на противоположно наклоненных). Абразия — гораздо более общий фактор, чем отщепление, которое требует «подготовленной породы». Но зато эф-

фективность отщепления выше; путем откалывания ледник перемещает гораздо больше материала, чем путем абразии. И это понятно: чтобы вырвать камень из его «гнезда», нужно меньше энергии, чем истереть его в порошок.

Некоторые авторы различают три вида ледниковой эрозии: *детерсию* (сглаживание, шлифовка и полировка ложа), *деракцию* (откалывание ледником кусков породы от своего ложа) и *экзарацию* (выпахивание наступающим ледником впереди лежащих рыхлых пород, с образованием в них складок и чешуйчатых надвигов) (Klimaszewski, 1961).

Что может содействовать эрозии движущегося льда? О значении загрузки его достаточным количеством обломочного материала мы уже говорили. Но количество это не должно быть чрезмерным, так как излишнее отягощение льда мореной замедляет его течение. А вполне понятно, что, при прочих равных условиях, чем быстрее лед движется, тем лучше он выпахивает. Таково же соотношение между эрозионным эффектом и массой ледника, в частности, его мощностью. Температура донного слоя ледника определяет до известной степени механические свойства самого льда и возможность участия в ледниковой эрозии процессов выветривания. Кроме того, обломочный материал холодным (твердым) льдом захватывается более прочно, чем более «мягким» (тающим) льдом, — это тоже влияет на эффективность эрозии. Не последняя роль принадлежит и самой морене: если обломки, впаянные в лед, тверды и остроугольны — действие их гораздо сильнее, чем если они рыхлые и окатанные. Существенна, по-видимому, и мощность донной морены: толстый слой уже не движется всей массой, каждый его элемент свободно перемещается относительно другого элемента, ибо они ничем не связаны. Стало быть, при очень мощной нижней морене ледниковая эрозия резко ослабевает, если вовсе не прекращается.

Вес льда сам по себе мало значит, так как он обычно меньше, чем сопротивление горных пород раздавливанию. Но, сочетаясь с движением, он содействует процессам отщепления. Под действием давления льда может быть также нарушено сцепление в породах ледниковой постели. С другой стороны, как полагает В. Льюис (Lewis, 1954), к образованию трещин в породе может повести и ослабление давления льда: освобождаясь от нагрузки, порода «разжимается» и растрескивается.

Д. Мак-Колл (см. Lewis, 1960, стр. 56—57) приводит такой расчет. Пусть на ложе ледника покоится гранитный клуб с ребрами в 1 м. Давление льда на сторону куба, обращенную вверх по леднику, составит 20 тыс. кг (нижний предел пластичности льда при сжатии, равный 2 кг/см^2, умноженный на 10 тыс. см^2 площади грани куба). Напряжение сдвига вдоль верхней и двух боковых сторон куба будет 30 тыс. кг (нижний предел пластичности льда при сдвиге, равный 1 кг/см^2, помноженный на площадь трех граней куба). Таким образом, максимальная общая сила, действующая на куб, достигает 50 тыс. кг. Но даже и половины этого достаточно, чтобы срезать

на контакте куба с ложем ледника выступ горной породы площадью 160 см² или, если куб давит на одно место ледниковой постели, выдолбить в последней углубление в 18 см² (сопротивление гранита сжатию составляет 1400 кг/см², откуда 25 000 : 1400=18).

Выпахиванию ледникового ложа много помогает морозное выветривание.

Наиболее эффективна эрозия, по-видимому, при таком рельефе ложа, который при прочих равных условиях представляет известное сопротивление движению ледника (но не такое большое, чтобы очень затруднять это движение). На буграх, выступах, островках следы деятельности льда проявляются чаще и яснее. Впадины заполняются толстым слоем донной морены и тем самым как бы предохраняются от дальнейшего разрушения. Слаба эрозия при течении льда по ровному месту.

Несколько слов о методах, при помощи которых оценивают размеры ледниковой эрозии:

1. Используют, как мы видели, мощность и объем моренных отложений. Средняя мощность подсчитана для многих стран (Дания — 50 м, северная Германия — 50 м, северная Англия — 3—6 м, Миннесота — 30—46 м и т. п.), но такие подсчеты вряд ли надежны: с одной стороны, ледник отлагает больше, чем эродирует (ибо внутренние и поверхностные морены создаются не ледниковой эрозией), с другой стороны — морена после отложения может быть смыта, а многие морены отложились в море и остались нам неизвестными.

2. Подсчеты эрозионной работы ледника делают и на основе измерения мутности подледниковых потоков. Вычисленная по этому способу эрозия Нижне-Аарского ледника составляет ежегодно слой 0,6 мм, Ватна-Йокуля — 0,647 мм. Но и такой метод чреват ошибками, ибо он и недооценивает эрозию (беря лишь взвешенные наносы и не учитывая влекомых) и переоценивает ее (так как не все частицы ила обязательно созданы эрозией ледника). Кроме того, большинство подобных подсчетов основано на единичных измерениях мутности, а не на систематических многолетних.

3. Естественнее всего судить о ледниковой эрозии по наблюдениям. Наблюдения, однако, показывают, что в одних случаях ледники выпахивают лежащие перед ними рыхлые наносы и толкают их впереди себя; в других случаях обнаруживается, что почва под ледником осталась ненарушенной.

4. Проводились и прямые определения ледниковой эрозии: перед фронтом нескольких наступающих ледников в Альпах закладывали двухметровые скважины, заполненные алебастром или другим подобным веществом. После того как ледники наступили и вновь отступили, скважины были промерены. В частности, выяснилось, что Верхне-Гриндельвальдский ледник за 6 лет (1918—1924) сточил свое гладкое скалистое ло-

же на 3,9 см. Но так как лед на конце ледника тонкий, его работа не может дать подлинное представление об эродирующей силе ледника. Кроме того, до перекрытия скважин льдом они подвергались выветриванию, результаты которого учтены быть не могли (Charlesworth, 1957). Прямые определения ледниковой эрозии на твердых коренных породах, выполненные де Кервеном, Лютшгом и Тораринсоном, дали величины 2, 15 и 5,5 мм/год (Corbel, 1962, стр 151—152).

146. Эрозионные образования, связанные с линиями тока в ледниках. При движении льда камни, впаянные в него, служат как бы резцами и жерновами. Перетираясь и округляясь сами, они в то же время эродируют поверхность, по которой их волочит ледник: на ней появляются *полировка* (poli glaciaire, Schliff) и *борозды* (cannelures, Furchen). Полируются при этом породы твердые и мелкозернистые (граниты, кварциты, диабазы), если на них действует тонкий ил. Менее прочные породы покрываются шрамами. Мелкие кварцевые зерна оставляют по себе тонкие (глубиною не более 1—2 мм) и короткие (несколько сантиметров) *штрихи* или *царапины* (striae, stries, Schramen), более крупные камни — широкие и весьма неглубокие, напоминающие желобки дорических колонн, борозды, для которых П. Кропоткин (1876) предложил образное название *ссадин*; этого типа борозды имеют округлое сечение, ширину 5—10 см, глубину в 2—5 раз меньше и встречаются чаще всего не на ложе, а на скалистых стенках. Наконец, от продолжительного действия щебня и больших камней в одном направлении вытачиваются *желоба* иногда более метра глубиной.

Ледники отмечают свой путь изборожденными скалами лишь там, где встречают задержку своему движению. Кроме того, борозды быстро уничтожаются выветриванием. Поэтому отыскание штриховки — дело не простое. Однако если штрихи обнаружены, то в данной местности на выходах коренных пород они на большом пространстве сохраняют обычно постоянное направление, отвечающее направлению двигавшегося льда. Перекрещивающаяся штриховка свидетельствует о существовании на данной терррритории (в разные периоды) двух или более ледников, двигавшихся не в одинаковом направлении, либо об изменении направления течения льда в одном и том же леднике.

Штриховка говорит не только о направлении движения ледника, но и о характере этого движения. Штрихи нередко обтекают препятствия, отклоняются во впадинах ложа, поперечных к движению ледника, своей формой свидетельствуют иногда о завихрениях течения, т. е. говорят в пользу пластического течения (Demorest, 1938). Царапины наносит не толь-

ко прочно закрепленный во льду камень, но и обломок, перекатываемый по ложу.

Скалистые выступы на ледниковой постели, вследствие движения по ним льда, постепенно сглаживаются, полируются, покрываются шрамами и превращаются в куполообразные холмы. Отдельные яйцевидные (в плане) бугры называются *бараньими лбами*; в них сглаженный, исштрихованный и пологий склон (выработанный ледниковой абразией) обращен навстречу леднику, а более крутой — неровный, изъеденный процессами отщепления, иногда ступенчатый (если порода хорошо трещиноватая) — в противоположную сторону. Лучше всего бараньи лбы выражены в изверженных породах, гораздо хуже — в осадочных. Совокупность бараньих лбов создает специфический ландшафт *курчавых скал* (ice-dressed rocks, roches moutonnées, Rundhöcker, исп. rocas aborregadas) — ряд горбылей, издали представляющихся круглыми спинами лежащего стада овец.

Бараньи лбы и куполообразные холмы бывают не только небольшого размера. На карельских озерах или в шхерах Финляндии многие крупные острова являются типичными бараньими лбами.

147. Исполиновые котлы и подледниковые каньоны. С ледниковой эрозией сочетается и эрозия подледниковых потоков.

Подледниковые потоки (subglacial stream, исп. arroyo subglacial) в часы наибольшего расхода могут целиком заполнять подледниковый туннель и, стало быть, оказывают на ледяные своды и стены, а также и на ложе сильное гидростатическое давление. В рыхлом материале ложа они вырабатывают плоские ложбины, с которыми, по-видимому, можно связать образование (после отступания ледника) так называемых ложбинных долин (Rinnentäler) и ложбинных озер (Rinnenseen). В твердых породах подледниковые потоки вырезают подчас узкие и глубокие каньоны. Так, в долине Изера (притока Роны), в местности, называемой «лестницей Ганнибала», такой каньон имеет глубину в 70 м (Lliboutry, 1956a, стр. 199). Глубокое (свыше 100 м) подледниковое ущелье, врезанное в дно знимаемой ледником долины, обнаружено (в результате бурения и сооружения туннеля) и под современным ледником Мер-де-Гляс в районе Монтанвера (Tricart et Cailleux, 1953) (рис. 134). Такой же каньон мне довелось видеть в свободной от ледника долине Фломдаль в Норвегии.

После отступания ледника в его ложе можно видеть созданные подледниковыми водами *исполиновые котлы* (giant kettles, potholes, marmites, Riesentöpfe, исп. marmitas). Это

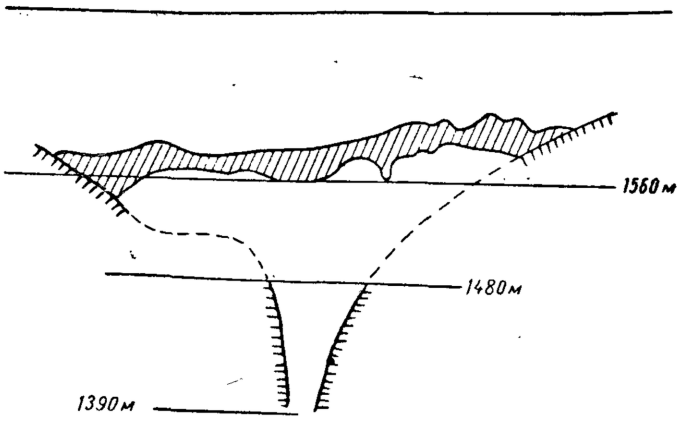

Рис. 134. Поперечный профиль ледника Мер-де-Гляс.

Заштрихован слой льда, стаявший за 1922—1944 гг. Линией со штрихами показан профиль долины, установленный непосредственными измерениями и наблюдениями, пунктиром — предполагаемый профиль. Отчетливо видно подо льдом V-образное ущелье

округлые или овальные углубления с вертикальными или наклонными стенками; в стенке выточен спирально спускающийся желоб, образованный косым вхождением воды в котел. Диаметр и глубина котла зависят от твердости породы, объема действовавшей воды и времени ее действия. Исполиновые котлы широко распространены в Фенноскандии и Канаде; в Европе за пределами Скандинавии они довольно редки.

Образование котлов многие авторы связывали с наличием на леднике колодцев и ледниковых мельниц, пронизывающих тело ледника до самого дна: потоки талой воды, низвергаясь в мельницу, ударяются в ложе ледника и у подножия такого водопада высверливают котел. На дне котлов часто находят крупные валуны, и поэтому склонны полагать, что валун и есть то главное орудие, при помощи которого котел вытачивался. Но это вряд ли верно. Крупный камень вследствие своей инерции не особенно подвижен; главную роль должны играть взвешенные в воде землистые частицы, а также песок и гравий: их действие на дно непрерывно, а следовательно, гораздо производительнее.

Гипотеза образования исполиновых котлов при помощи ледниковых мельниц встретила серьезную критику и теперь почти оставлена. Трудно допустить, чтобы ледниковая мельница находилась на одном месте достаточно долго, чтобы падающие в нее воды успели выдолбить в скалистом ложе котел. Непонятно также, почему струя воды, падающая в мельнице или колодце вертикально, должна прийти после падения во вращательное движение.

Из специальных опытов выяснилось, что для выработки характерного котла со спиральными желобами на его стенках нужно, чтобы струя воды входила в котел косо, под малым углом,— тогда она спирально сбегает вниз по стенкам, вращает на дне углубления каменные обломки и поднимается кверху в середине; вода же, падающая вертикально или под большим углом, растекается вдоль дна и поднимается затем радиально вдоль стенок; при этом тоже образуются углубления, но они не похожи на исполиновые котлы.

Ныне считают, что котлы — это результат работы подледниковых потоков, которые с большой скоростью текут в своих ограниченных руслах, наталкиваются на донную морену и приводят ее составные части во вращение (Streiff-Becker, 1951).

148. Кары и цирки. С деятельностью снега и льда связаны особые формы рельефа в горных странах, подвергавшихся оледенению,— *кары* и *ледниковые цирки*. Кары, называемые еще иногда кресловинами, представляют полуцилиндрические вырезки в склоне горы, в типичном случае — с плоским дном и крутыми стенами. Ледниковые цирки — это большие чашевидные (и тоже крутостенные) расширения, которыми замыкаются в своих верховьях многие горные долины. Когда говорят о цирке как о гляциальном образовании, то при этом, конечно, не забывают, что цирк в начальной стадии развития — это такой же продукт деятельности реки, как и долина. Но цирк не есть обычное верховье: он имеет некоторые признаки (например, обрывистые, иногда вертикальные стены высотою до 300 и более метров), которые удовлетворительно объясняются лишь последующей дополнительной работой льда. Всякая долина, имеющая только речное происхождение, замыкается в своих истоках радиально сходящейся системой оврагов и ложбин, а совсем не круглой чашей.

Генезис обеих форм — и той, которая развивается на склонах гор (кары), и той, которая образуется в верховьях долин (ледниковые цирки),— можно считать в принципе одинаковым. Вот почему в зарубежной гляциологической и геоморфологической литературе обе формы не различаются и носят одно и то же название — цирки.

Размеры цирков колеблются в очень широких пределах. Некоторые — всего несколько десятков метров в диаметре, но есть и такие гиганты, как знаменитый цирк Гаварни в Пиренеях. Ж. Трикар и А. Кайё (1953) подразделяют все формы цирков на четыре группы:

1. *Ниши* (niches, Schluchtkar, Wandnischenkar) — маленькие, несколько десятков метров в ширину и столько же в глубину, располагаются на крутых горных склонах. Днище

сильно наклонено к устью ниши, а стенки в том же направлении снижаются.

2. *Воронкообразные цирки* (cirques en entonnoir d'amont, Quelltrichterkar) расчленяют водоразделы, размещаются вдоль верховьев ледника (отсюда и термины: Quell, amont, т. е. исток), имеют форму опрокинутой воронки без плоского дна.

3. *Чашеобразные цирки* (cirques en baquet, cirques en van, Wannenkar). Дно плоское, слегка волнистое, иногда с курчавыми скалами и ледниковой штриховкой. Стенки крутые, обрывистые — до 300—500 м высотой, иногда и больше. Дно цирка в одних случаях к устью приподнимается (т. е. получает обратный уклон) — такой цирк называют «закрытым»; в других случаях, напротив, наклонено в сторону устья и обрывается к ближайшей долине уступом («открытый» цирк).

4. *Замыкающие цирки* (cirques de bout de vallée, Talschlusskare, valley-head cirques, норв. dalbotn) — полукругом замыкают крутыми стенами верховье ледниковой (корытообразной в поперечном профиле) долины.

Очевидно, что первые три типа цирков — это то, что мы называем карами, а четвертый тип — это ледниковый цирк в собственном смысле слова. Дж. Чарлзворт именует кары «висячими цирками» (hanging cirques, Gehängekare, норв. fjeldbotn). Примерно тот же смысл имеет термин Р. Грэсвелла (1958, стр. 18) — «perched cirque» (высоколежащий цирк), причем Р. Грэсвелл сравнивает кары с «креслами великанов» («великан сидит на дне кара, а ноги его опираются на дно главной долины»), что поразительно совпадает с русским названием «кресловина».

Кары встречаются во всех горах, испытавших оледенение, а в районах современного оледенения они бывают иногда заняты ледниками. Кары редко располагаются в одиночку. Отметим две формы их совместного существования:

а) несколько каров лежат по соседству почти на одном уровне (отвечающем уровню современной им снеговой границы)*; соприкосновение соседних каров образует сложный (многокамерный) кар, а их слияние — очень крупный и обширный кар или цирк. Кары, расширяясь, въедаются в склоны гор, и между двумя смежными карами остаются узкие гребни с отдельными острыми выступами — «зубами», «иглами», «жандармами». Высокие пирамидальные останцы,

* За связь каров с уровнем снеговой границы не во всех случаях можно поручиться, так как процессы нивации, создающие кары (см. ниже), проявляются и ниже снеговой линии под влиянием сезонного снежного покрова, если последний держится достаточно долго (например, 8—9 месяцев в году).

уцелевшие между тремя смыкающимися карами, известны под названием *карлингов;*

б) иногда кары располагаются друг над другом на разных уровнях — возникает *каровая лестница* (cirque stairway, tandem cirque, escalier de cirque, Kartreppe).

В образовании каров и цирков существенную роль играет снежное выветривание, или *нивация*. Схема возникновения и развития каров и цирков в общих чертах такова. На склоне горы лежит пятно снега, которое летом исчезает, но вблизи снеговой границы может сохраняться и круглый год. Снежные пятна сплошь и рядом используют в качестве вместилищ «унаследованные» углубления — ниши, места отрыва оползней и обвалов, карстовые формы, лучеобразно сходящиеся овраги или ложбины в верховьях рек, воронкообразные сборные бассейны потоков и т. п. Днем снежник тает, и талая вода проникает в поры и трещины подстилающей снежник породы. Ночью, вследствие замерзания воды в трещинах, морозное выветривание разрыхляет породу, особенно по окраинам снежного пятна, где суточные колебания температуры особенно велики. Продукты выветривания удаляются ручейками талой или дождевой воды соскальзыванием по поверхности снежника, солифлюкцией (у нижнего края снежника) и т. д. Постепенно плоское углубление, занятое снегом, делается глубже, а его стенки — круче. И когда это углубление станет значительным — снежные скопления в нем перестанут исчезать в конце лета, сделаются постоянными и превратятся в фирновые пятна. По их окраинам разрушение пород на контакте между фирном и скалой продолжается, зато под фирном в центре впадины становится слабее. Интенсивная эрозия по краям («подкапывание») и раздвигает впадину: стенки кара отступают и высота их в верховьях увеличивается, тогда как дно кара больше уже не понижается.

Когда мощность фирна в каре станет достаточной, фирн приходит в движение: возникает каровый ледник, и в ход развития кара вторгается ледниковая эрозия. Считается, что без этой новой стадии — стадии движущегося ледника — карообразование не может быть завершено: простого продолжения нивации недостаточно, требуется качественный скачок. Мы полагаем, что такой скачок особенно нужен для превращения кара в ледниковый цирк — в этом, по-видимому, и состоит основное генетическое различие обеих этих форм.

Ледниковая эрозия в зависимости от обстоятельств либо оставляет дно кара нетронутым, либо несколько углубляет его. Если ледник не выходит за пределы кара, выход из кара оказывается закрытым нагромождением конечной море-

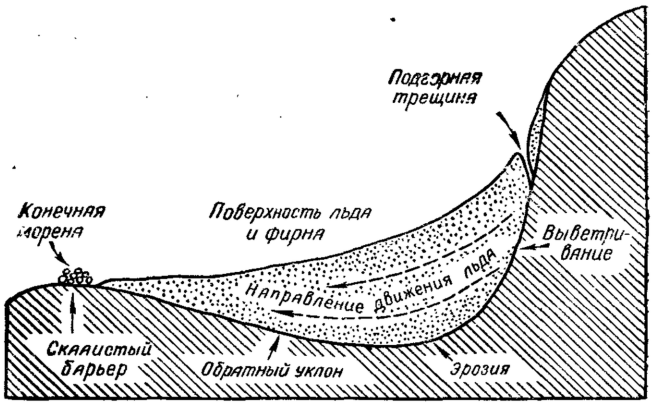

Рис. 135. Продольный разрез кара и карового ледника *(по Р. Грэсвеллу)*

ны или скалистым барьером, перед которым ложе ледника получает обратный уклон (рис. 135).

149. Продольный профиль ледниковых долин. При изучении долин, покинутых ледниками, обращает на себя внимание ряд интересных особенностей в их продольном и поперечном профиле.

Прослеживая продольный профиль ледниковой долины, нетрудно заметить, что уклон дна ее не везде равномерный: на одних участках — небольшой, на других — круче, а местами дно образует поперечные уступы или ступени. Все это можно наблюдать и в молодой долине, созданной речной эрозией, но там все участки днища, независимо от крутизны их падения, наклонены вниз по течению, тогда как в ледниковой долине некоторые из них имеют обратный уклон. Обратные уклоны наблюдаются как раз перед заметными уступами. В одних случаях обратный уклон замаскирован скоплениями аллювия, в других — о нем можно заключить из того, что на этом месте образуется озеро.

Стало быть, ледниковая долина распадается на ряд следующих друг за другом плоскодонных овальных, удлиненных, ложкообразных или совкообразных бассейнов, разгороженных (замкнутых) барьерами на крутых переломах в продольном профиле; гребни барьеров образуют как бы пороги, протягивающиеся поперек долины.

Ледниковое происхождение *бассейнов* (rock basin, plan, ombilic, Platten, Boden) наиболее вероятно. В пользу этого говорит приуроченность их к тем частям долины, которые были заняты льдом и обладают корытообразным (см. § 150) поперечным профилем. Подобные бассейны обнажаются

ледниками при их отступании; обнаруживаются они под нынешними ледниками и при помощи сейсмозондирования (например, под ледниками Мортерач, Алечским, Саскачеван и др.).

К наиболее крупным бассейнам относятся «языковые бассейны» (Zungenbecken), входящие в состав ледникового комплекса. Так, например, Констанцское, Цюрихское и Невшательское озера — это языковые бассейны Рейнского, Линтского и Ронского ледников вюрмского времени.

Размеры бассейнов — от небольших впадин среди курчавых скал до огромных депрессий (чаще всего занятых озерами) в сотни и тысячи квадратных километров. Аналогом языковых бассейнов являются углубления, выработанные ледниками в днищах каров,— «каровые бассейны».

Скалистые пороги, протянувшиеся поперек долины, получили очень меткое название *ригелей,* что значит «засов» или «задвижка» (rock-bar, Riegel, Talstufe, verrou, исп. umbral glacial). Среди них различают «ригели-ступени» (les verrous-gradins) — уступы в ложе ледника, не образующие собой обратного уклона того участка долины, который лежит от них непосредственно выше по течению (т. е. дно долины — на одном уровне с вершиной ригеля), и «ригели-пороги» (les verrous-barres) — с обратным уклоном по всей ширине долины (или по части этой ширины); бассейн выше такого ригеля имеет дно глубже, чем вершина ригеля, так что последний действительно перегораживает долину. Современные потоки обычно пропиливают ригель V-образным ущельем.

Ригели возникают чаще всего на местах выходов более стойких пород, где эрозия ледника проявляется в форме абразии. На менее стойких породах ледник путем отщепления выкапывает бассейны (Veyret, 1955). Между ригелями и бассейнами прямая генетическая связь: чем большим препятствием течению льда является ригель либо сужение долины (ибо есть бассейны, не замыкаемые ригелями), тем больший выкапывается бассейн непосредственно вверх по течению от препятствия.

150. Поперечный профиль ледниковых долин. Рассматривая ряд последовательных поперечных профилей ледниковой долины, можно заметить, что бассейны, обладающие плоским широким дном и обрамленные крутыми стенками склонов, имеют U-образную, или параболическую, форму, похожую на корыто. Долины с таким поперечным профилем называются *трогами* (trough, auge, Trog) (рис. 136).

Склоны трогов в нижней части поперечного сечения очень обрывисты, но на некоторой высоте они переламываются, и над переломом склон становится более пологим, образуя

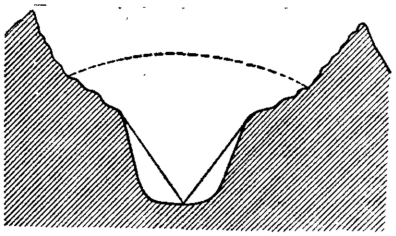

Рис. 136. Трог, возникший из V-образной долины.

Пунктиром показана поверхность исчезнувшего ледника

как бы «террасу», наклоненную в сторону оси долины*; эта пологая часть называется *троговым плечом* (shoulder, épaulement, Schulter). Верхний край трогового плеча оканчивается входящим углом, т. е. здесь опять намечается перелом, который тянется вдоль склона в виде углубленной полосы; это *борозда сглаживания* (Schliffkehle) — граница, до которой долина была когда-то наполнена льдом. Над бороздой сглаживания склоны вновь становятся круче.

Иногда троговых плеч бывает несколько, и они расположены на различных уровнях; следовательно, образуется сложный поперечный профиль, в котором несколько трогов, как бы вставленных один в другой (рис. 137). Число «вложенных» трогов, по Г. Гессу, соответствует числу оледенений, испытанных долиной. Подобные выводы надо делать, однако с большой осторожностью, так как, например, и одинединственный трог, форма поперечного профиля которого осложнена различным геологическим строением склонов, наличием береговых морен и т. п., может дать внешнюю картину целой серии вложенных трогов.

Как мы уже знаем (§ 149), продольный профиль трога ступенчатый, а ступени, пересекающие долину от склона к склону и достигающие высоты сотен метров, увенчаны скалистыми барьерами (ригели). Самая верхняя (по течению) ступень образует голову трога (trough end, cross wall, vallée aveugle, Talschluss, Trogschlluss), где оба склона трога смыкаются; выше этой ступени располагается «троговая плоскость» (Trogplatte), постепенно переходящая в дно цирка.

На дне трога находят оставленные ледником морены, курчавые скалы, а его стенки и плечо носят следы полирования и штриховки; выше борозды сглаживания все признаки ледниковой эрозии исчезают.

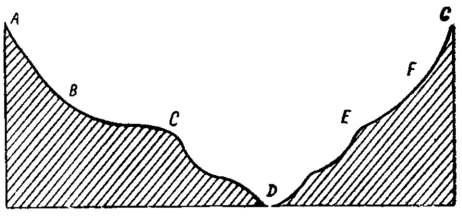

Рис. 137. Переломы в поперечном профиле ледниковой долины

* Такой наклон как раз свидетельствует, что перед нами действительно остаток склона, а не остаток дна долины (т. е. не терраса), так как в последнем случае этот остаток был бы горизонтальным.

В долине, испытавшей оледенение, устьевые участки ее боковых притоков обрываются высоко (иногда до 300—500 м и более) над ее тальвегом, т. е. как бы подвешены над дном главной, и нередко перегорожены скалистым барьером (Mündungsriegel)*. Тогда говорят, что эти притоки образуют *висячие долины* (hanging valley, vallée suspendue, Hängetal) и что главная по отношению к ним оказывается *переуглубленной* (overdeepened, surcreusée, übertieft). Поэтому речки, струящиеся в таких боковых долинах, низвергаются в главную водопадами или стекают в нее пенистыми каскадами по чрезмерно крутому устьевому своему отрезку.

Хотя поперечный профиль ледниковой долины обычно U-образный, но есть немало несомненно ледниковых долин с V-образным (т. е. типично речным) профилем. По П. Вэйре (1955), V-образные профили ледниковых долин характерны для районов, сложенных сланцами, где сильно облегчены процессы отщепления, тогда как U-образные долины в чистом виде приурочены к областям распространения очень стойких пород, поддающихся только ледниковой абразии. При господстве процессов отщепления расширение первоначального V-образного профиля идет с одинаковой скоростью по всему профилю, оттого он только делается шире, не меняя своей исходной формы. Там же, где главную роль играет абразия,— нижняя часть профиля, испытывающая наибольшее давление льда, разрабатывается скорее, чем верхняя, и V-образный профиль преобразуется в корытообразный.

Стало быть, троги — это речные долины, преобразованные ледником, который эродирует до тех пор, пока их форма не окажется приспособленной к его «потребностям». По-видимому, в выработке трога участвует не только лед, но и водные потоки, бегущие вдоль боков ледника между ним и склонами долины.

Троговый поперечный профиль приобретают иногда перевальные седловины, разработанные переметными ледниками. Примерами могут служить альпийские перевалы Симплон, Бреннер, Готтард, Бернина, Гримзель и др.

151. Фьорды. Фьордами (fjords) называют длинные узкие морские заливы, глубоко проникающие в горную страну и часто переходящие в троги на суше. Подводные и надводные склоны их крутые. Высота надводных склонов очень велика: на Аляске — до 1500 м, а во фьорде Франца-Иосифа (Гренландия) — до 1800 м (величайший в мире морской клифф!). Поперечный профиль самого фьорда тоже корытообразный. Иногда крутые стены замыкают верховье фьорда,

---

* Поперечный профиль этих боковых долин тоже корытообразный, но барьер в их устьях может быть пропилен узким ущельем.

и он не переходит в троговую долину на суше. В большинстве фьордов к их устью глубины уменьшаются, и у выхода в море имеется подводный порог — нечто вроде ригеля, перед которым располагается бассейн. Бассейны эти подчас очень глубокие: в Хардангер-фьорде на пороге глубина 175 м, а максимальная — 800 м, в Согне-фьорде соответственно 158 и 1244 м. Дно самого глубокого в мире фьорда Месье (Мессир-Чэннела) в Патагонии лежит на 1288 м ниже поверхности воды.

Длина некоторых фьордов весьма значительна: Хардангер и Согне в Норвегии достигают 185 и 220 км. Согне — это настоящая водная аллея шириной 6—8 км, разветвляющаяся на ряд длинных второстепенных фьордов: Фьерландфьорд, Листерфьорд, Аурландсфьорд и т. д.

Изучая географическое распространение фьордов, нетрудно убедиться, что они встречаются только группами и только в странах, подвергавшихся оледенению: в Норвегии, на Кольском полуострове, в Исландии, Гренландии, на Баффиновой Земле, острове Элсмира, Аляске, Новой Земле, в Чили, Антарктике (Земля Грейама) и т. п. В районах, где никогда не было ледников, нет и фьордов (Африка, Австралия).

Общепризнано, что фьорды представляют собой речные долины, образовавшиеся на суше, затем обработанные ледником и затопленные морем.

152. О механизме ледниковой эрозии. С самого начала необходимо отвергнуть идею о том, что ледниковая эрозия действует по тем же законам, что и речная эрозия (такое отождествление практически допускает, например, Р. Кёхлин, 1947). Движущийся ледник прочно удерживает вмерзшие в него обломки, оттого и зерно песка проводит царапину на пути своего движения. Река углубляет узкую ложбину русла, ледник занимает долину от края до края (а ледниковые щиты — огромные территории) и действует на всей этой площади. Но он движется примерно в миллион раз медленнее, чем вода в реках, и в его движении нет паводков, столь характерных для реки, когда она совершает наибольшую эрозионную и транспортную работу. Транспортная способность ледников практически безгранична; потенциально и ледниковое выпахивание не имеет предела, тогда как речная эрозия затухает по выработке рекой профиля равновесия. Наконец, река отлагает, когда скорость ее достигает минимума, а отложение материала ледником связано с его таянием, а не с уменьшением энергии движения.

Очевидной причиной ледниковой эрозии является сила трения ледника о ложе, по которому он движется. Стало быть, все, что влияет на величину трения, сказывается и на

результатах эрозии. При данном коэффициенте трения ледник действует на ложе тем сильнее, чем больше его толщина и скорость скольжения по ложу. Обе эти величины при прочих равных условиях у ледниковых щитов и покровов больше, чем у горных ледников,— следовательно, воздействие ледниковых щитов на подстилающую их поверхность более активно, чем горных ледников (Шумский, 1961), хотя подчас воздействие последних и обнаруживается в более бросающейся в глаза форме.

В ледниковой эрозии одни придают наибольшее значение состоянию подстилающей поверхности, т. е. ее литологическим особенностям,— отсюда и возникло разграничение абразии и отщепления (Р. Флинт, П. Вэйре и др.), другие придают главное значение доледниковому рельефу. К числу последних принадлежит Э. Мартонн (Martonne, 1910, 1911), разработавший механическую теорию ледниковой эрозии.

Теория Мартонна. Величину трения F ледника о ложе Э. Мартонн выражает уравнением:

$$F = g \cdot v \cdot h \cdot \rho \cdot A \cdot \cos \alpha ,$$

где только g — постоянная (сила тяжести), а остальные меняются: v — скорость движения ледника; h — мощность ледника на данном профиле, α — угол наклона поверхности ледника, ρ — плотность льда, A — степень прилегания льда к ложу.

Имея в виду стационарный ледник одинаковой ширины в любом поперечном сечении, проследим в соответствии с этой формулой колебания отдельных величин по продольному профилю. Так как мощность льда и прилегание резко уменьшаются на двух противоположных оконечностях долинного ледника (у подгорной трещины и на конце языка), то первый закон ледниковой эрозии формулируется так: ледниковая эрозия в верхних частях фирнового бассейна и на самом конце ледникового языка почти равна нулю.

Скорость движения пропорциональна мощности ледника и углу наклона поверхности, т. е. приблизительно.

$$v = k \sqrt{h \cdot \operatorname{tg} \alpha} .$$

Но не следует забывать, что скорость ледника вообще мала и к тому же меняется в узких пределах.

Изменение прилегания льда к ложу определить очень трудно. Судя по наблюдениям на концах ледников, прилегание изменяется обратно пропорционально уклону поверхности. С другой стороны, оно увеличивается с возрастанием мощности льда. Значит, приблизительно

$$A = h : \operatorname{tg} \alpha .$$

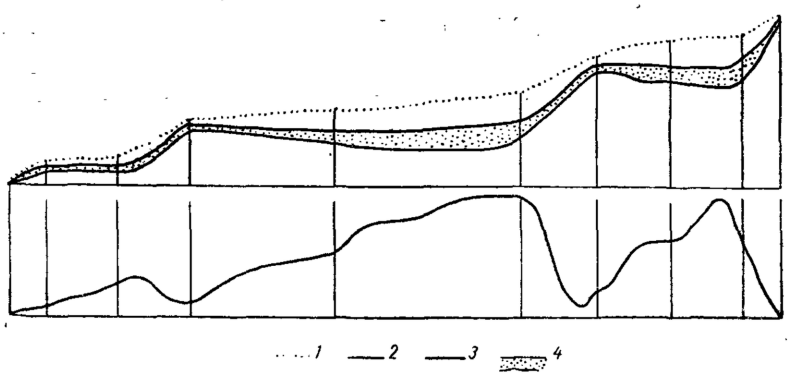

Рис. 138. Распределение интенсивности ледниковой эрозии по продольному профилю долины *(по Э. Мартонну):*

1 — продольный профиль ледника; *2* — продольный профиль ледникового ложа; *3* — кривая интенсивности ледниковой эрозии; *4* — мощность эродированного слоя

Отсюда вывод, что область наибольшего трения не может совпадать с областью наибольшей скорости. Второй закон поэтому гласит: области наиболее сильной эрозии располагаются выше и ниже по течению от участка с наибольшим уклоном. Положение представлено графически на рис. 138 (условные обозначения 3 и 4).

С этой точки зрения довольно простым получается объяснение происхождения бассейнов и ригелей: бассейны соответствуют наибольшей эрозии, ригели — наименьшей.

Характерные черты ступенчатого продольного профиля долины заложены были в основном еще до ее оледенения. Не будь ледника, профиль непрерывно стремился бы к кривой равновесия. Ледник же, заполнивший долину, не только приостановил это стремление, но еще более подчеркнул и усилил бывшие до него особенности профиля. На ступенях, где уклон круче и, следовательно, скорость движения льда наибольшая, выпахивание и должно происходить наиболее энергично. Но скорость не может компенсировать того, что толщина льда на уступах весьма мала и что лед прилегает к скалам неплотно: поэтому ледниковая эрозия слабая, уступ мало разрушается.

На пологих же участках (выше и ниже уступов), хотя скорость и меньше, но лед прилегает к постели вплотную и вследствие своей большой мощности оказывает на нее огромное давление, — тут эрозия достигает наибольшей величины (глубина ее на рис. 138 показана точками), и ледник выпахивает «бассейн».

Преобразование поперечного профиля долины сводится главным образом к его «раздалбливанию». Продвигаясь,

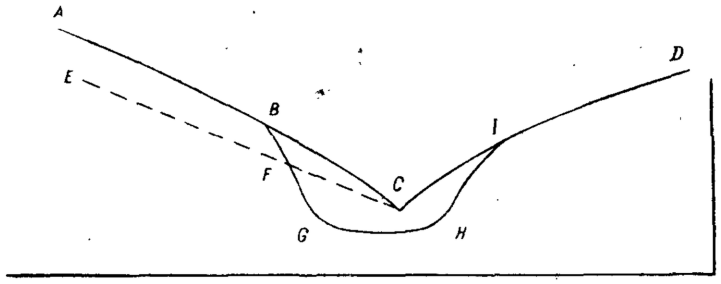

Рис. 139

ледник расширяет свое вместилище, вследствие чего долина постепенно приобретает корытообразное сечение. К сожалению, механизм формирования трога еще не вполне ясен, и по этому вопросу мы отсылаем читателя к специальной литературе.

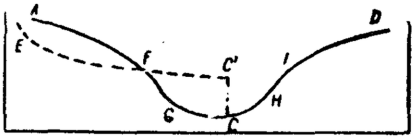

Рис. 140

Висячий трог — несомненный продукт деятельности ледника. По одним представлениям, висячая долина возникает потому, что нижний участок боковой долины подрезан расширением главного трога, т. е. быстрым отступанием его склонов. Это изображено на рис. 139: *ABCD* — первоначальный поперечный профиль главной долины, *EFC* — продольный профиль боковой долины, устье которой согласовано (т. е. лежит на одном уровне) с дном главной, *ABGHID* — измененный поперечный профиль главной долины, *EF* — возникшая вследствие этого изменения висячая долина.

Другое объяснение: в главной долине выпахивание сильнее, чем в боковых (ибо ледник здесь гораздо больше), и она оказалась переуглубленной. Из рис. 140 видно, что если продолжить мысленно продольный профиль *EF* боковой долины, то конец его *C'* повиснет на большой высоте над серединой *C* главной долины.

Третье объяснение: боковые долины могли быть не вполне согласованными с главной долиной перед занятием ее ледником. Тогда во время оледенения наибольшая эрозия льда будет иметь место выше и ниже уступа висячей долины, т. е. уступ этот сделается резче.

Теория Фишера. В отличие от Э. Мартонна, Д. Фишер (Fisher, 1948) приписывает изменение интенсивности ледниковой эрозии по продольному профилю долины не столько механическим, сколько физическим причинам, а

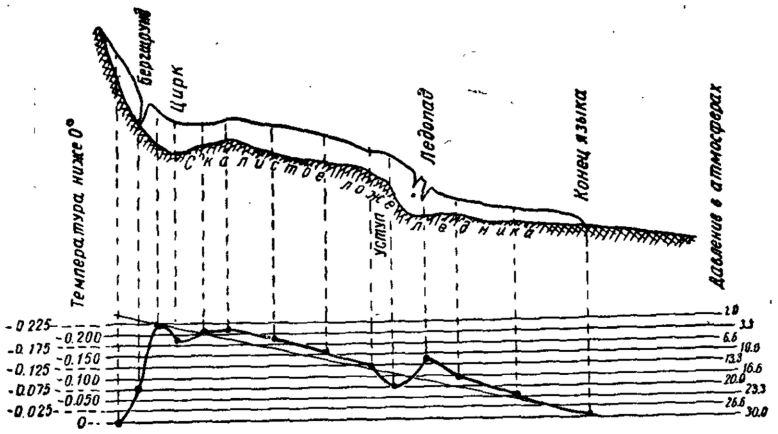

Рис. 141. Совмещенные кривые температуры льда (прямая линия) и местных, обусловленных давлением (мощностью льда) температур плавления льда (извилистая линия) *(по Фишеру)*

именно, температуре придонных слоев ледника. Он исходит из положения, что в умеренных странах температура в ледниках на глубине 20 м близка к температуре плавления льда при данном давлении, зависящем от мощности льда.

Наибольшая мощность льда в цирке, вблизи подгорной трещины, и здесь температура льда вблизи ложа ледника несколько ниже 0°. Так как на конце ледника она равна 0°, получается, что температура льда падает по направлению от конца ледника к его верховьям. Это изменение температуры можно графически изобразить прямой линией (рис. 141).

На этот график можно наложить другой, показывающий статическое давление ледника на его ложе и, следовательно, зависящую от этого давления температуру таяния льда. Вторая кривая — извилистая и неоднократно будет пересекаться с первой. Каждое пересечение означает, что в данном месте действительная температура и температура плавления льда совпадают.

Вся площадь, ограниченная кривой давления и лежащая ниже кривой температуры, очерчивает область, в которой таяния нет, лед холодный и твердый, движение его замедленное, ледниковая эрозия по причине твердости льда усиленная. Там, где кривая давления лежит выше температурной кривой, располагается область таяния: здесь лед течет быстрее, но он «мягкий» и поэтому эродирует слабее.

ГЛАВА XIV

СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ЗЕМНОГО ШАРА

Несмотря на быстрое развитие региональной гляциологии, современная картина оледенения земного шара известна далеко не во всех подробностях.

Ниже даются общие сведения о географическом распространении современных ледников.

153. Гренландия. Гренландия — «ледяное сердце» северных полярных стран и самый большой остров земного шара — занимает (с соседними мелкими островами) 2186 тыс. км^2. Из этой площади 1726,4 тыс. км^2 находится под ледниковым щитом и 76,2 тыс. км^2 — под другими формами оледенения; всего льдами покрыто 1802,6 тыс. км^2, т. е. 83% территории (Bauer, 1955a, 1956).

Ледниковый щит простирается в длину на 2400 км, наивысшая его точка — 3157 м, средняя высота — 2135 м, средняя толщина — 1515 м, максимальная мощность (вблизи середины щита) — 3408 м. Температура во всей толще льда отрицательная.

По подсчетам Хольцшерера (1954), объем льда в Гренландии $2{,}75\times10^6$ км^3, что соответствует $2{,}43\times10^6$ км^3 воды. Полное таяние гренландских льдов подняло бы уровень Мирового океана на 7 м. Близкие величины получены А. Бауэром (1956): $2{,}6\times10^6$ км^3 льда, или $2{,}35\times10^6$ км^3 воды.

Ледниковый щит Гренландии состоит, по-видимому, из двух или трех слившихся куполов, разделенных понижениями. Ледораздельный гребень на севере лежит близко к центру щита, в средней и южной частях сдвинут к востоку.

Падение поверхности внутренних районов щита очень пологое (от 0,0009 до 0,01); лишь вблизи краев уклон ее возрастает местами до 0,2. На ней много небольших пологих холмов, гряд, впадин, террас, обусловленных местными различиями в аккумуляции снега, выдуванием снега, абляцией, движением льда и т. д. В верховьях крупных выводных ледников — обширные понижения, называемые «бассейнами вы-

деления» (basins of exudation) или «воронками депрессии» (cones of draw-down).

Очертания края щита весьма прихотливые, так как он обрамлен горными хребтами, через прорывы в которых лед стекает к морю в виде широких лопастей и выводных ледников. Средняя высота западного горного обрамления не более 1500 м, хотя отдельные вершины и поднимаются до 2170 м. На востоке Гренландии горы выше (Гунбьорн — 3700 м), а на севере они достигают лишь 1950 м (O'Dell, 1957). По данным сейсмозондирования, подледниковая поверхность острова, окаймленного поясом горных цепей, чашеобразна; ее средняя абсолютная высота около 620 м, но в центральной части она лежит на уровне моря, а местами опускается ниже уровня моря.

Ледниковый щит захватывает всю середину Гренландии, однако ее побережья более или менее свободны ото льда, особенно между островом Диско и Фредериксхобом (щит отстоит от моря на 150 км), на Земле Пири и на востоке; в районе залива Скорсби от края щита до моря около 300 км.

Территории вне ледникового щита заняты другими формами оледенения: ледниковыми шапками — нагорными льдами, долинными, каровыми, висячими, ширококонечными, омываемыми ледниками, а также предгорными и дифлюэнтными. Ледники, питаемые местными ледяными шапками, движутся как и альпийские (0,5—0,05 м/сутки), но скорость выводных гораздо больше. Так, ледник Якобсхавн проходит до 20—23 м/сутки, Караяк — 18—25 м, Ринк — 20—27 м, Упернивик — 18—38 м/сутки. Движение самого ледникового щита исчисляется несколькими сантиметрами в сутки.

Наиболее крупные выводные ледники Гренландского ледникового щита поименованы в табл. 29 (Field e. a., 1958, ч. 4).

Таблица 29

Самые крупные выводные ледники Гренландии

Название ледника	Длина в км	Ширина конца в км
Христиана IV	124	11
Герарда де Геера	56	3
Гумбольдта	116	100
Ньогальвфьерд	84	11—35
Петерманна	200	16
Ролиге	80	6
Ридер	200	10
Валенберга	61	3
Уордиз	76	5

Климат ледникового щита крайне суровый. Средняя годовая температура от —24 до —32°, температура февраля —47° (с абсолютными минимумами до —70°), июля —11°. Остров нередко пересекают циклоны, но осадков много только на юге (800—1100 мм); на самом щите их 300—400 мм/год, а на севере Гренландии только 150—250 мм. На севере Гренландии таяние снега может происходить до высот в 1300 м, а на юге — даже до 2700 м (Diamond, 1960).

Фирновая линия на гренландском щите между 84 и 60° с. ш. повышается с севера (915—1220 м) на юг (1830 м). Ее средняя высота 1390 м. Опираясь на эти цифры, А. Бауэр (1955а) подсчитал, что область абляции занимает 286,6 тыс. км² (16,5%), а область аккумуляции — 1439,8 тыс. км² (83,5%), т. е. ледниковый коэффициент щита равен 5.

По мнению большинства исследователей, ледниковый щит Гренландии стационарен (см., например, Corbel, 1962, стр. 112—114). А. Бауэр пришел к иному выводу, представив годовой баланс щита в следующем виде:

аккумуляция	446 км³ воды
абляция	315 „ „
образование айсбергов	215 „ „
дефицит — около 100 км³ воды в год	

Исходные данные А. Бауэр взял у Ф. Лёве: средняя величина абляции в год для всего щита — 1,1 м слоя воды, средняя величина аккумуляции — 0,31 м. Ежегодная убыль вещества в форме айсбергов составила в кубических километрах льда: по северной Гренландии — 10, западному побережью — 90, заливу Мелвилл — 20, по восточному побережью — 120, итого — 240 (или около 215 км³ воды). Возможно, что А. Бауэр преуменьшил как площадь, так и величину аккумуляции (Sharp, 1956).

Для характеристики оледенения побережий Гренландии приведем некоторые подробности.

На севере Гренландии ледники существуют в континентальном, исключительно сухом климате (125 мм осадков в год). Земля Пири носит яркую печать работы ветра и мороза (формы ветровой эрозии, морозное выветривание, солифлюкция, полигональные грунты), летом на почве — выцветы солей. Ледники (небольшие ледяные шапки, ледники плато, долинные) сосредоточены главным образом в северо-западной части, аккумуляция и абляция очень малы, причем в абляции заметную роль играет испарение снега (Fristrup, 1952). Главный ледниковый щит далеко отодвинут к югу: он соприкасается с морем только в головах фьордов, глубоко врезанных в сушу и часто далеко продолжающихся под материковый лед. В частности, в вершину Индепенденс-фьорда с обширного плато (1200 м) спускается ледник Академии (длина 37 км, ширина на конце около 10 км), внешняя часть которого находится на плаву.

От Индепенденс-фьорда до Земли Королевы Луизы на участках восточного побережья, находящихся вне пределов ледникового щита, оледенение представлено многочисленными ледниковыми куполами и шапками

разных размеров и вытекающими из них ледниковыми языками. Именно в этом районе находится громадный ледник Ньогальвфьерд, простирающийся до острова Ховгор, где он ветвится на два рукава: один рукав (шириною 11,3 км) идет в пролив Деймфна, другой (шириною 35 км) — вдоль северного побережья Земли Ламберта.

Весьма своеобразна Земля Королевы Луизы (77° с. ш., 23° з. д.). Это — сложный нунатак длиной по меридиану около 120 км, шириною 60 км, пересеченный поперек тремя ледниками, полностью изолированный от прибрежных гор и другой суши ледниковым щитом на западе и двумя громадными (шириною 26 и 21 км) ледниками Сторстреммен и Биструп — на востоке, которые, обтекая нунатак с севера и юга, образуют затем общий язык, который входит в залив. Дов и производит здесь множество айсбергов. Высота фирновой линии—1000 м; все ледники лежат ниже этого уровня и, стало быть, питаются главным образом материковым льдом (Hamilton e. a., 1956, стр. 230—237).

Между 76° с. ш. и заливом Скорсби расположен живописнейший фьордовый район восточной Гренландии. Края ледникового щита отстоят от моря далеко: с берега их не видно. Отроги материкового льда заходят лишь в верховья крупных заливов. Но район фьордов покрыт густой сетью собственных долинных ледников и многочисленными самостоятельными ледниковыми куполами. Особенно обширные купола на землях Пайера, Ренланд и Милна. Вершину фьорда Франца-Иосифа полностью занимает ледник Норденшельда (40 км), заканчивающийся обрывом высотой 125 м над водой; подобные же обрывы, похожие на «китайскую стену», свойственны здесь и тем ледникам, которые оканчиваются на суше. В Ис-фьорд втекают ледники де Геера (56 км) и Етге (48 км).

Земля Кнуда Расмуссена (к югу от залива Скорсби) занята огромной лопастью главного ледникового щита, проткнутой множеством нунатаков. За границами щита — долинные ледники, сеть которых тянется вдоль побережья до поселка Ангмагсалик. Крупные ледники (долинные и выводные) спускаются в море почти в каждом фьорде, заливе и проливе. Самые большие из них — ледники Христиана IV (124 км), Кронборг, Зоргенфри, Фредериксборг, Хетчинсона, Кангердлугсуак и др.; у последнего в 1930 г. был плавучий язык длиною в 8 км, превратившийся к 1936 г. в хаос айсбергов.

Между Ангмагсаликом и южной оконечностью Гренландии — мысом Фарвель — вдоль всего побережья, за исключением отдельных участков, ледниковый щит многими крупными лопастями выдвигается к самому морю. Обширная лопасть материкового льда подходит к морю и на западном побережье севернее Бреде-фьорда. А отсюда далее на север — вплоть до фьорда Упернивик — материковый лед вновь отодвигается от береговой черты, но свободная от льда полоса не раз прерывается ледниковыми телами, среди которых — ледник Фредериксхоб, ледниковый купол Суккертоппен (2330 км²), ледники Якобсхавн, Умиамако, Ринк, Упернивик и др. Ледники эти непрестанно образуют айсберги. От ледника Ринк большие и малые глыбы льда откалываются почти каждую минуту; через некоторое время наступает пауза в 10—20 минут; затем обламывание возобновляется — иногда глыбами до 500—600 млн. м³, которые уже во фьорде раскалываются на айсберги меньшего размера (Field et al, 1958, ч. 4).

Между фьордом Упернивик и заливом Аллисон (74°40′ с. ш.) побережье испещрено множеством выводных ледников, а кроме того, и самый ледниковый щит неоднократно приближается к морю. В заливе Мелвилл ледниковый щит подходит к морю в 70 пунктах и служит береговой чертой на протяжении 300 км, обрываясь к воде крутыми ледяными уступами. Самый большой ледник здесь — Стенструп, морской фронт которого протянулся на 30 км.

Севернее 76-й параллели лежит свободная от льда Земля Туле, позади которой вздымается ледниковый щит; на северо-востоке в вершину фьорда Вулстенхолм спускается ледник Мольтке (30 км).

Северо-западное побережье Гренландии — от Земли Туле до Земли Пири — характерно не только обилием ледниковых куполов и ледников, стекающих с местных возвышенностей или берущих начало в главном ледниковом щите, но и огромными размерами отдельных ледников. Ледник Гумбольдта, спускающийся 100-километровым фронтом в бассейн Кейна, представляет, вероятнее всего, край материкового льда. Ледник Петерманна — самый длинный в северном полушарии (около 200 км); конец его находится на плаву. Почти такой же величины ледник Ридер, впадающий в Шерард-Осборн-фьорд; в 1917 г. у него был плавучий язык длиною в 40 км.

154. Канадский архипелаг. К западу и к востоку от Гренландии современное оледенение северных полярных стран ослабевает, особенно быстро в западном направлении в связи с возрастанием континентальности климата: в этой сухой субполярной зоне осадков всего 250—400 мм.

Общая площадь ледников Канадского архипелага, по Р. Шарпу (Sharp, 1956), такова (км²):

Остров Элсмир	82 880
„ Аксель Хейберг	13 400
„ Девон	16 240
„ Байлот	5 180
„ Баффина (Баффиннова Земля) .	36 520
Прочие острова (Кобург, Мейген, Мелвилл, Норт-Кент)	780
Итого	155 000

В рельефе оледенелых островов преобладают плоскогорья высотою 600—2000 м; только на севере Элсмира высоты доходят до 3300 м.

Остров Элсмир расчленен фьордами на четыре природных района. По делению А. Тэйлора (Taylor, 1956), несколько отличному от принятого другими авторами (например Р. Бентамом, 1941), эти районы в направлении с севера на юг: Земля Гранта, Земля Гриннела, Земля Свердрупа и Земля Линкольна*.

Очень гористая Земля Гранта на 35% своей площади одета ледниками. Основную часть ее занимает ледниковый купол, вытянутый на 320 км, при средней ширине около 100 км. Площадь всех ледников на Земле Гранта — 29 300 км². Мощность льда ледниковой шапки Оксфорд (в районе оз. Хейзен) достигает 600 м, высота фирновой линии 1200—1400 м. Вдоль северного побережья Элсмира кое-где шельфовые льды; отсюда и отламываются ледяные острова, дрейфующие затем в Северном Ледовитом океане (Hattersley-Smith, 1963).

Обширное скопление льдов, покрывающее значительное пространство Земли Гриннелла, называется ледяным полем Агассица; одна его часть состоит из ледяного купола, дру-

* Площадь оледенения Элсмира, указанная А. Тэйлором, на 5500 км² меньше, чем подсчитанная для того же острова Р. Шарпом.

гая — типичный нагорный лед с многочисленными нунатаками. В бассейн Кейна сползают омываемые ледники; немало выводных ледников спускается с ледяного поля и в других направлениях. К юго-западу от поля Агассица — ледяное поле Пири (3200 км²). Площадь всех ледников Земли Гриннелла — около 20 тыс. км².

Земля Свердрупа на 50% занята ледяным полем Принца Уэльского площадью 18 780 км².

Оледенение Земли Линкольна сосредоточено преимущественно в двух местах: на востоке — ледяное поле Бьорлинг (5180 км²), на западе — Кальстениус (2700 км²). На долю остальных ледников приходится 1300 км². Из Бьорлинга немало ледников доходит до моря и даже выдвигается на 6—8 км за береговую черту, хотя концы их и не плавучие. Ледяное поле Кальстениус тоже выделяет ледники, заканчивающиеся во фьордах либо на суше.

Центральная часть острова Акселя Хейберга закрыта ледниковым куполом Крюгера (7250 км²), южнее которого находится ледяное поле Шей (5100 км²). Прочие ледники острова составляют не более 200 км². Эти данные А. Тэйлора в сумме на 850 км² меньше, чем данные Р. Шарпа об оледенении острова.

Почти вся восточная часть острова Девон занята ледяным полем (15 500 км²); ряд выводных ледников из него доходит до моря. На небольших смежных островах — Норт-Кент, Мейген, Кобург, Мелвилл — ледниковые купола размером от 140 до 245 км².

Общая площадь ледников на острове Байлот — 5180 км². Они сосредоточены во внутренних районах, но дотягиваются оттуда до северных и южных побережий. Господствуют дифлюэнтные и нагорные льды; на равнинах севера и юго-запада — предгорные ледники.

Оледенение Баффиновой Земли охватывает главным образом северное и восточное побережья и, за исключением купола Барнса, приурочено к горам или высоким плоскогорьям. Самый распространенный тип ледников — ледяные шапки с выводными потоками, иногда совсем небольшие (10—15 км²). К наиболее крупным относятся ледниковые купола Барнса и Пенни.

Координаты первого: 69° 32′—70° 31′ с. ш., 71° 48′—74° 43′ з. д. Длина его с северо-запада на юго-восток 147 км, ширина 22—62 км, площадь 6000 км² (Orvig. 1951). Форма неправильно эллиптическая, поверхность плоская, почти ровная, вершина поднимается до 1125 м, а основание покоится на высоте 500 м (Baird, 1952). Наибольшая толщина льда 468 м. Питается купол наложенным льдом, ежегодно возникающий слой которого равноценен слою воды в 50 см. Образование наложенного льда и абляция уравновешиваются на высоте около 750 м (этот уровень П. Бэрд предложил называть «линией равновесия»).

На полуострове Камберленд находится другой крупный центр оледенения — купол Пенни. Он покрывает вершины одноименной горной цепи или сильно расчлененного плато. Высшая точка его поверхности — 2100 м, и только его западная лопасть спускается до изогипсы 700 м. Площадь купола 5900 км²; если же присоединить сюда связанные с ним ледники и ледниковые шапки, то весь комплекс займет около 9000 км². Очертания купола и его рельеф весьма неправильны, мощность фирна и льда на куполе около 250 м, а на стекающем с него леднике Хайуэй — до 400 м. Купол отсылает выводные ледники по всем направлениям; 3 ледника доходят до моря (например, самый большой — 32 км — на Баффиновой Земле ледник Коронэйшн). Высота фирновой линии 1550 м, линии равновесия — 1380 м.

Между двумя этими границами происходит накопление наложенного льда, а выше фирновой линии — обычная аккумуляция снега (Ward and Baird, 1954; Ward, 1955, 1956).

Самый южный полуостров Баффиновой Земли известен у эскимосов под названием Кингаит; на плато этого полуострова — два небольших и похожих друг на друга купола: Гриннелл (145 км²) высотой до 870 м и Терра-Нивеа (168 км²). Это самые южные ледниковые купола на востоке Северной Америки; питаются преимущественно наложенным льдом. Обращает на себя внимание небольшая высота фирновой линии на куполе Гриннелла: всего 670 м.

Площади оледенения на Баффиновой Земле распределяются следующим образом (в км²): п-в Бродёр — 275, п-в Борден — 925, район между заливом Милн и Кембридж-фьордом и долиной Роули — 8800, между фьордами Кембридж и Кангок (68° с. ш.) — свыше 6000, на полуостровах Камберленд — 18 тыс., Холл — 550 и Кингаит — более 400. Во многих местах ледники спускаются к уровню моря.

155. Шпицберген. Шпицбергенский архипелаг, Свальбард («холодный берег» старинных саг) или Грумант (название, данное в XV в. русскими поморами) можно разбить на шесть отдельных групп: Северо-Восточную Землю с о. Белым, о. Баренца, о. Эдж, Землю Короля Карла, о. Надежды и Западный Шпицберген. Площадь всех островов по разным источникам: 62 406 км² (O'Dell, 1957), 61 300 км² (Sömme, 1960), 62 100 км² (БСЭ). Ледники занимают 58 тыс. км² (Sharp, 1956; Kosiba, 1958), т. е. свыше 90% территории.

Большая часть Свальбарда — высокое (в среднем 900 м) плато, сильно расчлененное и изрезанное по краям фьордами. Наивысшая точка — гора Ньютон, 1717 м. Климат разнообразный, так как на западе архипелаг омывается теплым течением, а на востоке — нет. Различия рельефа и климата влекут разнообразие форм оледенения: на Шпицбергене имеются нагорные льды, ледниковые шапки, сетчатые ледники, долинные, переметные, каровые, горных вершин, предгорные, а вдоль восточного и юго-восточного побережья Северо-Восточной Земли — шельфовые льды.

Остров Белый одет льдом от подножия до высших точек. На о. Баренца значительное оледенение — в средней части. Мало ледников на севере о. Эдж, но на юго-восточном берегу находится огромный ледник Короля Иоганна, протянувшийся по фронту на 58 км. На Земле Короля Карла ледники занимают ограниченную площадь, а на о. Надежды есть, по-видимому, только фирновые поля.

Ледяной покров Северо-Восточной Земли распадается на три главных ледяных поля и несколько меньших. Высота фирновой линии от 325 м (м. Изида) до 550 м (Дуве-фьорд).

К северу от Валенберг-фьорда и к западу от долины Рейп (свободной от льда) находится Западное ледяное поле, или Западный лед. Это типичный нагорный ледник, состоящий из отдельных куполов. Площадь его 2800 км^2, наибольшая высота 600—700 м, толщина льда в центре всего 120 м. На юге ледяное поле доходит до моря. Крупнейшие выводные ледники: Леди Франклин, Сабина и Рейпс.

К востоку от долины Рейп в широкой депрессии, окруженной горами с юга, запада и севера, раскинулось на площади 5650 км^2 Восточное ледяное поле, или Восточный лед. На севере и востоке оно омывается морем, на юге сливается с Южным льдом. Подледниковый рельеф здесь менее сказывается, чем в Западном ледяном поле, поэтому Восточный лед можно рассматривать как ледниковый щит. Наибольшая толщина льда в центре щита 564 м, высота щита над морем — до 600—720 м. Крупнейшие выводные ледники: Итон, Дуве.

На плато к югу от фьорда Валенберг лежит Южное ледяное поле, или Южный лед, — настоящая ледниковая шапка высотою в 600—700 м и площадью 2350 км^2. Через обрывистый край плато на север спускаются выводные ледники, причем 4 ледника достигают зоны прилива; на юге ледниковый купол сам подходит к морю. Крупные выводные ледники: Один, Викинг, Тор и др.

К малым периферическим ледниковым куполам Северо-Восточной Земли относятся Вега (225 км^2), Глиттне (290 км^2), Форсиус, Бака, Де-Геер, Альманн.

В динамическом отношении ледниковые образования Северо-Восточной Земли считались неактивными или даже мертвыми. Однако, по сообщению В. Шютта*, Западный лед и Восточный лед обладают огромными областями аккумуляции (только очень узкая полоса окраины относится к зоне абляции), и чистое накопление вещества здесь составляет не менее 100 см слоя воды в год, т. е. вдесятеро больше, чем по данным прежних исследований. Таким образом, эти ледниковые щиты — вовсе не отмирающие.

* Abstracts of papers, XIX Intern. Geogr. Congress, 1960, p. 258.

На Западном льду 42% накопленного вещества происходит за счет снегопадов и 58% — за счет отложения инея, изморози и твердого налета (Field e. a., 1958, ч. 4).

В Западном Шпицбергене — три центра оледенения типа нагорных льдов. Очертания и характер поверхности каждого нагорного ледника сильно зависят от рельефа расчлененных плато (высотой 600—900 м), на которых ледники покоятся. Внутри острова снеговая линия лежит на высоте 800 м, в западной части она повышается с севера на юг от 200 до 600 м.

Одна область нагорных льдов занимает Землю Торреля (на юге), другая — северо-западную часть острова, третья — северо-восток, она известна под названием Новой Фрисландии.

Новая Фрисландия — самый холодный район, и оледенение приобретает тут характер покровного; многие ледники доходят до моря или заканчиваются на суше в форме ширококонечных и предгорных ледников. На периферии этих трех главных центров разбросаны меньшие ледниковые купола и долинные ледники.

В северо-западной части острова, перемежаясь с плоскогорьями, тянутся узкие хребты и вздымаются острые пики высотой до 1200—1400 м. Это и есть район «spitzen Berge» (островершинных гор) — название, незаслуженно перенесенное на весь архипелаг. Здесь изобилуют независимые долинные и каровые ледники, местами — сетчатые («шпицбергенский тип оледенения»).

156. Ян-Майен. Ян-Майен — вулканический остров (380 км^2). Северо-восточная часть его образована потухшим вулканом Бееренберг, высшая точка которого поднимается до 2277 м. Вулкан состоит из двух конусов: широкого, служащего как бы основанием (до 1372—1676 м), и насаженного на него второго, с более крутыми склонами и кратером. Все ледники острова лежат на склонах Бееренберга и спускаются по ним радиально во все стороны. Общая площадь оледенения 117 км^2.

Один из ледников (Вейпрехта) вытекает из кратера через брешь в северной стенке последнего, другие берут начало в плоских углублениях или карах, вырезанных в теле вулкана. Три ледника, сползающих на север (Вейпрехта, Чьерульф и Свен Фойн), доходят до моря, и от них отламываются айсберги.

157. Острова советской Арктики. Данные о площади современного оледенения островов советской Арктики приведены в табл. 30 (Дибнер, 1961).

Главные районы оледенения расположены в западной, приатлантической, части Арктики.

Таблица 30

Оледенение островов советской Арктики

Название островов	Площадь ледников (в км²)
Виктория	11
Земля Франца-Иосифа	14 360
Новая Земля	23 900
Северная Земля	16 908
Ушакова	323
Де Лонга	434
	55 936

Земля Франца-Иосифа насчитывает более 150 островов, общая площадь которых 16 495 км². Острова архипелага — это невысокие (200—700 м) расчлененные плоскогорья с обрывистыми краями, образованные базальтовыми покровами (на юрских морских осадках) и погребенные подо льдом, занимающим 87% территории.

Земля Франца-Иосифа по характеру оледенения напоминает Антарктиду (Спижарский, 1936). Оно в основном покровного типа, а главными морфологическими элементами покровов являются ледниковые купола (мощность льда от 100 до 500 м) и выводные ледники, концы которых почти повсеместно доходят до моря и образуют нередко плавучие языки, веерообразно выступающие за береговую черту на 2—3 км. Ледниковые купола лежат в зоне вечного мороза: средняя температура июля 0° или несколько ниже. На побережьях выпадает 170—200 мм осадков, но на вершинах куполов — до 450—550 мм. В юго-западной части архипелага линия нулевого баланса твердых атмосферных осадков проходит в среднем на высоте 300—320 м (а не 125 м, как раньше предполагали). Температура льда в куполах (ниже деятельного слоя) от —3° до —11°, причем бесфирновые купола сложены холодным (—11°) льдом, а в центре куполов с фирновым питанием имеется ядро «теплого» (—3°) льда, обрамленное кольцом холодного (Кренке, 1961; Разумейко, 1961). Скорость движения в центральных частях куполов — не более 1 м/год, а выводных ледников на о. Гукера —55—65 м/год (Гросвальд и Кренке, 1961, 1961а). Летом низкие небольшие купола полностью освобождаются от снега и фирна, на более высоких и крупных — области фирна и снега сохраняются круглый год. Бесфирновые купола питаются наложенным льдом (Авсюк, 1959).

По М. Г. Гросвальду и А. Н. Кренке, ледники интенсивно сокращаются: средний многолетний дефицит льда для всего

архипелага составляет ежегодно 27 см слоя воды (или 3,8 км^3), т. е. $^1/_{340}$ всей массы ледников. Следовательно, при сохранении наблюдающихся темпов абляции ледники Земли Франца-Иосифа должны через 340 лет вовсе исчезнуть. Объем льдов в архипелаге, судя по приведенным выше цифрам, составляет (если принять плотность льда=0,9) около 1450 км^3.

Помимо ледниковых куполов и выводных ледников, на Земле Франца-Иосифа имеются также предгорные ледники, навеянные, каровые и некоторые другие разновидности.

Новая Земля — двойной остров, разделенный узким проливом фьордового облика — Маточкиным Шаром, служит как бы барьером между Баренцевым морем, согреваемым ветвями Атлантического течения, и Карским морем — «ледяным погребом» западно-сибирского моря. Поэтому оба побережья острова отличаются и по климату, и по интенсивности оледенения.

Если двигаться по острову на север, то постоянные льды на нем можно обнаружить лишь около Маточкина Шара — между 73° и 74° с. ш.; тут снеговая линия лежит на высоте 600 м и насчитывается более 100 ледников. Ледники долинного типа, расположенные южнее пролива, не доходят до западного берега. К северу же, особенно между Крестовой губой и п-вом Адмиралтейства (74—75° с. ш.), развито сетчатое оледенение, как на Шпицбергене. На п-ове Адмиралтейства — предгорный ледник. Область сетчатого оледенения занимает 32% всей поверхности Новой Земли (Шумский, 1947а).

Севернее 75° с. ш. на 340 км в длину, при ширине до 70 км, вытянулся ледниковый щит на площади свыше 19 тыс. км^2. Средняя мощность льда в нем 300—400 м, местами до 700 м. Вероятная годовая сумма осадков на щите —400 мм. Высота фирновой линии на параллели Русской Гавани 570 м (Сватков, 1960а), в районе мыса Желания —300 м. В глубоких слоях ледника температура льда, видимо, близка к точке таяния (Чижов, 1961).

Двумя поперечными понижениями щит подразделен на три купола: северный (высотой 800 м), главный (1000 м) и южный (900 м). Поверхность куполов сложена фирном мощностью до 18 м. Западный край щита отчленяет апофизы, которые проталкиваются между нунатаками, а на берегу сливаются в предгорные ледники. На западе в море погружаются концы 25 ледников (некоторые шириной до 15 км); мощность этих ледников — до 450 м, причем 250 м приходятся на подводную, а 200 м — на надводную часть. Восточный край ледникового щита расчленен в форме широких (до 20 км) ледяных лопастей (Авсюк, 1959). На предгорных низменностях, помимо предгорных ледников, очень распространены ледники навеян-

ные. С конца XIX в. новоземельские ледники сокращаются; в течение последних 20—25 лет оледенение северного острова уменьшилось на 430 км², и поверхность ледникового покрова понижалась в среднем на 16 см/год (О. П. Чижов, В. С. Корякин).

Северная Земля — самый северный архипелаг в азиатском секторе Арктики — состоит из четырех крупных островов (Комсомолец, Пионер, Октябрьской Революции, Большевик) и нескольких мелких, занимая в общем около 38 тыс. кв. км. Рельеф островов сглаженный, плоскохолмистый, местами низкогорный. Берега чаще всего скалистые, обрывистые, изрезанные фьордами; низменные берега (например, на западе о. Октябрьской Революции) обычно тоже расчленены лагунами, бухтами, заливами, изобилуя одновременно отмелями и косами. Климат весьма суровый: средние январские температуры —26°, —27°, июльские +1°, +1,6°.

Для Северной Земли характерен покровный тип оледенения. Всего в архипелаге 22 ледниковых купола размерами от 10—20 до 5000 км² и высотой до 800—900 м. Они занимают 45% площади Северной Земли. Каждый купол похож на плоский, чуть приплюснутый сверху хлебный каравай. Во внутренних частях куполов уклон поверхности от центра к периферии 1—2°; на окраине он увеличивается до 10—15° и затем до 20—25°. Мощность льда 200—300 м, местами 400—500 м. Общий объем ледников Северной Земли — 3400 км³.

Основные типы ледников, по Н. Г. Загорской (1957), — островные льды и ледники возвышенностей (нагорные льды). Вторые отличаются от первых обилием нунатаков, большими средними высотами (600—800 м против 500—550 м), меньшей мощностью, сильной расчлененностью периферии и высокой активностью, т. е. обилием выводных ледников. Примеры островных льдов: ледники Кропоткина (о. Большевик), Вавилова, Университетский (о. Октябрьской Революции), Академии Наук (о. Комсомолец). К нагорным льдам относятся: ледник Ленинградский с куполом Семенова-Тян-Шанского (на о. Большевик), ледник Карпинского на о. Октябрьской Революции и др.

На Северной Земле много также навеянных и каровых ледников и неподвижных фирновых полей.

Снеговая граница закономерно поднимается в южном направлении: на севере Комсомольца высота ее 90—100 м, на юге — 120—150 м; на севере, в центре и на юге о. Октябрьской Революции, — соответственно 150—200, 200—250 и 250—300 м; на Большевике — 300—400 м. Выше 450 м располагается обычно область нормального снегового питания, между высотами 450—300 м и 200—100 м — «зона ледяного питания» (т. е. зона образования наложенного льда), а ниже

200—100 м — область абляции. Так как общая площадь обеих областей питания во многом больше, чем площадь зоны абляции, то о деградации оледенения Северной Земли говорить нельзя — скорее надо сделать вывод о его стабильности (Загорская, 1957, стр. 513).

Оледенение прочих островов советской Арктики — Ушакова, Шмидта, Де Лонга — представлено небольшими ледниковыми куполами. В архипелаге Де Лонга мощность льда в куполах от 80 м (о. Жаннетты) до 120—150 м (на островах Беннетта и Генриетты). Малые ледники есть на острове Врангеля (Громов, 1961; Сватков, 1962).

158. Исландия. По характеру рельефа Исландия (103 тыс. км²) в большей своей части представляет базальтовое плоскогорье высотою 400—600 м, над которым местами вздымаются более высокие плато и вулканические горы (1200—2000 м). Значительные низменности есть лишь на западе, юго-западе и юге. Берега острова сильно изрезаны фьордами. Исландию недаром называют страною огня и льда: здесь более 140 вулканов (из них в историческое время действовало 26) и огромные ледниковые купола, причем нередко и вулканы, и ледники располагаются на одной и той же территории. Климат океанический субполярный. На севере выпадает 300—600 мм осадков в год, на юге — до 600—1100 мм (а на Ватна-Йокуле — до 3000 мм).

Ледники занимают 11 785 км², т. е. 11,5% территории. Господствующий тип — большие и малые ледниковые купола или шапки. Кроме того, имеются выводные ледники, ледники вулканических конусов и горных вершин, каровые. Размеры наиболее крупных ледников: Ватна-Йокуль —8390 км², Ланг-Йокуль — 1021, Ховс-Йокуль — 687, Мирдальс-Йокуль — 685, Дранга-Йокуль —204, Эйяфьялла —101, Тунгнафедльс — 50 км².

Купол Ватна-Йокуля (средняя высота 1200 м, наибольшая — до 1700 м) делится на собственно ледяной купол и на окраинную зону. В западной части подо льдом погребена вулканическая область Гримсётн, в которой каждые 10 лет происходят извержения, вызывающие таяние льда и образование мощных потоков воды — «иокульхлауп» (jokulhlaup). Вдоль южной и восточной частей собственно ледникового купола имеются многочисленные ковшеобразные бассейны (их называют «приемниками»), в которых собирается лед, питающий затем выводные ледники. На северной стороне Ванта-Йокуля выводные ледники имеют вид широких мало активных лопастей, выползших на высокое плато; на южной стороне выводные ледники весьма активны и носят черты долинных (Todtmann, 1960). Снеговая линия на южной стороне Ватна-Йокуля на высоте 750—1100 м, на северной — 1400 м. Область аккумуляции занимает 62% площади ледника, область абляции — 38%. Максимальная мощность льда — 1036 м, объем — 3520 км³.

Подледниковый рельеф (средняя высота 800 м) разделяет Ватна-Йокуль на несколько взаимосвязанных частей, у каждой из которых есть свои выводные ледники. Самые крупные из них: Хоффельс-Йокуль — типичный долинный ледник с четырьмя ледопадами; такого же типа Флаа-

Йокуль (длина 16 км); Брейдамеркур-Йокуль (длина 27 км, ширина 13 км), который разливается на прибрежной равнине в предгорный ледник; Скейдарар-Йокуль, тоже образующий на равнине предгорный ледник; Бруар-Йокуль — лопастеобразный выводной ледник на северной окраине Ватна-Йокуля.

Второй по величине ледник Исландии — Ланг-Йокуль. Его ледяная масса заполняет длинную (75 км) долину, окруженную горами с незначительным оледенением. Выводные ледники Ланг-Йокуля, точнее, его лопасти — короткие и широкие. Снеговая граница на высоте 1175 м.

В центре Исландии лежит овальный ледяной купол Ховс-Йокуль высотой до 1700 м. На южной его стороне снеговая линия находится на уровне 1300 м.

На крайнем юге острова на вулкане Катла расположен круглый ледяной купол Мирдальс-Йокуля.

Самый значительный ледник на северо-западе Исландии — ледниковый купол Дранга-Йокуль (высота 925 м), отсылающий от себя во все стороны короткие языки. На северо-западных и западных его склонах фирновая линия располагается на уровне 530—600 м.

Все ледники Исландии (кроме наиболее высоких областей Ватна-Йокуля) изотермические, т. е. температура их (кроме зимней температуры верхнего охлажденного горизонта) близка к точке таяния.

159. Скандинавский полуостров. Скандинавские горы, тянущиеся от Варангер-фьорда до мыса Линдеснес на 1900 км,— это не сплошная цепь, а ряд отдельных горных массивов, причем главную роль играют расчлененные плоскогорья (фьельды) с волнистой поверхностью. Самые высокие из них (1650—2500 м) заняты обширными полями фирна, в которых берут начало многочисленные ледники окраинных долин («скандинавский тип оледенения»). Общая площадь ледников и покрытых фирном фьельдов в Норвегии* — 4600 км², в Швеции около 400 км². Снеговая линия повышается с севера на юг и от морских берегов внутрь страны; высота ее меняется от 700 до 1900 м.

В зоне максимальных атмосферных осадков сосредоточены самые большие ледниковые шапки (ледники плато) северной и центральной Норвегии. Далее к востоку климат становится континентальнее, ледниковые шапки отсутствуют, и оледенение принимает форму скоплений отдельных ледников.

В северной Норвегии имеется несколько центров оледенения, но особенно интенсивно оно в массивах Свартис (севернее полярного круга) и Окстинн (на 66-й параллели). В западной части Свартиса — ледяной купол (450 км²), с высшей точкой ледяного поля в 1454 м. Ледники Окстинна (комплекс трех плоскогорных ледниковых шапок и несколько долинных и каровых) занимают 76 км².

---

* В Норвегии насчитывается около 1700 ледников (Liestöl, 1960), в Швеции — 287.

Своеобразно и довольно значительно оледенение шведской Лапландии, охватывающее, как уже было отмечено, около 400 км². Основные ледниковые центры (с севера на юг): Абиско, Кебнекайсе, Сарек, Сулительма (Сулихьельма), Терна и Силарна. Всего здесь около 230 ледников, из них половина в Саркских горах (высота до 2090 м). Ледники преимущественно каровые и долинные (самые крупные — до 6 км), но высшая точка Швеции — Кебнекайсе (2124 м) — увенчана небольшой ледниковой шапкой. Ледниковая шапка с неровной поверхностью (лежащей на высоте 1500—1600 м) и большим числом нунатаков имеется и на пограничной с Норвегией Сулительме.

Наибольшие площади льда — в Норвегии к югу от 65-й параллели. Степень оледенения зависит от близости к морю: все крупные ледники группируются около фьордов, особенно вокруг фьордов Согне и Хардангер. К главным очагам оледенения южной Норвегии относятся: Ольфотбре, Юстедальсбре, Ютунхейм и Фольгефонн.

Ольфотбре — ледниковая шапка (68 км²), лежит вблизи берега моря, фирновая линия на высоте 1000—1200 м.

В Юстедальсбре — три ледниковых района: Юстефонд, собственно Юстедаль и область между вершиной Лодальс-Коуп и р. Отта. В Юстефонде ледники занимают 64 км². Собственно Юстедаль покрывает волнистое плато, сильно изрезанное по краям долинами, и состоит из ледниковой шапки (600 км²) и ряда второстепенных узлов оледенения (суммарная их площадь около 350 км²), локализованных на ответвлениях основного горного массива. Из главного ледяного поля — крупнейшего на материке Европы — вытекает 26 ледников; самые большие из них — Тунсбергдаль (длина 14 км) и Нигордс (9 км). Висячих ледников здесь от 200 до 300. На южном склоне этого массива ледники в западной части спускаются до абс. высоты 58 м (например, ледник Супеллебре), но к востоку высота их концов возрастает до 470—650 м.

На территории между Лодальс-Коуп и р. Отта насчитывают около 670 км², занятых ледниками.

Ютунхейм, или «страна великанов», — это область наивысших вершин Скандинавии (до 2468 м) и резко выраженного альпийского рельефа, не похожего на высокие плоскогорья между Согне- и Норд-фьордом. Снеговая линия лежит высоко и поднимается от запада (1800 м) к востоку (2000 м). В центре Ютунхейма — сложные ледяные поля и большие каровые ледники, на востоке — небольшие каровые и висячие глетчеры. Ледники в Ютунхейме занимают около 250 км². Наиболее известны Марадаль (2,9 км²) и Стигедаль (2,2 км²).

Фольгефонн (220 км²) состоит из двух плоскогорных ледниковых шапок. Максимальная высота его 1674 м, снеговая линия на западе — 1350 м, на востоке — 1500 м. С Фольгефонна по долинкам и впадинам стекает много ледников и ледяных лопастей.

К северо-востоку от Фольгефонна располагается Хардангеръёкелен — округлых очертаний ледниковая шапка высотой до 1876 м и площадью 78 км²; мощность льда 300—450 м. Фирновая линия на уровне 1600—1650 м.

Стало быть, в Скандинавии преобладают четыре основные формы оледенения: ледниковые шапки типа ледников плато (80% всей площади оледенения), долинные ледники (впро-

чем, настоящие долинные весьма редки), каровые и висячие. Причина редкости настоящих долинных ледников в том, что окраины ледниковых плато иссечены очень короткими и крутыми врезами, напоминающими скорее рытвины, чем правильно сформированные речные долины, поэтому отростки ледяных полей, стекающие по ним, — это либо сплошь широкие ледопады, либо короткие (обычно не более 7—8 км) ледяные апофизы.

160. Кольский полуостров и Урал. На Кольском полуострове известны 3—4 небольших ледничка, открытых в 1957—1958 гг. В. Ф. Перовым (1958, 1960) в массивах Лявочорр, Часначорр и Кукисвумчорр (Хибины). Длина ледничков — 300—400 м, ширина — 40—90 м, площадь — 0,02—0,03 км^2. По генезису они относятся к типу навеянных и лавинных; питание — наложенным льдом.

Современное оледенение Урала сосредоточено в северной части Полярного Урала (67—68° с. ш.) и на Приполярном Урале (64—65° с. ш.).

Полярный Урал, протянувшийся от Константинова Камня до верховьев р. Хулги (65°40′), имеет среднюю высоту 600—800 м, наибольшую — 1500 м и ширина хребта не превышает 20—30 км. Самый северный ледник на Урале (68°10′ с. ш.) — ледник Алешкова, самый северный центр современного оледенения Урала — безлесный хребет Оче-Нырд (68° с. ш.), где обнаружено 6 ледничков общей площадью 2,66 км^2 (Кеммерих, 1960; Кеммерих и Троицкий, 1961), а самый значительный район оледенения всего Урала — между истоками р. Пайпудыны и оз. Большим Щучьим, где имеются ледники (карово-долинные) длиною до 1,5—2 км (Долгушин и Кеммерих, 1957; Охотников, 1958).

Приполярный Урал — от истоков Хулги до широтного отрезка р. Щугор (64°) — наиболее возвышенная и широкая (до 120—150 км) часть Уральских гор. Ряд вершин поднимается выше 1800 м: Народная (1894 м), Карпинского (1878 м), Манарага (1820 м). Климат суровый, холодный период в горах — не менее 9 месяцев. Зимою здесь почти постоянно дуют западные или юго-западные ветры. Осадков много: на восточном склоне около 500 мм, на западном — местами более 1000 мм/год. На Приполярном Урале известно около 30 ледников, их суммарная площадь — около 5 км^2. Главные очаги оледенения: гора Народная, гора Хайма, хребты Сабля, Малдынырд и Восточный Саледы; в 1956 г. открыт ледник в районе горы Тельпос-Из (Кеммерих, 1958).

По данным Л. С. Троицкого (1961, 1962), на Полярном и Приполярном Урале всего около 120 ледников общей площадью свыше 25 кв. км (площадь многолетних снежников

гораздо больше). Размеры ледников: длина от 100 до 2200 м, площадь — от 0,03 до 1,25 км². Самый крупный по площади — ледник Института Географии АН СССР на восточном склоне горы Хард-Наурды-Кёу: его площадь 1,25 км², при длине 1,8 км. Самый длинный (2,2 км) — ледник МГУ, дающий сток в оз. Малое Щучье. Мощность льда в уральских ледниках — от 20—30 до 50—70 м. Типы ледников: каровые, карово-долинные, карово-висячие и висячие.

Почти все ледники лежат в глубоких карах или трогах восточной и северо-восточной экспозиции, и $^2/_3$ ледников расположено на западных, более богатых влагой склонах Урала. Но нет ни одного ледника с западной экспозицией, ибо все они размещены в ветровой тени и, помимо обычных осадков, питаются снегом, перевеянным с наветренного на подветренный склон; следовательно, фактическая площадь снегосборов, питающих ледники, во много раз больше площади самих ледников (Долгушин, 1960, 1961б). В питании ледников участвуют и лавины.

Установлено, что уральские ледники сложены настоящим ледниковым льдом, имеют дифференцированные (хотя и нечетко) области питания и абляции и обладают медленным движением, о чем, помимо непосредственных измерений (ледник Гофмана 3—4 м/год, ледник Института Географии 4—5 м/год, ледник Манси — 15 м/год), свидетельствует изгиб огив (выпуклостью вниз по течению) в осевых частях всех ледников и наличие валов конечной морены (активный принос моренного материала). Концы ледников Приполярного Урала спускаются до высот 1350—800 м, в северной части Полярного Урала — до 800—400 м.

Все ледники Урала лежат ниже (иногда на 1000 м и более) климатической снеговой границы.

161. Пиренейский полуостров. Пиренеи — горная система, протянувшаяся на 450 км по границе Испании и Франции, отличается обилием цирков в верховьях долин. Средняя высота гор 1200 м, наибольшая — 3400 м. Снеговая линия находится на уровне 2680—2800 м, вследствие чего и общая площадь оледенения ничтожна, — только 30 км². Преобладают небольшие каровые и висячие ледники, которые лежат очень высоко и сосредоточены на северных склонах Центральных Пиренеев.

Наиболее крупный (0,31 км²) ледник — Тайон — находится в цирке Гаварни (красивом амфитеатре верховьев Гаве-де-По) и принадлежит к типу возрожденных: верхняя его часть длиною в 200 м отделена ледопадом от нижней, протянувшейся на 5—6 км. Ледники имеются также в массивах Виньемаль и Ба-Лейтуз, в массиве Пик Лон (3194 м), в районе Монте-Пердидо (3352 м) и некоторых других.

На Пиренейском полуострове есть еще один миниатюрный центр оледенения — в горах Сьерра Невада (37° с. ш.) под северным склоном горы Велета. В сильно затененном месте на высоте около 2900 м здесь приютился небольшой лавинный ледничок — самый южный ледник в Европе.

162. Альпы и Апеннины. Альпы — классическая область развития долинного оледенения. В вершине Монблан («белая гора») они достигают высоты 4810 м. Климатическая снеговая линия в Альпах лежит на высоте от 2500 до 3350 м. Выше всего она на горе Гран-Парадизо (Италия) и отсюда быстро снижается к западу и северо-западу; самое низкое ее положение — в районе горы Сентис (Швейцария). Во время наступания ледников в 1600, 1820 и 1850 гг. снеговая линия была на 50—80 м ниже современной. В Швейцарских Альпах выше снеговой границы выпадает 2,2—3,8 м осадков в год, из них от 60 до 100% (в зависимости от высоты гор) — в форме снега. Ежегодная аккумуляция снега составляет на Сентисе (на высоте 2504 м) — 19,2 м, на Зоннблике (на высоте 3106 м) — 15,5 м (Field e. a., 1958, ч. 5).

Общее количество ледников в Альпах — около 1200, а общая их площадь — 3600 км² (т. е. 2% от площади этой горной системы), причем 2200 км² приходится на Западные Альпы (к западу от Рейна) и 1400 км² — на Восточные Альпы.

Площади оледенения главнейших ледниковых центров приведены в табл. 31 (Klebelsberg, 1948—1949, стр. 665).

В районах, перечисленных в таблице, сосредоточено три четверти современного оледенения. Остальная четверть приходится на многочисленные малые ледниковые районы, из которых можно отметить Грайские Альпы (оледенение 46,5 км²), группу Адамелло (99,2 км²) и др.

Наиболее богатые ледниками районы — это Пеннинские и Бернские Альпы. В Пеннинских Альпах крупным средоточием ледников является Монте-Роза; в северо-западной части массива находится ледник Горнер — второй по величине в Альпах, слагающийся из 8 потоков.

В Бернских Альпах находятся ледники Большой Алечский и Нижне-Аарский. Первый состоит из четырех ветвей (Большой Алечфирн, Эвигшнеефельд, Грюнегфирн, Юнгфрауфирн); место их слияния называется Конкордия-Плац, и здесь толщина льда достигает 792 м. Фирновый бассейн ледника — типа нагорных льдов. Нижне-Аарский ледник слагается из трех ледников: Лаутераар, Штралегг и Финстераар. Мощность его — до 430 м.

Заслуживают также особого упоминания ледники Ронский — главный исток р. Роны — как один из наилучше изученных в мире (систематически изучается с 1874 г.) (длина 9,4 км, площадь 20,8 км², мощность 237 м), и Мер-де-Гляс («ледяное море») в массиве Монблана, спускающийся в долину Шамони и слагающийся из четырех ледников: Жеан («великан»), Талефр, Периад и Лешо.

Формы оледенения в Альпах разнообразные. Здесь широко представлены долинные ледники и много каровых, висячих и вершинных. Сравнительно редки возрожденные лед-

Таблица 31

Крупнейшие центры современного оледенения в Альпах

Название района	Высота снеговой линии в м	Площадь оледенения в км²	Ледники >25 км²		
			Название	длина, км	площадь, км²
Группа Монблана . . .	2800	277,2	Мер-де-Гляс	15	55,3
Пеннинские Альпы . .	3000—3200	621,1	Горнер	15	67,2
			Отемма	6,9	25,6
Аарский массив (Бернские Альпы)	2700—2900	598,0	Большой Алечский	26,8	115,1
			Фишер	16,1	41,0
			Нижне-Аарский	16,0	39,3
			Нижне-Гриндельвальдский	10,1	29,5
			Верхне-Алечский	10,3	28,4
Группа Бернина . . .		122,8	—	—	—
„ Сильвретта . .		111,9	—	—	—
„ Ортлер	3000—3100	191,5	—	—	—
Штубайские и Этцтальские Альпы	2800—3100	484,6	—	—	—
Циллертальские Альпы	2900—3000	119,3	—	—	—
Группа Венедигер . .	2800—3000	126,0	—	—	—
„ Глокнер		92,8	Пастерце	10,2	24,5
		2633			

ники — они стали возникать при отступании ледников в середине XIX в. (например, Нижне-Шварцвальдский ледник в Бернских Альпах, массив Веттергорн). Мало и ледников плато — к ним можно отнести лишь Клариденфирн (на Глернише), Юбергоссене Альм (на Хохкёниге) и ледник Мармолата в Доломитовых Альпах южного Тироля.

Самый южный ледник центральной Европы находится в Апеннинах, на Гран-Сассо (42°28′ с. ш.), на северном склоне горы Корно-Гранде. Это небольшой (0,06 км²) каровый ледничок Кальдероне; он берет начало на высоте 2870 м, спускается до 2690 м. Фирновая линия проходит на уровне 2800 м.

163. Кавказ. Рельеф северного склона Кавказского хребта благоприятствует оледенению, так как отличается большой высотой (вся его центральная часть лежит в среднем не ниже 3500 м) и сильной расчлененностью: здесь — многочисленные котловины (результат сочетания продольных и поперечных хребтов), в верховьях долин — цирки, на склонах

гор — кары. На южном склоне хорошие топографические предпосылки для существования ледников имеются лишь до Карталинского хребта (обилие отрогов). Отсюда на восток вплоть до Каспия Главный хребет с полуденной стороны выглядит крутым валом, отсылающим от себя лишь короткие невысокие апофизы.

В Малом Кавказе высшие точки не превосходят 2700—2800 м, а средняя высота кряжей еще меньше. Исключение составляют хребты Ганжинский (до 3300—3600 м), Зангезурский (до 3700—3900 м) и вулканические массивы Арарата (5156 м) и Алагеза (Арагаца, 4095 м). Гребни гор узкие, склоны крутые, причем, в случае асимметричного строения хребтов, их крутые скаты обращены как раз навстречу влажным воздушным течениям, а более пологие (т. е. удобные для накопления снега) склоны расположены под ветром. Поэтому оледенение Малого Кавказа невелико.

В климатическом отношении удобнее всего для оледенения западные части Большого и Малого Кавказа, где выпадает значительное количество осадков. Но положительные свойства этого климата местами аннулированы недостаточными абсолютными высотами гор, крутизной и слабой изрезанностью склонов. По мере движения на восток климат делается континентальнее, но эти отрицательные для оледенения черты его частично возмещаются увеличением абсолютных высот.

Распределение высоты снеговой границы, подсчитанной на 1946 год, дано ниже (Иваньков, 1959б):

Северный склон Большого Кавказа

Западный Кавказ	3009 м
Центральный Кавказ	3560 „
Восточный „	3557 „

Южный склон Большого Кавказа

Западный Кавказ	3089 м
Центральный Кавказ	3361 „

Основная масса ледников сосредоточена в Большом Кавказе; число их здесь доходит до 2200 при общей площади оледенения 1780 км². При этом оледенение (по количеству ледников и по их площади) связано главным образом с северным склоном, как это можно видеть из табл. 32 (Иваньков, 1959б).

Таблица показывает также увеличение количества ледников в подсчетах на 1946 г. по сравнению с подсчетами на 1890 г.; это объясняется в одних случаях большей точностью карт 1946 г. (показаны ледники, пропущенные прежними то-

Таблица 32

Оледенение Большого Кавказа

	1890 г.		1946 г.		Изменение площади оледенения (км²)
	Число ледников	Площадь ледников (км²)	Число ледников	Площадь ледников (км²)	
Северный склон					
Западный Кавказ . . .	411	264,81	613	281,78	+ 16,97
Центральный Кавказ .	379	1035,63	606	834,17	—201,46
Восточный „ .	213	173,29	313	114,43	— 58,86
Итого	1003	1473,73	1532	1230,38	—243,35
Южный склон					
Западный Кавказ . . .	203	136,54	333	163,37	+ 26,83
Центральный Кавказ .	204	361,86	335	385,33	+ 23,47
Восточный „ .	2	1,29	2	0,97	—0,32
Итого	409	499,69	670	549,67	+49,98
Всего	1412	1973,42	2202	1780,05	—193,37

пографами), в других — распадом крупных ледников на несколько мелких.

Оледенение Кавказского хребта не вполне равномерное и характеризуется наличием нескольких «узлов». Главные центры расположены на пересечении Водораздельного хребта с самыми высокими его отрогами: группы Эльбрус и Донгуз-Орун, меридиан Местийского перевала, группы Тихтенген, Шхара, Дых-Тау, Лабода и Суган, Мамиссонская, Казбекская.

В табл. 33 даны размеры самых больших ледников Кавказа.

Не менее 75% кавказских ледников принадлежит к висячим и каровым, хотя они занимают только четверть всей покрытой льдами площади. Однако для оледенения Кавказа характерны сложные долинные ледники. Многие ледники со своими ответвлениями производят впечатление неправильной сети ледяных струй, оплетающих горные массивы, — таковы многие ледники Сванетии (Лекзыр, Цаннер, Твибер и др.). На северном склоне широко представлена разновидность ледников, напоминающих в плане букву Т с очень длинной горизонтальной чертой (фирновое поле) и короткой вертикальной (ледниковый язык). Исключительно грандиозны они в Центральном Кавказе. Фирновые мульды здесь растянуты вдоль хребта (занимают продольные котловины) на многие километры: у ледника Тана — на 8 км, у Цити — на 8—

Таблица 33

Самые крупные ледники Кавказа*

№ по пор.	Название ледника	Район	Площадь ледника в км²	Длина ледника в км
1	Дых-Су	Верховья Черека Балкарского	46,7	13,8
2	Безинги	Вершины Шхара, Джанга-Тау и Катын-Тау	44,9	12,8
3	Цаннер	Сванетия	39,5	11,0
4	Лекзыр	Сванетия	36,2	11,8
5	Караугом	Дигория	35,0	13,8
6	Твибер	Сванетия	29,5	8,8
7	Агаштан	Верховья Черека Балкарского	23,6	7,7
8	Геналдон	Группа Казбека	21,6	7,0
9	Цити	Группа Казбека	19,5	—
10	Цейский	Адай-Хох	17,1	8,0

* Номера 7—9 — по К. И. Подозерскому (1911), остальные — по П. В. Ковалеву (1960б, 1961б). К ледникам Кавказа Ф. Верчелли относит какой-то фантастический ледник Малико длиной 57 км (Vercelli, 1951a, стр. 610).

10 км, у Караугома — на 14 км, а у Безинги на менее чем на 20 км. Языки при этом совсем короткие, — иногда только 2—5 км.

Оледенение Эльбруса и Казбека относится к типу ледников вулканических конусов. Площадь оледенения Эльбруса 144,5 км², из них 124 км² приходится на фирновое поле, 20,5 км² — на ледниковые языки. Мощность льдов на Эльбрусе всего 60—80 м, местами до 110 м (Тушинский, 1960). Площадь ледниковой шапки Казбека 81 км².

В Малом Кавказе и на Армянском нагорье ледники встречаются лишь как редкость по причине недостаточной высоты хребтов, их неудобной конфигурации или сухости климата. Общая площадь оледенения здесь 15—17 км². Центров оледенения всего три: вулкан Арагац (Алагез, 4095 м), Зангезурский хребет и Арарат.

Вершина Арагаца — разрушенный кратер, под скалистыми гребиями стенок которого приютились мелкие ледники и снежники. Снеговая линия проходит на высоте 3700—3750 м. В 1897 г. на Арагаце было 6 ледников общей площадью 3,43 км², а в 1950 г. ледников стало 25, но площадь их уменьшилась до 1 км² (Иваньков, 1959а; ныне она 0,46 км²).

Самый южный очаг оледенения Кавказа находится в Зангезурском хребте (несколько севернее 39-й параллели), где высоты последнего достигают 3700—3900 м, а снеговая линия лежит на уровне 3600—3650 м. Небольшие каровые и

висячие ледники встречаются на пространстве в 22 км от горы Газангельдаг до горы Саридара — тут 52 ледничка и снежника общей площадью 1,58 км². Все ледники расположены выше 3400 м, причем 44 ледника — на восточном склоне и только 8 — на западном.

В массиве Арарат ледники имеются лишь на Большом Арарате (5156 м), который, подобно Эльбрусу, покрыт шапкой снегов более чем на 1 км по высоте. Ледники стекают от общего фирнового поля по барранкосам до уровня 3600—3800 м, кроме самого крупного (Ахурийский, или Св. Якова, длиною 2,3 км, типичный возрожденный), который спускается до 3036 м (а в 1845 г. — до 2750 м). Снеговая граница на северном склоне 4370 м, на южном — 4500 м. Площадь оледенения (по карте 1909 г.) — около 13 км².

164. Север и северо-восток Сибири. На далеком севере Сибири оледенение обнаружено только на Таймырском полуострове в горах Бырранга (к северо-востоку от оз. Таймыр) в форме небольших долинных и каровых ледников общей площадью 44—50 км² (КГЭ, т. 2, стр. 446; Мирошников, 1962; Тушинский, 1963).

Значительное число ледников имеется в Становом нагорье — в осевой части хребта Кодар между 56°45′ — 57°15′ с. ш. и 117—118° в. д. Большая часть вершин Кодара превосходит 2000 м, многие — 2700—2800 м, а высшая точка (Безымянная) поднимается до 3000 м. Острые скалистые гребни и пики сочетаются с типичными трогами, обладающими ступенчатым продольным профилем. Осадков в горах 800—1000 мм/год, из них не менее половины — в форме снега. По данным В. С. Преображенского (1960), фирновая линия лежит на высоте 2050—2550 м. В пределах Кодара найден 31 ледник; общая их площадь — около 15 км². Один из наиболее крупных ледников (переметный) находится в верховьях Левой Сыгыкты и левого безымянного притока Сюльбана; длина южной и восточной ветвей ледники 3,4 км, площадь 1,4 км².

Современным оледенением характеризуются также северная и южная оконечности Верхоянского хребта. В северном его отроге — в Хараулахских горах — несколько небольших каровых ледничков общей площадью около 3 км². Продолжением Хараулаха на юг (от 69° с. ш. до полярного круга) служит хребет Орулган, в котором 54 ледника, занимающих 20 км²; фирновая линия на высоте 1800 м, а ледники спускаются до 1600 м (Васьковский, 1955).

На юге, в бассейне р. Хандыги, Верхоянский хребет разветвляется. К числу его крупных ветвей относят обычно и хребет Сунтар-Хаята с вершиною Мус-Хая (2959 м). Первое сообщение об открытом здесь (путем аэрофотосъемки) оле-

денении опубликовал Л. Л. Берман (1947)*, насчитавший 114 ледников и оценивший их суммарную площадь в 358,9 км². Впоследствии Ю. Н. Попов (1948) сообщил, что ледники в Сунтар-Хаята покрывают не более 160 км². Подсчеты, выполненные А. П. Васьковским (1955), дают для Сунтар-Хаята цифру в 208 ледников с общей площадью 246 км²; по данным М. М. Корейши (1961, 1962), ледников здесь около 240, и площадь их — 206 км².

Выше изогипсы 2000 м горы получают ежегодно более 700 мм осадков, т. е. вдвое больше, чем их предгорья (высотою 1300 м), и вчетверо больше, чем соседняя Оймяконская впадина. Снеговая граница на высоте 2250—2450 м, а концы ледников сползают до 2100—1800 м.

Одновременно (в 1946 г.) с оледенением хребта Сунтар-Хаята обнаружено и несколько ледниковых центров в сложной горной стране, именуемой хребтом Черского. Сводные данные о ледниках хребта Черского приведены в табл. 34 (по Васьковскому, 1955).

Таблица 34

Оледенение хребта Черского

Названия горных хребтов, входящих в систему хребта Черского	Количество ледников	Площадь оледенения в км²
Хадаранья	9	4
Догдо-Чималгинский	13	8
Чибагалахский и Оньоло	41	24
Горный массив Чен	5	4
Силянский	17	3
Порожный	13	3
Боронг	2	1
Эрикитский	6	2
Улахан-Чистай (гл. обр. массив Буордах)	99	95
	205	143

Фирновая линия в Чибагалахском хребте 2100 м, в хребте Буордах (северная оконечность Улахан-Чистая в верховьях р. Момы) — 2100—2300 м, на четырехвершинной, изъеденной карами горе Чен (высотой 2682 м) — 2200 м (Васьковский, 1954), а концы ледников в Чибагалахских горах спускаются до 1900—1800 м, в Буордахе — до 1600 м (крупные ледники).

Ледники относятся к типам долинных (чаще всего простых), висячих и каровых; 75% ледников имеет северную экс-

* О небольших (2—3 км) ледничках в северо-восточной части Джугджура писал несколько раньше В. И. Тычинский (1945).

позицию. Самые крупные в Буордахском массиве — это двойные ледники акад. Обручева (8,5 км, площадь 11,5 км²) и Люнкиндинский (8 км; площадь 11,6 км²) (Попов, 1954). По-видимому, они же являются и самыми крупными ледниками всего северо-востока СССР.

К северо-востоку от хребта Черского, отделенная от него Момской депрессией, тянется более короткая, но высокая цепь Дальстроя (термин А. П. Васьковского, 1955). Здесь в хребте Илин-Тас 18 ледников общей площадью 4 км².

Наконец, на крайнем северо-востоке Азии небольшое (7) число ледников, вместе занимающих 2 км², найдено в хребте Пекульней.

Таким образом, на севере и северо-востоке Сибири, где оледенение долгое время считалось невозможным по причине сухости климата, открыто за последние 15 лет около 540 ледников; общая площадь их достигает 477 км². И ледники эти не реликтовые: современные географические условия вполне обеспечивают их нормальное существование. Объяснение в том, что высокогорные области Сибири, в отличие от низменных получают много (700—1000 мм) атмосферных осадков (Преображенский, 1961). Ранее это не было известно (об осадках судили по станциям на низменностях), что и послужило поводом к созданию ошибочного представления об отсутствии ледников в Сибири.

165. Коряцкое нагорье и Камчатка. Коряцкое нагорье состоит из параллельных антиклинальных хребтов, плоскогорий и тектонических депрессий. Вся система, шириной до 100—250 км, тянется на 850 км по побережью Берингова моря. Самый высокий хребет нагорья — Укэлаят, особенно сильно приподнятый в горе Ледяной (2562 м).

Снеговая линия повышается от берега в глубь материка: в Ледниковых горах (крайний северо-восток Олюторских гор) она лежит на высоте 600 м, в хребте Укэлаят — на 1600 м (Малых, 1958). Фирновая граница — ниже климатической снеговой линии и на п-ове Говена занимает самое низкое положение — 500 м.

Первые ледники в срединной части Коряцкого нагорья, в районе, тяготеющем к бухте Глубокой (61° с. ш.), обнаружены в 1937 г. экспедицией геолога И. Г. Николаева. Теперь по А. П. Васьковскому (1955), в Коряцком нагорье насчитывается 461 ледник, а общая площадь оледенения 185 км². С этими величинами в отношении количества ледников расходятся данные М. И. Малых (1958), приводимые в табл. 35.

Величина площади оледенения у обоих авторов совпадает. Однако, по данным Г. К. Пичугиной (1959), ледники

Таблица 35

Оледенение Коряцкого нагорья

Название хребта	Число ледников	Площадь оледенения в км²
Уквушвуйнеп	28	23,70
Апукский	4	0,90
Укэлаят	66	71,77
Снеговой	85	49,91
Ледниковые горы	18	8,15
Олюторские горы	65	17,24
Малиновского	16	8,20
	282	около 180

только центральной части Коряцкого нагорья занимают 250—300 км².

Самый большой ледниковый узел Коряцкой горной страны — гора Ледяная; вокруг нее группируются 24 ледника суммарной площадью около 35 км².

В Коряцком нагорье количественно и по общей площади преобладают каровые ледники; долинных ледников немного (длина их — от 1,5 до 7,6 км); широко распространены зачаточные «фирновые ледники» — линзообразные скопления фирна в каровых мульдах. Около 70% ледников находится вблизи морского берега (не далее 60 км) (Малых, 1958). Один ледник на полуострове Говена оканчивается на высоте 100 м над уровнем моря и в расстоянии всего 5 км от западной ветви залива Лаврова (Васьковский, 1955, стр. 44).

Камчатский полуостров Срединным хребтом, длиною в 800 км разделяется на две части: западную — со ступенчатым рельефом, спускающимся к болотистой равнине Охотского побережья, и восточную, заполненную горными кряжами, массивами и отдельными вершинами. В рельефе Камчатки крупную роль играют, помимо хребтов, сложенных палеозойскими породами, разнообразные вулканические постройки — от правильных насыпных конусов, белыми вершинами уходящих в небо, до разрушенных кальдер, иногда занятых озерами.

По климатическим условиям для развития оледенения наиболее подходит восточная половина Камчатки, богатая осадками (900—1100 мм), преимущественно зимними. Снеговая линия колеблется на склонах северной экспозиции от 1000 до 2700 м, на склонах южной экспозиции — от 1100 до 3000 м и в общем повышается на полуострове с севера на юг.

По новейшим аэрофотосъемочным и картографическим материалам П. А. Иваньков (1958б) оценил общую площадь оледенения Камчатки в 866 км². Распределяется она так:

Срединный хребет	484 км²
Вулканы вне Срединного и Восточного хребтов	262 „
Восточный хребет и другие внутренние горы	34 „
Кроноцкий полуостров	86 „

Самый северный очаг оледенения — в верховьях р. Шаманки (59°30′ с. ш.). Самый мощный центр оледенения — в верховьях рек Воямполки и Крутины (58°10′ с. ш.) в Срединном хребте. Тут общая площадь вершинных, переметных, висячих и каровых ледников (отдельные из них длиною до 6 км) достигает 172,5 км². Другие крупные узлы оледенения Срединного хребта: в районе гор Хувхойтун (2618 м) и Кевенейтунуп (2106 м) на 57°52′ с. ш. ледники занимают 132,5 км² и образуют нечто вроде ледяной шапки, которая сплошь тянется по западному склону хребта, не давая четких языков, а опускаясь нижним краем в виде плавной линии до высоты 1300 м; вершинные и каровые ледники района гор Айнелькан и Шишель покрывают 72 км²; такую же площадь (73 км²) занимают каровые и висячие ледники в районе гор Мергин, Алней и Чашаконджа (56°40′ с. ш.) и т. п.

Ледники звездообразные, кальдерные, вулканических конусов наряду с висячими и долинными связаны, естественно, с вулканами. Фирновое поле Шивелуча (17,5 км²) посылает на запад язык длиною в 5,5 км; еще два ледника (возрожденных) текут со склонов на север от вершины. Верхняя часть конуса Ключевской сопки (4750 м) до высоты 3000 м представляет сплошное фирновое поле (36 км²), из которого во все стороны сползают 7 долинных и висячих ледников. На горе Камень фирновое поле 11 км² и 2 ледника. Сопки Плоская Ближняя и Плоская Дальняя, обладающие 50 км² снеговых полей, несут на себе несколько ледников, в том числе ледник Желтый, самый длинный (16 км) на Камчатке, оканчивающийся на высоте 720 м. Заметное оледенение имеется и на других вулканах: Овальной Зиминой сопке (15,25 км²), Толбачинском (34,5 км²), Ичинском (24 км²), Кроноцком (7,25 км²) и т. д.

В Восточном хребте имеются лишь небольшие каровые ледники и снежники.

Своеобразен узел оледенения на Кроноцком полуострове. Здесь 20 ледников, и некоторые из них спускаются до высоты 650—550 м, т. е. входят в пояс зарослей ольхового стланника. Горный массив состоит из шести узких, радиально расходящихся от центра хребтов высотой всего 1000—1200 м. Но климатические условия весьма благоприятствуют оледенению: зима холодная, лето короткое и прохладное (июль +11°), осадков до 1000 мм/год. Оттого ледники и за-

нимают в привершинных областях все пространство между хребтами. Наиболее крупные из них — Тюшевский (15,5 км²), Корыто (10 км²) и Бунина (9 км²).

166. Алтай и Саяны. В центральной части Алтай достигает высоты 3500—4000 м. Это сплоченное горное поднятие, неравномерно изрезанное широкими долинами, которые связаны узкими поперечными ущельями. Гребни большинства массивов — плоские или слегка волнистые. Только самые высокие из них и, следовательно, сильнее всего расчленные приобретают облик зубчатых альпийских гор, с острыми формами и значительным снежным и ледяным покровом.

Горы Алтая получают ежегодно много осадков: долины западной части страны 400—500 мм, склоны — 2000—2500 мм; соответствующие величины для восточной части Алтая: 100—250 мм и 1000—1500 мм (Русанов, 1961). Но диапазон климатических условий большой: климат западной и северной периферии Алтая влажный, на юго-востоке, а также в Монгольском Алтае — сухой, в Центральном Алтае — немного более влажный, чем на юго-востоке. Оттого и снеговая граница на севере и западе лежит на высоте 2300 м, на юго-востоке 3300—3400 м, а в Монголии — до 3500 м и выше.

Площадь оледенения Алтая в СССР равна 628 км² (число ледников 840). В Монгольском Алтае 130 ледников, занимающих 270 км². В итоге — 970 ледников общей площадью 898 км².

Оледенение на Алтае представлено: 1) ледниковыми узлами, где ледники крупные и располагаются концентрированно; 2) в виде сплошного оледенения склонов (непрерывные ряды каровых и карово-долинных ледников) — например, северные склоны Табын-Богдо, участок к западу от Белухи и т. д.; 3) малыми обособленными ледниками, разделенными пространствами, которые не покрыты льдом.

Ледники Монгольского Алтая сосредоточены в пограничных с СССР высоких хребтах. Важнейший центр оледенения — массив Табын-Богдо-Ола, поднимающийся до 4000 м. Его 36 ледников покрывают площадь в 158 км². Здесь находятся и самые большие ледники Алтая: Потанина (длина 19 км, площадь 50 км²), который, беря начало в обширной фирновой мульде под вершиной Кийтын (4570 м), спускается до высоты 2850 м и по типу близок к предгорным ледникам; Пржевальского (длина 12 км, площадь 30 км²), заканчивающийся на высоте 2400 м в долине Канаса. В пределы СССР Табын-Богдо-Ола входит своим северным склоном, и тут наибольшие ледники — Алахинский (длина 8 км, площадь 20 км²) и Укокский (5 км, площадь 8,5 км²).

Распределение оледенения в советском Алтае (Тронов, 1949; Тронов и Олейник, 1962; дополнительные данные по Шапшальскому хребту — Донченко, 1960, 1962; Михайлов, 1961) показано в табл. 36.

Таблица 36

Оледенение Алтая в пределах СССР

Наименование хребтов	Число ледников	Площадь оледенения ($км^2$)
Южный Алтай . . .	122	80
Катунский	342	232
Южно-Чуйский . . .	147	147
Северо-Чуйский . .	130	130
Прочие хребты . . .	99	39
Итого . . .	840	628

Больше всего на Алтае каровых и висячих ледников (76%), но наибольшая площадь оледенения (свыше 60%) принадлежит долинным ледникам. Имеется 5 ледников плоских вершин.

Наиболее крупный центр оледенения Алтая в СССР — Катунский хребет, а в его пределах — гора Белуха (4506 м). Самые большие ледники здесь: Мёнсу (в системе Иедыгема) длиною 11 км и площадью 13,5 $км^2$, Аккемский (длина 7 км, площадь 8 $км^2$), Мюшту-Айры (8 км, площадь 8 $км^2$) в истоках Кочурлы, Берельский (6 км, площадь 8 $км^2$) и Катунский, или Геблера (8 км, площадь 9 $км^2$).

Два других центра оледенения приурочены к Чуйским Альпам и горам Биш-Иирду. В Чуйских Альпах — большие ледники Талдуринский (длина 8 км, площадь 20 $км^2$) и Софийский (7,5 км, площадь 8 $км^2$). К самым значительным ледникам Биш-Иирду относятся Большой Маашей (10 км, площадь 15 $км^2$), Большой Актру (8 км, площадь 11 $км^2$) и Джело (5 км, площадь 7 $км^2$) (Тронов, 1949).

Продолжением Алтая на востоке служит Саянский горный хребет. В Саяно-Тувинском нагорье имеется бобее 40 небольших ледничков с общей площадью 16 $км^2$ (Гросвальд, 1963).

167. Иран и Малая Азия. Оледенение Малой Азии и связанной с нею части Армянского нагорья весьма незначительно. В Понтийских горах небольшие висячие леднички есть на склонах вершин Качкар (3937 м), Верченик (3711 м), Каврон (3800 м) и Хунут.

Севернее озера Ван на вулканической горе Сюпхан (4434 м) имеется небольшой ледник плато (?) (Klebelsberg, 1948—1949).

Ледники в Тавре тоже приурочены к высшим пикам — вулкану Эрджияс (3916 м) и массиву Аладаг (3734 м); в этом районе снеговая линия лежит на высоте 3500—3700 м. Ледник на северо-западном склоне Эрджияса имеет длину всего 550 м, площадь 0,15 км², и толщина его не более 50 м (Field e. a., 1958, ч. 6). Северные склоны Аладага покрыты небольшими фирновыми полями и ледничками.

Наиболее крупное скопление ледников находится к юго-востоку от озера Ван в горах Хакяри. Здесь, в массиве Джило (4168 м) и на соседней с ним горе Сат, более 20 ледников; самый длинный из них — 2 км. Снеговая линия на северных склонах — на высоте 3250—3400 м, на южных—3500—3700 м.

В пределах Ирана несколько небольших ледников (самый длинный — до 3 км) есть на северо-западном и северо-восточном склонах массива Тахт-и-Сулейман (4820 м) в западной части Эльбурса, на массиве Демавенд (5604 м), который выше 4500 м, почти целиком покрыт шапкой фирна, отсылающей два ледника, а также на вершинах Зердкух (4545 м) и Севеландаг (4821 м, к востоку от оз. Урмия).

По Э. Дригальскому и Ф. Махачеку, ледники Турции, Ирана и советской Армении занимают площадь около 100 км², но точных данных по этим районам нет.

168. Тянь-Шань. Система хребтов Средней Азии вытянута с востока-северо-востока на запад-юго-запад, но внутри системы имеются поперечные цепи, уклоняющиеся по простиранию от остальных, а также есть узловые точки, от которых горные хребты расходятся веерообразно. Поперечные хребты не выделяются по высоте, но их ориентация способствует задержанию влаги, поступающей с западными воздушными течениями. Горные же узлы отличаются огромной высотой. Влага, переносимая ветром вдоль сходящихся к узлу горных цепей, подводится с обширного пространства к одному небольшому, но очень приподнятому району. Следует поэтому ожидать, что наиболее сильное оледенение будет приурочено к поперечным хребтам и орографическим центрам. И действительно, главные очаги оледенения советского Тянь-Шаня расположены в Матчинском районе (где смыкаются хребты Алайский, Туркестанский и Зеравшанский), в массиве Талгар (на стыке Заилийского Алатау с Кунгеем), в массиве Акшийрак и в узле Хан-Тенгри и пика Победы*.

Площади оледенения советской части Тянь-Шаня приведены в табл. 37, составленной по материалам Р. Д. Забирова (1958; 1962), Г. А. Авсюка (1952), П. Ф. Лаврентьева (1958), В. А. Зенковой (1959а, 1960), Н. Н. Пальгова (1958) и др.

---

* Хороший перечень литературы (за 1858—1950 гг.) о ледниках Средней Азии содержится в работе О. В. Масловой (1952).

Таблица 37

Оледенение Тянь-Шаня в пределах СССР

Название горных хребтов	Площадь оледенения в км²
Джунгарский	956,3
Заилийский	544,0
Кунгей-Алатау	472,0
Киргизский и Таласский	555,0
Терскей-Алатау	1080,6
Акшийрак	432,0
Куйлю	236,4
Район Хан-Тенгри и пика Победы	1517,2
Кокшаал (без района пика Победы)	717,1
Джетым и Джетым-Бель	204,2
Борколдой	229,6
Ферганский	195,0
Алайский	568,0
Туркестанский	151,0
Зеравшанский и Гиссарский	383,0
Прочие районы оледенения	232,8
Итого	8474,2

В Матчинском районе (назван по перевалу Матча на стыке трех горных хребтов) самый крупный ледник—Зеравшанский: длина его 26 км, площадь с притоками 113,9 км², мощность до 200 м и объем около 8 км³ (Давыдов, 1952). Из ледника, конец которого лежит на высоте около 2800 м, вытекает р. Матча, которая, слившись с Фан-Дарьей, образует р. Зеравшан. Ледник в целом занимает сейчас древний многокамерный цирк и за его пределы фактически не выходит. Главный ствол ледника (40,8 км²) питается преимущественно не своими фирновыми полями, а льдом притоков и лавинами (Корженевский, 1948). Снеговая линия находится на высоте 3900 м.

Заилийский Алатау тянется на 280 км от р. Чилик на востоке до р. Чу на западе. На большей части водораздельного гребня преобладают высоты 4000—4200 м. Высшая точка — пик Талгар (5017 м); вокруг нее группируется несколько вершин, образующих в совокупности Талгарский горный узел. Между этим узлом и Кунгей-Алатау — короткая (12—13 км) горная перемычка с вершинами до 4500 м — так называемый Чилико-Кеминский горный узел. Граница вечных снегов в Заилийском Алатау — 3800—4000 м и выше.

Сводка по оледенению Заилийского Алатау, составленная Н. Н. Пальговым (1958), была уточнена В. А. Зенковой (1960). Данные обоих авторов сопоставлены в табл. 38.

Таблица 38

Оледенение Заилийского Алатау

	Количество ледников		Площадь оледенения (км²)	
	по Пальгову	по Зенковой	по Пальгову	по Зеиковой
Северный склон . . .	194	239	297	309
Южный склон	71	131	187	235
Итого . .	265	370	484	544

От общей площади оледенения каровые ледники занимают 11%, висячие — 6, долинные — 59, шлейфовые — 10, плоских вершин —2, котловинные— 12% (Зенкова, 1960). Ледники, даже крупнейшие, не спускаются ниже 3000 м. Самые большие по площади ледники Заилийского Алатау: Коржеиевского (50 км², длина 12 км), Богатырь (45 км², длина 8 км), Джангырык (24,5 км², длина 7,8 км)*, Дмитриева (20,9 км², длина 6,6 км) и Шокальского (16—18 км²; длина 5—6 км).

Вопреки прежним представлениям Акшийрак — не меридиональный хребет. Он состоит из трех параллельных гряд, простирающихся с запада на восток. Оледенение его значительнее, чем предполагали С. В. Калесник и С. В. Эпштейн: по исследованиям Г. А. Авсюка (1952) и Л. Г. Бондарева (1963), в Акшийраке общая площадь ледников 432—440 км², и запас льда в них (в переводе на воду) — 39 млн. м². Самый крупный (70,7 км², длина 14 км) — ледник Петрова, спускающийся до высоты 3730 м, т. е. на 550 м ниже фирновой границы; последние 2 км ледникового языка — мертвый лед. В Акшийраке преобладают ледники долинные, висячие и каровые. Фирновые бассейны ряда ледников соприкасаются и переходят друг в друга.

Исключительно мощное современное оледенение — в районе пика Победы (7439 м) и Хан-Тенгри (6995 м). В радиусе 50 км вокруг пика Победы (т. е. включая и китайскую часть района) снега и фирновые поля покрывают 2818 км², а вытекающие из них ледники— 946 км². Долинных ледников 109, кроме того — множество каровых и висячих. Снеговая линия очень высоко: в хребте Сарыджас на северном склоне 4250 м, на южном 4500 м; в хребте Тенгри-Таг соответственно 4400 и 5000 м; в хребте Кокшаал — 4900 и

* Джангырык принадлежит скорее Кунгей-Алатау, так как там находится 70% площади его фирновых полей (Грудзинский, 1957).

4500 м (т. е. на южном склоне ниже, чем на северном) (Рацек, 1954). Питание ледников осуществляется накоплением снега в фирновых бассейнах, лавинами и потоками фирнового льда с вершин и склонов.

Перечень наиболее крупных ледников описываемого района (по данным В. И. Рацека)* приводим в табл. 39.

Таблица 39

Самые крупные ледники района пика Победы**

Название ледника	Длина (км)	Площадь (км²)
Южный Иныльчек	59,5	284,0
Северный Иныльчек	38,2	88,0
Темирсу (Савабци)**	36,4	112,0
Тугбельчи**	26,8	76,0
Карагюль (Укур)**	26,6	46,0
Сайпыньсу	22,4	44,0
Каинды	23,2	50,0
Кочкарбаши**	19,0	38,0
Семенова	18,7	36,0
Чон-Терен**	18,6	36,0
Кичик-Терексу (правый)**	18,0	18,0
Сайкай**	15,2	30,0
Мушкетова	15,1	32,0

** Звездочками отмечены ледники на китайской стороне.

Самый грандиозный из ледников этого района — Иныльчек, фактически состоящий из двух самостоятельных ветвей, разделенных хребтом Тенгри-Таг, причем Северный Иныльчек, называемый иногда ледником Резниченко, отошел от края Южного Иныльчека на 3,4 км. Пространство между концом Северного и краем Южного Иныльчека служит резервуаром для сбора талых вод: здесь существует озеро Мерцбахера. Ежегодно в конце лета озеро переполняется, разливается и затопляет долину Иныльчека. Сток идет по трещинам в толще ледника и длится обычно 10 суток.

Обе ветви Иныльчека — переметные: северная верховьями сливается с ледником Карагюль, южная — с ледником Тугбельчи. Общая длина первой пары 65 км, второй — 86 км, а площадь обеих пар со всеми их притоками — 494 км² (Рацек, 1954)

Фирновая область на Иныльчеке лежит выше 4300—4400 м; от фирновой линии до высоты 3400 м простирается область интенсивной абляции, а ниже — до конца ледника — область умеренной (из-за сплошного моренного покрова) абляции (Ноздрюхин и Фрейфельд, 1958). Концы обеих ветвей Иныльчека состоят из мертвого льда: у Северного Иныльчека — на протяжении 8,8 км, у Южного Иныльчека — на 14 км. Толщина льда в мертвых частях языков 100—200 м, в живых частях — 300—400 м (Avsiuk, 1958a).

Мощность моренного покрова, сплошь одевающего последние 20 км языка Иныльчека, оценивалась со времен Мерцбахера в 100 м. На самом

* С этими данными несколько расходятся позднейшие подсчеты Р. Д. Забирова (1962, стр. 90).

же деле она всего 30—40 см и крайне редко — 1 м (Авсюк, 1950б, стр. 52): бугристый рельеф конца ледника образован не мореной, а льдом.

Конечной морены у Инильчека нет: перед фронтом ледника сразу простираются обширные зандры.

По поводу размеров оледенения Джунгарского Алатау до последнего времени среди гляциологов не было единодушия. Одно время считалось, что ледники здесь занимают более 1800 км². Теперь в связи с новейшими исследованиями эта величина заметно сократилась. Подсчеты П. Ф. Лаврентьева (1958) дают для северного склона хребта площадь оледенения 696,6 км², для южного — 396 км², — итого 1093 км². Несколько более высокую цифру получила В. А. Зенкова (1959а): по ее данным, всего в Джунгарском Алатау 814 ледников площадью 1120,3 км², из них в Казахстане 724 ледника (956,3 км²), в Китае — 90 ледников (164 км²). В Казахстане 253 долинных ледника, занимающих 77% площади оледенения, причем 11 ледников имеют длину более 5 км. Концы ледников спускаются до 3500—3000 м, при средней высоте фирновой линии в разных местах 3260—3700 м.

Горная система Тянь-Шаня выходит за пределы СССР в Китай. Эта ее часть называется Восточным Тянь-Шанем. Восточный Тянь-Шань, достигающий местами 300 км ширины и протянувшийся на 1300 км, разделяет собой две обширные впадины — Джунгарскую на севере и Таримскую на юге. Сниженная оконечность Восточного Тянь-Шаня — горы Бэй-Шань — подходит с севера к системе Нань-Шаня. По Л. Д. Долгушину (1961в), площадь оледенения Восточного Тянь-Шаня превышает 1700 км², в том числе в Кокшаале — 521 км², в Халык-Тау — 290, в верховьях Хайдык-Гол — 40, в Ирен-Хабирга — 673, Богдошане — 71, Боркультаге — 16 и в Карлыктаге — 102 км². Общий запас воды в этих горных льдах достигает 100 млрд. м³. В Восточном Тянь-Шане обнаружены сложные ледники до 36 км в длину (см. табл. 39); концы крупнейших из них спускаются до высоты 2800—3000 м. Снеговая линия лежит на высоте 3750—4150 м.

Суммарная площадь современного оледенения всего Тянь-Шаня (западного и восточного) достигает, таким образом, 10 175 км².

169. Памир. По данным Р. Д. Забирова (1955б, 1958), общая площадь оледенения Памира в пределах СССР составляет 8040 км². По отдельным хребтам число ледников и площадь оледенения распределяются, как показано в табл. 40.

Во второй колонке табл. 40 сосчитаны только те ледники, длина которых превышает 1,5 км; но в подсчет площади оледенения (третья колонка) вошли и более мелкие ледники. На Памире 45 ледников длиною свыше 10 км каждый и 11

Таблица 40

Оледенение Памира в пределах СССР

Название хребта	Число ледников	Площадь оледенения (км²)
Заалайский	105	1469
Зулумарт	99	462
Северный Танымас	46	422
Академии Наук	29	1500
Петра I	45	484
Дарвазский	166	520
Ванчский	70	164
Язгулемский	101	670
Музкол	67	376
Рушанско-Базардаринский	248	984
Шугнанский	25	158
Бакчигир	4	104
Ишкашимский	16	175
Шахдаринский	40	261
Южно-Аличурский	5	80
Ваханский	6	62
Сарыкольский	13	150
Итого	1085	8041

Таблица 41

Наиболее крупные ледники советского Памира

Название ледника	Площадь (км²)	Длина (км)	Где находится
Федченко	907	71,2	Район пика Коммунизма
Бивачный	197	27,8	Приток ледн. Федченко
Грумм-Гржимайло	160	36,7	Язгулемский хр.
Гармо	153,3	27,5	хр. Академии Наук
Октябрьский	116	17,6	Заалайский хр., южн. склон
Наливкина	101,5	14,0	Приток ледн. Федченко
Корженевского	89,12	19,5	Заалайский хр., сев. склон
Нура	84,5	13,9	Заалайский хр., сев. склон
Географического Общества	81,75*	21,5	хр. Академии Наук
Ленина	79,9	9,5	хр. Заалайский, сев. склон
Ракзоу № 1	76,5	16,5	Истоки Язгулема
Фортамбек	74,5	19,9	хр. Петра I
Кузгун	73,2	14,6	хр. Заалайский, южн. склон

* Эта цифра дана Р. Д. Забировым (1955б) в каталоге (стр. 309), а в тексте (стр. 64) площадь ледника показана в 105 км².

ледников длиною в 20 и больше километров. В табл. 41 перечисляются ледники площадью более 70 км².

Основные узлы оледенения на советском Памире приурочены к районам пиков Коммунизма, Революции, Ленина и Курумды. Р. Д. Забиров определил высоту снеговой линии методом Гесса для 564 ледников. Снеговая линия на Памире повышается с северо-запада на юго-восток. Максимум высоты (5200—5240 м) достигается в полосе, идущей от пика Ленина через Музкол на юго-западный Памир к вершинам Маркса и Энгельса. К юго-востоку от этой полосы снеговая граница вновь снижается до 5000 м, местами до 4900 м. Ниже всего (4000—4200 м) снеговая линия лежит на северо-западе — в хребтах Петра I и Дарвазском. От хребта Петра I вдоль внешней окраины Памира на восток по северному склону Заалайского хребта и на юг вдоль Пянджа снеговая линия постепенно повышается от 4000 до 4600 м. На южных склонах Заалайского хребта и на Шахдаринском хребте ее высота уже 5100—5200 м. Более 60% территории Памира лежит в области с отметками снеговой линии от 4800 до 5100 м. Разница в ее положении на склонах северной и южной экспозиции обычно составляет 100—200 м, но в районе пика Ленина достигает 600—800 м (что, впрочем, обусловлено не только экспозицией, но и тем, что северный склон получает больше осадков) (Забиров, 1955б, стр. 37—38).

Самый крупный ледник Памира — ледник Федченко. Длина его, по разным источникам, 71—77 км, площадь 836—992 км², в том числе 615—692 км² фирновых полей. В его систему входит 127 ледников; из них 42 спускаются непосредственно в долину ледника Федченко (Ледник Федченко, т. I, 1962). Мощность льда в средней части ледника 700—1000 м, в нижней 400—300 м, с постепенным выклиниванием вниз по течению (Берзон, Пак и Яковлев, 1961). Конец языка скрыт под сплошным покровом морены толщиною в десятки сантиметров, редко 1,5—2 м (Рюмин, 1960). Высота снеговой границы 4650 м. На высоте около 4200 м построена (1932—1933) и работает высокогорная обсерватория. Примерно на ее створе наибольшая скорость движения ледника 98,7 см/сутки, в фирновой области 55,4 см, а на конце ледника 10,9 см (Суслов, 1959).

Оледенение Памира в пределах Китая и Афганистана можно оценить примерно в 1880 км². Кроме того, по-видимому, площадь ледников советского Памира на 280 км² больше, чем считал Р. Д. Забиров (Wissmann, 1959). Таким образом, общая площадь ледников Памира достигает 10 200 км²*.

---

* Г. Виссман в своей очень тщательной сводке оледенения Высокой Азии включает в Памир также Кашгарский хребет и массивы Конгур и

170. Гиндукуш. Горные хребты и цепи Гиндукуша, высящиеся к югу от Ваханского хребта, принадлежащего еще Памиру, заполняют восточный Афганистан и выходят в штат Читрал в Пакистане. Климат здесь сухой, снеговая линия повышается с запада на восток и на меридиане 72° лежит на северных склонах на высоте 4650 м, на южных — 5400 м. Ледников в Гиндукуше много, многие из них достигают в длину 25—35 км. Однако оледенение Гиндукуша изучено плохо. Общую площадь фирна и льда в Гиндукуше и примыкающем к нему хребте Хиндурадж определяют в 6200 км² (Field e. a., 1958, части 7a и 7b; Wissmann, 1959).

К наиболее крупным ледникам относятся Чиантар (около 35 км длиною), Тирич и Атрак (по 30 км), спускающиеся до высоты 3600—3400 м.

171. Каракорум. Каракорум («черная осыпь») — самая грандиозная область оледенения Азии. Границей между Гиндукушем и Каракорумом служит р. Карамбар (74° в. д.). Главный гребень всей системы — Большой Каракорум, —протянувшийся с северо-запада на юго-восток, делят на отрезки, называемые «музтагами» (что значит «обледенелые горы»): Батура, Хиспар, Панмах, Бальторо, Римо, Сиачен, Сасир. Севернее Большого Каракорума, по обе стороны р. Хунзы, высятся горные группы Лупгар и Гуджераб, а к югу расположен Малый Каракорум, включающий в себя горные цепи Ракапоши, Харамош, Машербрум и Сальторо. В вершине Годвин Остин Каракорум поднимается до 8611 м.

По своему физико-географическому характеру Каракорум напоминает северные склоны Гималаев, только климат в нем суше: летний муссон приходит сюда ослабленным и заметно утратившим свои запасы влаги. Господствуют ландшафты степного и пустынного облика (кроме цветущих орошаемых районов). Снеговая линия лежит на северных склонах на высотах 5000—5700 м, на южных — 5000—6000 м. Высокие горы (многие свыше 7600 м) являются прекрасными коллекторами для огромных масс снега, а глубокие и длинные долины служат удобным стоком для этих масс. По Ф. Виссеру (1938), ледники в Каракоруме занимают площадь 13 660 км². По данным Г. Виссмана (1959), эту цифру надо увеличить до 15 145 км². Если присоединить сюда и ледники хребтов Агыл и Гуджераб, то оледенение Каракорума составит 17 835 км², т. е. около 37% территории всей горной страны.

Мустаг-Ата. Следуя другим авторам, мы отнесли эти горы к системе Куньлуня. Надо иметь в виду, что в области грандиозного сплетения гор Памира, Гиндукуша, Гималаев, Каракорума и Куньлуня границы, отделяющие одну горную систему от другой, весьма условны и проводятся до сих пор по-разному.

Большая часть ледников — долинные, сложные, подчас с огромными фирновыми бассейнами. Многие ледники питаются почти исключительно лавинами. Мощность льда отдельных ледников — до 450—600 м (ледник Батура — до 510—670 м). Концы ледников спускаются до 3000—4000 м; ниже всего (до 2150 м) сползает ледник Минапин.

Самые крупные ледники Каракорума перечислены в табл. 42.

Таблица 42

Название ледника	Площадь ($км^2$)	Длина (км)	Местоположение
Сиачен	1180	75	Долина Нубры
Бальторо	755	62	Долина Бральдо
Биафо	625	68	Долина Бральдо
Хиспар	620	53	Район долины Хунзы
Римо	510	45	Долина Шайока
Панмах	400	44	Долина Бральдо
Чохо-Лунгма	330	47	Долина Баша
Батура	290	58	Район долины Хунзы
Хурдопин	280	41	Район долины Шимшал
Сарполаго	230	33	Долина Шаксгам
Вирджераб	190	36	Район долины Шимшал

Ледники Хиспар, Биафо, Хурдопин и Вирджераб питаются из обширного общего фирнового поля. Крупные ледники Каракорума принадлежат к типу дендритовых ледников, представляющих обширные ледниковые системы, со множеством притоков и различного рода резервуаров фирна и льда.

172. Гималаи. К югу от Каракорума и Тибета Гималаи («Обитель снегов») образуют непрерывный горный пояс длиной в 2500 км и огромной высоты: десять вершин превосходят здесь 8000 м каждая. От запада к востоку Гималаи подразделяются на Пенджабские Гималаи (к востоку от Инда и к западу от Сетледжа) с массивами Нанга-Парбат и Нункун, Кумаонские Гималаи (к западу от Сетледжа и к востоку от р. Кам) с массивами Камет и Нанда-Деви, Непальские Гималаи, Сиккимские Гималаи и Ассамские Гималаи.

Главное питание осадками горная система получает от летнего муссона (июль, август). В Дарджилинге осадков 3 м/год, в Сринагаре — 1 м, наиболее высокие вершины получают в год 5—7 м слоя воды (в форме снега). Влияние на оледенение высоты гор и большого количества осадков снижается тем, что осадки концентрируются в теплое время года и тем, что значение температуры и радиации в этих широтах (35—27° с. ш.) высоки. Оттого и снеговая линия лежит высоко: от 4500 до 5500 м.

Общая площадь, занятая в Гималаях ледниками, включая хребты Ладак, Деосай, Рупшу, около 33 250 км² (Wissmann, 1959), но таких крупных ледников, как в Каракоруме, здесь нет: самые длинные из них — 20—35 км, т. е. не больше альпийских.

В группе Нанга-Парбат (8126 м) орографические условия не благоприятствуют развитию ледников; хотя горы поднимаются на 3000 м над снеговой линией, самый длинный ледник лишь немного превышает 20 км. В платообразном массиве Нункун (7135 м) — оледенение скандинавского типа; из общего фирнового поля на север течет ледник Гангри (13,5 км), на северо-восток — ледник Шаффат (16 км) и на юг — ледник Файзабад (Фариабад). В горном районе Лагуль, заключенном между истоками Чандры и Бхаги, большая часть ледников принадлежит к долинному типу, но с вершин Гандла спускаются возрожденные ледники, а другие ледники этого района принадлежат к типу, называемому «музтаг»: снег накопляется здесь вдоль всего протяжения глубоких долин; лучший пример — ледник Чатору, начинающийся грандиозным (высотою в 2100 м!) ледопадом.

В Кумаонских Гималаях разветвленная система долинных ледников имеется в бассейне Ганготри (притока Багаратхи); ледник Ганготри (площадью 300 км²) достигает 32 км длины. Ледники есть также в верховьях р. Арвы, в горном массиве Камет, в долинах Лиссара и Дхаули и в районе Нанда-Деви.

Крупными центрами оледенения Непальских Гималаев являются верховья р. Гандак, массив Чомолунгма, или «Мать богов» (Чомолунгма, 8882 м) и Канченджанга («гора пяти ледников»). От Чомолунгмы во все стороны текут главным образом долинные и каровые ледники. Наиболее известные из них — Ронгбук, текущий на север, Восточный Ронгбук, Западный Ронгбук, Кангчунг, Кхумбу и др. С западных склонов Канченджанги сползают ледники Канченджанга (26 км) и Ялунг (21 км), а с северо-восточного склона — самый большой в Сиккиме ледник Зему (площадь 130 км², длина 31 км).

Ледники Ассамских Гималаев мало изучены.

173. Тибет и его горное обрамление. Сложное Тибетское нагорье, находящееся на территории Китая, и обрамляющие его горные хребты географически плохо еще изучены. Сведения о распространении ледников в этом районе носят весьма отрывочный характер. Однако даже не очень подробная карта (например, № 156—157 в Атласе Мира, 1954 г.) свидетельствует, что все громадное пространство Тибета более или менее равномерно усеяно обледенелыми горными хребтами и горными массивами.

Система хребтов, окаймляющих Тибет по его южной окраине, известна под названием Трансгималаев, служащих как бы юго-восточным и восточным продолжением Каракорума. В их состав входят три длинные горные цепи — хребет Алинг-Гангри (примерно 80—86° в. д.), параллельный ему, южнее расположенный хребет Кайлас и восточное продолжение последнего — хребет Ньенчен-Тангла (85—95° в. д.), а также несколько коротких горных цепей, примыкающих с севера к хребту Алинг-Гангри, — горные цепи Сурла, Ломбо-Гангри, Шури, Канчунг, Тарго-Гангри (к югу от оз. Данра-Юм) и некоторые другие. Главная вершина Алинг-Гангри поднимается до 7315 м, покрыта снегом, но конкретных данных об ее оледенении нет, как нет их также о ледниках хребта Ньенчен-Тангла, где высоты (южнее оз. Намцо) достигают 7088 м. Священная гора Кайлас (6714 м) покрыта снегом.

Горную цепь Сурла (5832 м) Свен Гедин назвал миром фирновых котловин и вершин с вечными снегами и ледниками. В хребте Ломбо-Гангри (7059 м) преобладают ледники на отдельных вершинах, а в хребте Канчунг господствуют висячие ледники.

Значительное число ледников имеется между Трансгималаями и Гималаями в горных хребтах к востоку от Лхасы, а также на пространстве 95°30′—100° в. д. и 30—28° с. ш. в меридиональных горных цепях истоков Ирравади и верхнего течения Меконга и Салуэна (горы Мишми, Пеймашан, Юнлунлинаньшань и др.).

Во внутреннем Тибете, на его северо-западе, в районе больших озер Нопта, Цагар и Лигтен горные вершины несут снега и ледники. Отдельные горные группы в хребтах Чанг-Танг и в южнее расположенном хребте Тангла увенчаны льдами.

С севера Тибетское нагорье ограждено мощным валом Куньлуня — самой длинной (2900 км) горной системой Азии. Начинается она на западе Кашгарским хребтом с обледенелыми массивами Конгур (7719 м) и Мустаг-Ата (7546 м); в первом 20 ледников, во втором — 16, общая площадь льдов 635 км^2, самые длинные потоки льда достигают 21—23 км. В горах Раскем, отдельные вершины которых поднимаются до 7000 м, ледники стекают глубоко в долины.

Ледники имеются в горах Килиан (снеговая линия 4900—5000 м), Сугет (снеговая линия 5500—5600 м), в хребте Русском.

В хребтах Алтын-Таг и Арка-Таг (Пржевальского) перевалы высотою 5500 м еще свободны от льда, и ледники располагаются только на самых высоких гребнях и вершинах. В

хребте Пржевальского — высшая точка всего Куньлуня, массив Улуг-Музтаг (7723 м), покрытый панцирем льдов размером в 500 км².

Отдельные ледники и одетые снегом вершины встречаются в горах Марко Поло (к востоку от Арка-Тага), Мушкетова, Дунгбуре (к югу от Арка-Тага) и др.

Лучше всего изучено сейчас оледенение Нань-Шаня — системы параллельных хребтов, разделенных межгорными впадинами, тянущейся на 800 км от Алтын-Тага до верхнего течения Хуанхэ. Высоты входящих в него горных цепей — от 4500 до 6200 м. На высотах более 4000 м атмосферных осадков выпадает в год: на западе — 300 мм, на востоке (ближе к муссонным областям) — до 700 мм, в связи с чем и снеговая граница в том же направлении снижается от 5500 м до 4200—4400 м (Долгушин, 1959; Kikolski, 1959).

В Нань-Шане обнаружено 965 ледников общей площадью 1280 км², но они невелики и не образуют крупных скоплений*. Почти 80% расположено на северных склонах гор. По количеству преобладают каровые ледники, карово-долинные и висячие. Из долинных ледников самый крупный — Лаухугоу (длина 9,5 км, площадь 27,4 км²) на северном склоне хребта Ема-Шань.

Размеры оледенения отдельных хребтов Нань-Шаня даны в табл. 43 (Долгушин, 1961в).

Таблица 43

Оледенение Нань-Шаня

Название хребта	Площадь оледенения (км²)
Цайдамо-Шань	49,0
Тургень-Дабан (Мушкетова)	175,6
Чаханоботу (Риттера)	63,5
Данхэ-Нань-Шань (Гумбольдта)	76,0
Ема-Шань	161,7
Толай-Нань-Шань (Русского Географического Общества)	70,6
Толай-Шань	46,1
Цзоула-Нань-Шань (Рихтгофена)	301,0
Лэнлунлин	118,5
Сулэ-Нань-Шань (Зюсса)	500,0

Южнее, в Сино-Тибетских горах, или на восточной окраине Тибетского нагорья, особо выделяются два крупных узла оледенения — массив Гамбу и высшая точка Китая — Гунгашань (Минья-Гонкар или Миньяк-Ганкар, 7590 м) (примерно 29°30′ с. ш., 102° в. д.). В Гунгашане снеговая граница лежит на высоте 5300—5500 м, фирновая линия — на 4800—4900 м; здесь имеется ряд крупных ледников — Б. Гомба (10 км), Хайлоко (17 км), своим концом проникающий в

* В других работах Л. Д. Долгушина (1961а, 1961в) говорится о 1000 ледников общей площадью свыше 1500 км².

лес на высоте 3000 м, и другие — общей площадью 80—100 км². В примыкающих в Гунгашаню горах Татсиенлу вершины поднимаются до 6000 м и более, а висячие ледники спускаются до высоты 4500 м.

Общая площадь оледенения Тибетского нагорья с его обрамлением оценивается в 32 150 км², в том числе внутреннего Тибета 2200 км², Трансгималаев — 7300 км², гор к востоку от Лхасы — 1400 км², меридиональных горных цепей — 6210 км², Западного Китая — 690 км² и Куньлуня — 14 350 км²*.

174. Тихоокеанское побережье Аляски. Аляска — один из наиболее интересных, живописных и мощных центров оледенения умеренных широт. Гористая страна изрезана фьордами, покрыта густым лесом. Тихоокеанское побережье Аляски представляет для развития ледников изумительно благоприятное сочетание орографических и климатических условий. Море приносит сюда большие массы теплой воды, которая испаряется, а затем быстро конденсируется в виде осадков в соседстве с гигантскими холодными вершинами гор. На юге годовая сумма осадков около 2—4 м, на Кенайском полуострове — до 2,5 м, в отдельных местах Аляски и в отдельные годы — до 6—13 м. На тихоокеанском склоне Береговой цепи снеговая граница лежит на уровне 300—800 м, на противоположном склоне — на 1800—1900 м; в Аляскинском хребте высоты снеговой линии соответственно 1350—1500 м и 2250—2400 м. Вот почему почти вся площадь оледенения Аляски, охватывающая 52 тыс. км², сосредоточена в сравнительно узкой прибрежной зоне полуострова. На Аляске представлена богатая гамма типов ледников: долинные, дендритовые, омываемые, ширококонечные, дифлюэнтные, предгорные и т. д.

В Алеутском хребте климат несколько континентальнее, чем в других местах побережья. Здесь преобладают долинные ледники и есть небольшие ледниковые шапки. На Алеутских островах значительное оледенение имеется на трех восточных — Унимаке, Уналашке и Умнаке (особенно на Уналашке); далее к западу оледенение ослабевает. На материке оледенение развито в районе вулкана Илиамна (60° с. ш.).

На полуострове Кенаи лежит покров льда в 300 км², отсылающий от себя во все стороны ледниковые потоки до 16 км длины.

Горы Чугач тянутся от вершины залива Кука до меридиана горы Св. Ильи. В самой западной их части на обращенных к морю склонах фирновая линия опускается местами до 300—450 м, и оледенение здесь очень сильное: к западу от залива Вальдес ледники занимают 4700 км², среди них такие крупные, как Колумбия (длина 58 км), Тазлина (56 км), Ма-

* Подсчитано по материалам Г. Виссмана (Vissmann, 1959), несколько исправленным по другим источникам.

тануска (45 км) и другие; ледники Колумбия, Харвард (39 км) и Иэл (32 км) спускаются до уровня моря.

В центральной части гор Чугач (между заливом Вальдес и р. Медной, или Коппер-Ривер) высота фирновой линии от 500—750 м до 750—1200 м, площадь оледенения 1425 км². На юге этого отрезка ледники крупнее, чем на севере. Области питания и стока смежных ледников четко отграничены горными кряжами, так что никаких центральных фирновых полей или ледниковых куполов нет.

Весь гребень восточной части Чугачских гор (с высшей точкой в горе Миллер — 3352 м) сплошь покрыт фирновыми полями, нижняя кромка которых спускается в зависимости от экспозиции до 1500—500 м. Главное их средоточие носит название ледяного поля Бэгли, которое принадлежит к типу нагорных льдов и отсылает от себя ледники Беринг (длиною свыше 80 км), Тана (более 50 км) и др. Вокруг поля Бэгли расположено еще четыре обширных центра оледенения, в которых берут начало ледники Гюйо (40 км), Мартин-Ривер (51 км), Майлс (55 км) и др. Ледники Тиндаль (35 км) и Гюйо достигают уровня моря, образуя в вершине Айси-Бэя общий фронт длиною свыше 6 км. Ледник Беринг вытекает из ледяного поля Бэгли как долинный ледник шириною до 8 км, но на предгорной равнине растекается широким веером и, принимая в себя другие глетчеры, превращается в типичный предгорный ледник с размерами собственно предгорной части 43×80 км. Лопастной край его, покрытый толстым слоем морены, отстоит всего на 5 км от залива Аляска.

От восточной границы Чугачских гор до пролива Кросс-Саунд на юге (58°20′ с. ш.) тянется хребет Св. Ильи; высшие точки — горы Логан (6046 м) и Св. Ильи (5486 м). Лучше всего изучено оледенение района залива Глешер-Бэй, с его многочисленными ответвлениями — фьордами. В верховьях каждого фьорда есть свой ледник, например Мюир (30 км), Каррол (34 км), Большой Тихоокеанский (Грэнд-Пасифик, 45 км), Марджери (35 км) и др. Крупные ледники стекают во всех направлениях и с горной цепи Фэруэтер (4663 м), в том числе ледник Лаперуза (единственный в Аляске, который оканчивается прямо в открытом океане), ледники Крийон, Грэнд-Плато (предгорного типа), Брэди. (оканчивается на побережье в приливоотливной зоне).

Главная цепь Св. Ильи от р. Альсек до перевала Сколай на протяжении более 300 км — это непрерывная полоса фирновых полей, питающих громадные ледники. В горах здесь — сетчатое оледенение, а у подножия гор — нередко предгорного типа. Самым большим долинным ледником Аляски (берущим начало к востоку от горы Логан на территории Юкона) считается ледник Хаббард: длина его 145 км, а ширина в

ряде мест — до 16 км (Field e. a., 1958, ч. 2а); конец его омывается водами залива Дизэнчентмент.

К западу и северо-западу от залива Якутат лежит система ледников Сьюорд-Маляспина, образованная слиянием 12 отдельных ледяных потоков. Сьюорд, зарождающийся в обширных фирновых полях между горами Логан, Св. Ильи, Кука и Ванкувера, течет на юго-запад к равнине и служит основным питающим каналом для классического предгорного ледника Маляспина, который в виде ледяной плиты площадью 2200 км² занимает на этой равнине замкнутую впадину; дно впадины в ее центральной области опущено на 300 м ниже уровня моря. Общая длина системы Сьюорд-Маляспина (от истоков до края предгорной части) — около 115 км; край предгорного ледника лежит на абс. высоте менее 25 м. Наибольшая измеренная толщина льда в леднике Маляспина — 615 м*. На периферии ледника слой морены настолько мощный, что на ней растут не только кустарники, но и высокоствольные леса канадской ели, ольхи, виргинского тополя, причем возраст деревьев колеблется от 20 до 100 лет. Леса (площадь их 50—60 км²) растут, разумеется, на тех участках, где лед под мореной мертвый. Еще более старые деревья (в возрасте до 193 лет) обнаружены в хвойном лесу на концах ледников Читина (длина 93 км) и Логан, расположенных в районе горы Логан.

Много ледников и в бассейнах р. Уайт и оз. Клуэйн. Среди них особенно выделяется ледник Клутлан длиной более 75 км и шириною до 8 км — самый широкий ледник во внутренних частях Аляски и Канады, покрытый толстым слоем морены, на которой прочно укоренилась растительность; оканчивается он на высоте 1080 м.

Береговой хребет на своих западных склонах характеризуется морским климатом, на восточных — более континентальным. Хребет пересечен рядом поперечных долин — Таку, Стикин, Унук, Скина. Общее оледенение между перевалом Уайт и р. Скина оценивается примерно в 5700 км².

От перевала Уайт (к северо-западу от города Скагуэй) до долины р. Таку, при высотах снеговой границы от 1000 до 1200 м, почти на всем протяжении хребта лежат фирновые поля, из которых по западным и восточным склонам стекают долинные ледники; из них ледник Таку, оканчивающийся в одноименном фьорде, достигает в длину 48 км. Один из крупнейших ледниковых комплексов здесь — ледяное поле Джуно. Центральный фирновый резервуар этого поля можно называть нагорным ледником, так как направление движения льда предопределено подледниковым рельефом. Помимо ледника Таку, в нем имеют свои истоки и другие крупные ледники — Ллевел-

* Монографический очерк ледника см. у R. Sharp, 1958.

лин (35 км), Мид (34 км), Тульсеквах (27 км), Норрис (24 км), Менденхолл (22,5 км). С 1948 г. ледниковый комплекс Джуно систематически изучается Американским географическим обществом; наибольшая мощность ледника Таку определена в 467 м.

На пространстве между долинами Таку и Стикина снеговая линия понижается до 900—1200 м, и многие ледники сползают до уровня моря, например Леконт, Доуэс, Сойер и др. Из-за шума, возникающего при обломе айсбергов, ледник Леконт называется у индейцев Хутли, что значит «громовержец».

Между реками Стикин и Унук крупное ледяное поле (более 500 км²) находится на междуречье Искута и Стикина.

К югу от долины Унука горы, начиная с высот 1350—1500 м, за исключением очень крутых склонов, покрыты вечными снегами, где начинаются многочисленные ледники, заполняющие верховья большинства долин этой части Берегового хребта. Осадков выпадает около 250 см/год. Кроме долинных ледников, имеются нагорные ледники и ледяные поля, из коих наиболее обширное (700 км²) — Кембрийское (между Портленд-каналом и р. Насс). Ледники местами вторгаются в лес. К наиболее изученным ледникам в этой части Берегового хребта относится Сомон (Salmon); его длина 22,5 км, толщина 600—720 м.

Очень большие ледники сравнительно недавно обнаружены в вулканических горах Врангеля. Тут весь гребень горного кряжа покрыт гигантской шапкой льда. Самые большие ледники — Набесна (длина 70 км, площадь 2000 км²) и Чисана (длина 50 км, площадь 350 км²).

Оледенение Аляскинского хребта, достигающего наибольшей высоты в горе Мак-Кинли (6187 м), сосредоточено главным образом на южных, более богатых осадками склонах, где снеговая линия лежит на высотах 1350—1500 м (на более сухих северных — 2250—2400 м), и преимущественно в районах вершин Мак-Кинли, Хейс, Кимбол и некоторых других. Ледники долинные и каровые. Самые большие: Малдроу (длина 72 км), стекающий с горы Мак-Кинли, и Сушитна (45 км).

175. Внутренняя Аляска и материковая Канада. Оледенение внутренних областей Аляски весьма слабое, и о нем мало что известно. Невелико число ледников и в хребте Брукса; значительное оледенение приурочено лишь к его северо-восточной части — к массивам Румянцева и Майкелсона, где один из долинных ледников — ледник Окпилак (на северном склоне горы Румянцева) — достигает в длину 16 км.

В западной Канаде к северу от 60-й параллели ледники обнаружены только в самых высоких частях гор Макензи, Огилви, Селуин, на плато Юкон (в горах Пелли) и в

хребте Клуэйн. Судя по аэроснимкам, площадь оледенения на всей этой территории около 700 км².

Береговой хребет в пределах Канады, как и в Аляске, отличается обилием атмосферных осадков на обращенных к морю склонах (200—380 см/год). Побережье покрыто роскошными хвойными лесами. В центральных областях некоторых горных цепей обширные ледяные поля, из коих наиболее крупные — ледяное поле Хоматко (32×20 км) и ледяное поле горы Уоддингтон (32×24 км), отсылающее от себя много ледников — Франклин (27 км), Уоддингтон, Тидеман и др. Самый длинный в канадской части Берегового хребта — ледник Клинаклини (40 км).

Между Береговым хребтом и Скалистыми горами ледники имеются в некоторых внутренних горных цепях Британской Колумбии, особенно в Колумбийских горах, состоящих из гор Карибу, Монаши, Перселл и Селькирк (Селкерк). Ледники есть в каждом из этих хребтов, но наиболее значительно оледенение в горах Селькирк (высшая точка Сэр Сандфорд, 3532 м), где осадков выпадает в год 125—250 см, а в отдельные годы — до 1438 см; снеговая граница лежит на высоте 2250 м. В горах раскинулись большие фирновые поля, питающие много ледников. В месте пересечения хребта Канадской тихоокеанской железной дорогой расположен Ледниковый национальный парк; в нем и по соседству с ним около 150 ледников общей площадью в 290 км². Среди них, кроме долинных и висячих ледников, встречается особый тип ледников, отличающихся обширностью своей площади и отсутствием правильно сформированного языка. Эти поля фирна, без цирков и углублений, напоминают поверхность скандинавских фьельдов — например, снежное поле Дэвил (25 км²) и снежное поле Иллесильвет (23 км²). В горах Селькирк встречается также особая разновидность предгорных ледников (например, Асулькан, 7,28 км²), которые формируются не на предгорной равнине: несколько отдельных ледяных струй сливаются воедино на нерасчлененном и нередко довольно крутом (15—20°) склоне.

Ледники рассеяны и за пределами Колумбийских гор — в горах Оминека и их северном продолжении — горах Кассиар, а также в горах Хезелтон, Скина и Стикин.

В канадских Скалистых горах наибольшая концентрация ледников — между перевалами Кикинг-Хорс и Иеллоухэд. Здесь насчитывается 6 главных центров оледенения: 1) объединенное ледяное поле Вапутик (52 км²) и Вапта (65 км²), из коих вытекает полтора десятка ледников; 2) ледяное поле Фрешфилд (104 км²); 3) ледяные поля Лайэл (50 км²) и Монс (25 км²), соединенные покрытым льдами гребнем; 4) ледяное поле Колумбия (285 км²), из центрального

резервуара которого расходятся лучами три долины, по которым текут: на северо-запад — ледник Колумбия, на северо-восток — ледник Атабаска (6 км) и на восток — ледник Саскачеван (10 км, мощность до 426 м), а также ряд менее значительных; 5) ледяные поля Чаба и Клемансо, разделенные высоким гребнем, и 6) ледяное поле Гукер, состоящее из 6 ледников, обладающих общим фирновым бассейном.

К северу от перевала Иеллоухэд вплоть до 60-й параллели имеется ряд ледяных полей и отдельных ледников — особенно в горных массивах Робсон, Александр, Ллойд-Джордж (площадь оледенения 260 км^2, снеговая линия 2400 м) и некоторых других.

К югу от перевала Кикинг-Хорс до 49-й параллели — небольшие леднички (одиночные или группами, например в массиве Ассинибойн); значительный центр оледенения — только между этим перевалом и р. Вермильон, здесь известны ледник Венкчемна (предгорный), Виктория и др.

В большинстве ледники канадских Скалистых гор — преимущественно альпийского типа. Ледяные поля лежат на плато либо занимают межгорные бассейны. Кроме ледяных полей и долинных ледников в оледенении участвуют ледники вершин, висячие, клиффовые и возрожденные.

Необходимо, наконец, упомянуть о своеобразном оледенении северного Лабрадора. Современные климатические условия на Лабрадоре крайне неблагоприятны для оледенения. Даже на плато высотой 1200—1500 м аккумуляция снега отсутствует (тогда как на соседней Баффиновой Земле ледниковые шапки существуют на высотах менее 900 м). Но в горной группе Торнгат, которая тянется вдоль морского берега и поднимается южнее Начуак-фьорда до 1676 м, насчитывается более 60 ледничков (самый длинный — 1,5 км), которые существуют только потому, что лежат в глубоких карах и, стало быть, защищены от абляции. Леднички — на разных высотах, но не ниже 300 м над уровнем моря.

Полагают, что оледенение материковой части Канады и Юкона (внутренней Аляски) занимает площадь от 13 тыс. до 20 тыс. кв. км (Field e. a., 1958, ч. 2а; Sharp, 1956, стр. 102); ради осторожности целесообразно принять цифру 15 тыс. км^2.

176. Соединенные Штаты и Мексика. Площадь современного оледенения континентальной части США (т. е. без Аляски и островов) составляет 650 км^2, по другим данным эта площадь — 513 км^2, а объем льдов — около 65 км^3 (Meier, 1961). Большинство ледников сосредоточено в Олимпийских и Каскадных горах.

Олимпийские горы в виде компактного массива расположены на северо-западе штата Вашингтон; их высшая точка — гора Олимпес (Олимп, 2424 м). На западном склоне гор

богатейшая растительность, так как осадков здесь выпадает до 635 см/год; а восточные склоны сухие, и земледелие в некоторых долинах нуждается даже в искусственном орошении. Всего в горах около 60 ледников общей площадью 35 км².

Почти все вершины южной части Каскадных гор — потухшие вулканы, но в северной части есть много гор, сложенных гранитами, гнейсами и сланцами. Здесь господствуют малые каровые и висячие ледники; за последние десятилетия многие из них полностью исчезли или превратились в мертвые льды.

Своеобразно и значительно оледенение высоких вулканических вершин. На горе Бэкер (3276 м), увенчанной шапкой льда и снега с высоты 1800—1900 м, 30 ледников; покрыта льдом и гора Глешер (3181 м). Очень интенсивно оледенение вулкана Рейнир (индейское название Такома, 4391 м); осадков здесь до 250 см/год, снеговая линия на уровне 2700 м; оледенение не в форме сплошного покрова, а в виде отдельных ледников, звездообразно расходящихся от вершины вниз, из которых самый крупный (Эммонс) достигает в длину 10 км. Всего ледников 41, общая их площадь около 90 км²; лучше других изучен ледник Никвалли — исток реки того же названия, питающей электроэнергией г. Такому; съемки конца ледника (с 1931 г.) производятся каждые 5 лет.

Другие примеры звездообразных ледников мы находим на горе Адамс (3751 м, 23 ледника), на горах Худ (12 ледников), Три Сестры (21 ледник), Шаста (4316 м, 8 ледников).

Сьерра-Невада — самая длинная горная цепь США. В северной части — высоты 2100—2700 м, к югу они возрастают, достигая в горе Уитни 4418 м, а еще далее к югу вновь снижаются до 1800 м. Это колоссальный единый блок с гранитным ядром, разбитый сбросами по восточному краю (отчего восточный склон крутой, западный — пологий), покрытый лавовыми потоками. Вся Сьерра-Невада лежит ниже климатической снеговой границы. Даже на горе Уитни нет постоянной шапки снега. Тем не менее в Сьерра-Неваде между 38 и 37° с. ш. насчитывается около 50 ледников и ледничков и 12 отмирающих их остатков. Большинство ледников — каровые или у подножия уступов (северной и северо-восточной экспозиции), куда снег навевается господствующими западными и юго-западными ветрами. Средняя длина ледников около 800 м. Самый крупный из них — и он же самый южный в США (37°06′ с. ш.) — ледник Палисейд (длиной 1,6 км), занимающий двойной кар, обращенный на север; это не остаток ледниковой эпохи, а молодой ледник, возникший около 4000 лет тому назад (Field e. a., 1958, ч. 3, стр. 3, I b, 5). Второй по величине ледник Сьерра-Невады — ледник Ляйелла (Иосемитский национальный парк).

Если ледники Сьерра-Невады будут таять с такой же скоростью, как они тают сейчас, то все они должны исчезнуть в ближайшие 100—150 лет.

В Скалистых горах на территории США в 1952 г. насчитывалось около 200 ледников, разбросанных в 15 различных горных хребтах. В Ледниковом национальном парке на северо-западе Монтаны (снеговая граница на высоте 3000 м) более 50 каровых и клиффовых ледников общей площадью в 14 км^2.

Второе крупное средоточие ледников — горы Уинд-Ривер в Вайоминге (65 ледников, 45 км^2). По 10—15 ледников насчитывают в хребте Передовом (Колорадо), в горах Тетон (Вайоминг). В массиве Бэртуз (Монтана) 40 ледников общей площадью около 11 км^2.

Ледники в Мексике имеются на Орисабе (5700 м), Попокатепетле (5452 м) и расположенном в 15 км к северу от него Икстасихуатле (5288 м). Общая площадь мексиканских ледников 11,5 км^2 (Lorenzo, 1959).

Самый большой (9,5 км^2) фирново-ледяной покров — на Орисабе, или Ситлальтепетле («звездная гора»). Ледяное поле, лежащее на северном склоне вулкана, расчленено по своей окраине на 7 коротких ледничков-лопастей. Еще один ледничок залегает отдельно к востоку от кратера. Ниже всех (до 4640 м) спускается ледник Хамапа.

Попокатепетль («дымящая гора») несет обычно фирновый покров на всех склонах, кроме южного. При извержении 1920—1921 гг. снежная шапка вулкана растаяла, но на северной стороне сохранился ледник Венторильо с примыкающими к нему остатками двух других ледничков, общей площадью 0,72 км^2.

Икстасихуатль («белая женщина») имеет вид длинной узкой вулканической цепи, распадающейся на три пика. Вершины на пространстве 1,2 км^2 покрыты снегом и фирном; эта белая мантия состоит из 9 ледничков, спускающихся до высот 5180—4670 м.

177. Южная Америка. Материк Южной Америки, подобно своему северному соседу, в отношении устройства поверхности асимметричен: на востоке его расстилаются обширные низменности и плоскогорья, на западе по берегу Тихого океана тянется сложная цепь Анд.

В экваториальной и тропической частях Южной Америки ледников немного.

В Венесуэле ледники — в большинстве висячие — приурочены к вершинам Меридской Кордильеры, поднимающимся выше снеговой границы, которая на северном склоне лежит на уровне 4400 м, на южном — 4700 м. Эти вершины: Боливар (5002 м), Колумна, Гумбольдт, Бонплан, Ла-Конча и

некоторые другие. Лед поразительно сухой и мало дает воды речкам, так как сильно испаряется.

Западная часть Колумбии пересечена с севера на юг тремя параллельными горными цепями: Западной, Центральной и Восточной Кордильерами. В Западной Кордильере ледников нет. Но они есть в прибрежном хребте Сьерра-Невада де Санта-Марта, поднимающемся в горе Кристобаль-Колон до 5774 м. Ледники и снежные поля покрывают гребень этого хребта почти сплошной мантией на 30 км с запада на восток. В Центральной и Восточной Кордильерах ледники тоже имеются, в последней — в массиве Сьерра-Невада де Кокуи, где занимают общую площадь около 80 км^2; снеговая граница здесь — на высоте 4500—4750 м.

В Андах Эквадора все высокие (выше 5100 м) вулканические вершины несут на себе ледники. На молодых, еще не расчлененных эрозией вулканах фирн лежит в виде шапки, от которой свешивается вниз бахрома коротких висячих ледников (на вулканах Тунгурагуа, Сангай, Котопахи). Самый длинный ледник, стекающий с Котопахи, не превышает 1 км. Котопахи (6005 м) — активный вулкан, и его деятельность сопровождается таянием фирнов, которое приводит к наводнениям, похожим на исландские ледниковые наводнения. На более старых вулканах — Чимборасо (6310 м), Антисана, Альтар — есть и цирки, и долины, поэтому условия для развития ледниковых языков благоприятнее. На Чимборасо, например, 14 ледников (один длиною в 3 км).

Снеговая граница в Эквадоре в точности совпадает с фирновой. На восточном склоне Анд, обращенном навстречу влажному пассату, приходящему из бассейна Амазонки, она лежит на высоте 4700 м, на западном склоне — 4800 м. Концы ледников доходят до 4600—4500 м.

Максимальное для тропических гор оледенение сосредоточено в Перуанских Андах, а именно в Белой и Черной Кордильерах (Кордильера Бланка и Кордильера Негра), входящих в состав Западной Кордильеры. Особенно сильно оледенение в Белой Кордильере: вершины ее южной части (между 9 и 10° с. ш.) на всем почти протяжении одеты льдом и снегом, а во всей цепи (длиной 180 км) ледники занимают площадь в 1000 км^2 (Kinzl, 1949, стр. 10). Высота фирновой границы около 5000 м. Больших фирновых полей нет, ледники спускаются круто, изобилуют трещинами, мощность льда невелика, лед во многих местах «пробит» скалистыми выступами. Преобладают ледники вершин и склонов. Исключение составляет огромный Невадо-Копап, по своей форме напоминающий ледники плато (скандинавского типа).

Широкий (до 500 км) пояс Анд обрамляет с запада Боливию. Высота Западной Кордильеры здесь — до 4500 м, но

отдельные вулканы поднимаются выше 6000 м (например, Сахама, 6780 м) и тогда несут на себе пятна снега и льда. В высокой цепи Сьерра-Реаль, вздымающейся к востоку и юго-востоку от озера Титикака, снеговая линия на западном склоне лежит на высоте 5300—5400 м, и в районе наиболее высоких горных массивов (Ильямпу, 7014 м; Ильимани, 6882 м) имеется значительное оледенение (истинные размеры которого еще неизвестны).

В северной части Чилийско-Аргентинских Анд, несмотря на исключительно сухой климат, ледники есть, но только на горах, превышающих 6000 м. Так, ледяное поле существует на западном склоне вулкана Льюльяильяко (24°43′ ю. ш., 6723 м); два ледника — на северо-западном склоне вулкана Охос-дель-Саладо (6863 м, примерно 27° ю. ш.); к западу от него в группе Трес-Крусес (высоты 6030—6330 м) — несколько значительных ледников; ледяные поля одевают все склоны, кроме северного, вершины Донья Ана (5690 м, 29°45′ ю. ш.); один ледник обнаружен и на вершине Тортолас (6323 м, примерно 30° ю. ш.) (Lliboutry, Gonzalez et Simken, 1958).

Более значительное оледенение наблюдается к югу от 31° ю. ш. В своей прекрасной сводке Л. Ллибутри (1956а, стр. 307—309) приводит сведения о площади оледенения для участка между 32°30′ и 35° ю. ш., суммированные нами в табл. 44.

Таблица 44

Районы оледенения	Площадь оледенения (км²)		
	Чили	Аргентина	Всего
Группа Аконкагуа	3,7	76,6	80,2
Узел Хункаль	164,2	132,2	296,4
Группа Польерас	21,4	24,5	45,9
„ Тупунгато	81,3	157,6	238,9
„ Мармолехо	68,7	62,3	131,0
Район Серро-Кастильо	41,2	15,9	57,1
Группа Пикос-дель-Баррозо	113,2	$14+x$	$127+x$
„ Паломо-Тингвиририка	210,0	60	270
	704	543	1247

Добавив сюда 100 км² ледников, не относящихся к указанным в таблице группам, получаем общую площадь оледенения между 32°30′ и 35° равной около 1350 км², что составляет 4,5% всей территории горной страны между этими широтами. К самым крупным ледникам описываемого участка принадлежат Тунуян (площадь 74 км², длина 20,2 км), Рио-Пломо

(73,3 км², длина 16,7 км), Университад (28,8 км², длина 11,6 км), Сипресес (44,4 км², длина 11,5 км) и Ньевес-Неграс (66 км², длина 9,3 км). Ниже всего (до 1920 м) спускается Сипресес.

В годы с нормальным количеством осадков питание ледников скудное, и баланс снега отрицательный. Положительный баланс бывает только в годы, обильные осадками; эти годы и позволяют ледникам «выжить». В другое время ледники питаются наложенным льдом. Тонкий покров фирна не может защитить лед от проникновения в него волны зимнего холода — оттого и ледники холодные (температура их круглый год ниже 0°). О мощности самих ледников ничего не известно; предполагают, что толщина ледника Хункаля Южного достигает 400 м.

К югу от 39° ю. ш. — там, где появляются большие предгорные озера (первое из них — Алумине), — начинается Патагония. В северной части Патагонских Анд (39—46° ю. ш.) шапкой льдов покрыт вулкан Ланин (3774 м), на 1600 м поднимающийся над снеговой линией, и древнее трахитовое плоскогорье Тронадор. Путем аэрофотосъемки обнаружены многочисленные (нередко крупные) ледники в истоках Рио-Пуэло и далее до 45° ю. ш.; снеговая линия тут колеблется около 1500—1800 м, а ледники спускаются до 800—700 м, местами до 285—100 м.

Но подлинно грандиозным оледенением отличается южная (южнее 46° ю. ш.) часть Патагонских Анд. Оледенение здесь настолько мощное, что получило название «материкового льда» (хотя этот термин в отношении Патагонии и неверен; оледенение здесь скорее сетчатое). Снега и льды облекают самую возвышенную часть гор пеленой, из которой торчат лишь отдельные скалистые гребни; на окраинах пелена разбивается на многочисленные языки, стекающие вдоль горных скатов.

Реками Бэкер и Паскуа огромное Патагонское ледяное поле делится на два массива: 1) северный (46° — 47°40′ ю. ш.), размером 100×45 км, с общей площадью оледенения в 4400 км²; 2) южный (48°20′—51°30′ ю. ш.), размером 330× ×80 (в северной части) и ×30 км (в южной части), с общей площадью оледенения в 13 500 км² (Lliboutry, 1956a).

Самые крупные ледники северного массива: Сан-Тадео (57 км длиной), Стеффен (50 км) и Сан-Рафаэль (45 км).

Южный массив подразделяется на несколько частей (описание их см. Lliboutry, 1956a, стр. 383—402). Наибольшей своей интенсивности оледенение достигает между озерами Архентино и Виедма: рельеф почти погребен подо льдом, впадины засыпаны, положительные формы (кроме очень крутых пиков) окутаны белой мантией. Самые большие ледники в этом мас-

сиве — Упсала (60 км), Хорхе Монтт (52 км), Пия XI (42 км), Виедма (40 км), Тиндаль (30 км).

Хотя в пределах Патагонского ледяного поля отдельные вершины поднимаются более чем на 3000 м, средняя высота ледяного покрова около 1500 м. Западные выводные ледники обычно достигают моря (например, Сан-Рафаэль против полуострова Таитао), восточные заканчиваются в больших предгорных озерах Архентино (187 м), Виедма (254 м), Сан-Мартин (285 м) и т. п. От ледников отламываются айсберги; гонимые ветром, они иногда далеко уходят от места возникновения (так, на оз. Архентино они доходят до его восточной оконечности, т. е. проделывают путь в 100 км). Высота снеговой линии в разных местах колеблется от 1400—1500 до 600 м.

Патагонские Анды продолжаются на юг до Магелланова пролива, откуда загибаются к востоку, продолжаются на Огненной Земле до 55° ю. ш. Ледники островов Магелланова пролива вовсе не исследованы. Ледяное поле около 200 км², со многими выводными ледниками, занимает юго-западную часть полуострова Муньос-Гомеро. Ледяное поле около 250 км² есть на востоке острова Санта-Инес. На западе острова Риеско, где высота снеговой линии 900 м, — значительное оледенение.

На юго-западной оконечности Огненной Земли многие вершины превосходят 2000 м, в частности гора Сармиенто (2200 м), покрытая большой шапкой льдов. На северном склоне Сармиенто снеговая линия лежит на высоте 800 м, на южном — 600 м. Непрерывный массив льда размером 110×25 км существует вокруг горы Дарвина (2350 м), между фьордом Мартинес и заливом Ендегая; оледенение здесь скандинавского типа. Самый крупный ледник Огненной Земли — ледник Маринелли (длиной 29 км).

Из приведенных выше описаний видно, что общая площадь современного оледенения Южной Америки не менее 25 тыс. км².

178. Тропическая Африка. В тропической Африке ледники имеются на Кении, Килиманджаро и в группе Рувензори, но суммарная их площадь ничтожна и, по новейшим подсчетам Ф. Егера, не превышает 22,5 км²*: на Килиманджаро — 11,75 км², в Рувензори — 9 км² и на Кении — 1,72 км²**.

Рувензори — это глыбово-сбросовая горная цепь длиною 120 км, шириною местами до 50 км, расположенная сразу к северу от экватора между озерами Альберт и Эдуард. Самый

---

* В сводке Р. Клебельсберга (1948—1949, т. II, стр. 419) указано 240 км². Но это явная опечатка (надо 24,0 км²), о чем впоследствии заявил и сам автор.

** У Ж. Корбеля (1962, стр. 143 и 145): оледенение Килиманджаро — 3 км², Рувензори — 22 км², Кении — 1,2 км².

западный ее кряж — многовершинный массив Стэнли — достигает в пике Маргариты 5119 м. Годовая сумма осадков — до 500 см. В Рувензори насчитывается около 40 долинных и висячих ледников, приуроченных к шести самым высоким горным группам: Стэнли, Спик (4914 м), Бэкер (4873 м), Эмин (4802 м), Джесси (4769 м) и Луиджи Савойского (4665 м).

Кения — сильно разрушенный вулкан, потухший в конце третичного периода. Вблизи центра его выпуклого купола (диаметром около 90 км) вздымается группа пиков, из коих наиболее высокие Батиан (5194 м) и Нелион (5188 м). От пиков лучеобразно расходятся семь крупных и несколько меньших долин. В непосредственной близости к пикам сосредоточены крутые долинные и висячие ледники; в 1893 г. их было 15, в 1926 г. — 14, а к 1949 г. осталось только 10. Все ледники оканчиваются на высоте более 4500 м.

Высшая точка Африки — Килиманджаро — состоит из двух пиков, разделенных седловиной: вулканического некка Мавензи (5356 м), не несущего постоянных снегов, и оледенелого потухшего центрального конуса Кибо (6010 м). Максимум атмосферных осадков (180 см) выпадает на высотах 2500—2900 м; на высоте 3800 м осадков уже только 60 см, а на 4900 м — всего около 8 см. Ледники стекают по склонам Кибо, как фестоны ледниковой шапки. Однако центр этой шапки сильно раздроблен на части, оттого некоторые ледники имеют общее фирновое поле, другие лежат изолированно.

П. Спинк (Spink, 1949) считает ледники Кибо мертвыми, поскольку они не получают нормального питания. Самый длинный (2,4 км) ледник — это ледник Пенка, спускающийся до высоты 4580 м.

179. Новая Гвинея и Новая Зеландия. На материке Австралии и на островах Океании ледники неизвестны. Исключение составляют Новая Гвинея и Новая Зеландия.

На Новой Гвинее оледенение обнаружено в Оранской цепи, где нижняя граница вечных снегов находится на высоте 4460 м, а леднички спускаются до 4000 м, а также в Снежном хребте, в районе пика Карстенс (5030 м). Снеговая линия на пике Карстенс лежит ниже, чем где бы то ни было под экватором (4420 м), так как юго-западное побережье Новой Гвинеи очень богато атмосферными осадками. Общая площадь оледенения в группе Карстенс около 14,5 км^2, в том числе ледника Нордванд — 6,7 км^2.

На северном острове Новой Зеландии за пределы снеговой границы выдвигается вулкан Руапеху (2797 м). В его главном кратере есть лед, а окутывающие его снежные поля спускаются обычно (когда нет извержения) до 2000—1700 м.

Однако основная область оледенения находится на южном острове — в Новозеландских Альпах. Эта высокая (2000—3000 м) горная цепь делит остров на две части: северо-западную, влажную (до 250 см осадков), со снеговой линией на высоте 1850—2100 м, и более сухую (75 см осадков) юго-восточную (снеговая линия 2300—2400 м). Ледники встречаются вдоль главного водораздела на протяжении 360 км (45—43° ю. ш.), а постоянные или многолетние снежные поля — еще на протяжении 145 км далее к северо-востоку.

На Новой Зеландии ледники занимают площадь более 1000 км². Самые замечательные из них скопились около высшей точки Альп — горы Кука (3764 м), где, по-видимому, выпадает в год до 500 см осадков. Большинство ледников течет на восток, в том числе и величайший в Новой Зеландии глетчер Тасмана (длина 29 км, площадь 156,5 км²). В последних своих 8—9 км он целиком покрыт мореной и останавливается на высоте 720 м. На восток и юго-восток сползают также и ледники Мерчисона (18 км, бывший приток ледника Тасмана, ныне на 2—3 км не доходит до главного), Мюллера (13 км), Гукера (12 км); конец первого задерживается на высоте 1100 м, остальных — на 700—800 м.

Из текущих на запад наиболее крупные ледники — Франца-Иосифа (длина 15 км) и Фокс. Первый, спустившись до 215 м, своим концом, лишенным морены, вторгается в роскошный и редкий по красоте лес из буков, древовидных папоротников и т. п.; второй тоже заканчивается в лесу ниже 300 м.

180. Антарктика. Естественной границей Южнополярной области, или Антарктики, считают зону антарктической конвергенции (рис. 142), т. е. северный предел распространения типично антарктических вод, где они на поверхности океана непосредственно соприкасаются с теплыми водами умеренных широт. Ширина этой зоны около 50 км, и ее положение достаточно постоянно: наименьшая широта 48° ю., наибольшая — 62° ю. (Буйницкий, 1956). В указанных пределах Антарктика занимает площадь около 60 млн. км² и состоит из южных частей Атлантического, Индийского и Тихого океанов (с относящимися к ним морями), ряда островов и архипелагов и материка Антарктиды.

Некоторые делят материк на Малую Антарктиду (к западу от Гриничского меридиана) и Большую Антарктиду, но гораздо более принято деление на Западную и Восточную Антарктиду. Граница между ними есть линия, соединяющая южную оконечность шельфового ледника Росса с южной оконечностью шельфового ледника Фильхнера (Ласситера).

Западная Антарктида — горная складчатая страна, геоморфологическое продолжение Анд. К северу от 68° ю. ш. она состоит из длинного (800 км) и широкого (до 100 км) полу-

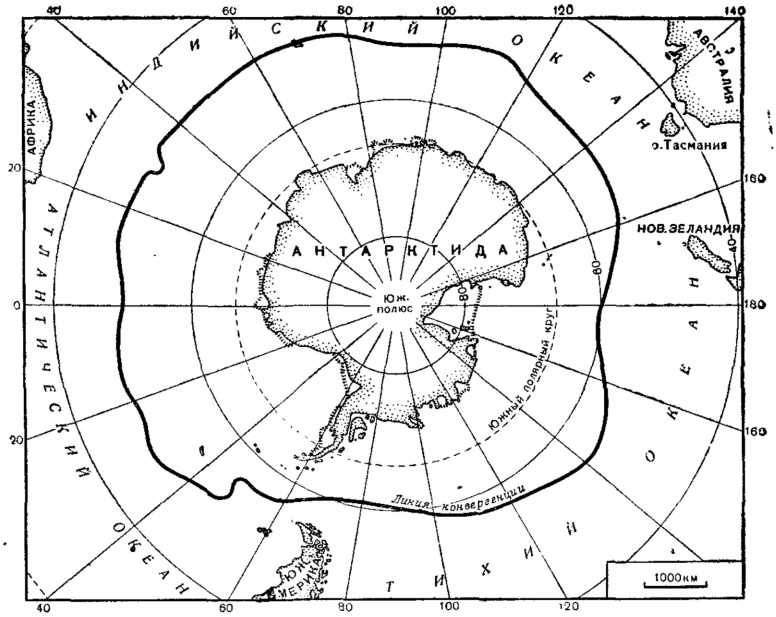

Рис. 142. Среднее положение антарктической конвергенции

острова, с запада сопровождаемого гористыми островами; по берегу полуострова тянется горная цепь, а центральная часть полуострова построена из узких плато высотою 1500—2000 м. К югу от 68° ю. ш. Западная Антарктида превращается в широкое (250 км) и высокое (2000 м) плоскогорье, над которым господствуют отдельные пики до 2500—3500 м. Оно продолжается и на землях Элсуорта и Мэри Бэрд; над ним в разных местах поднимаются до 3000—4000 м сравнительно изолированные горные цепи. Сообщение, будто на Земле Мэри Бэрд есть вершины до 6100 м, впоследствии не подтвердилось.

Основной массив Восточной Антарктиды — это платформа, сложенная протерозойскими и палеозойскими породами. Значительная ее часть занята высоким (4000—4300 м) центральным плато. По окраинам плато располагаются горные цепи, например, между 20 и 100° в. д. (на Земле Королевы Мод — до 3800—4300 м) и вдоль западного побережья моря Росса (Антарктический горст, средняя высота около 3000 м, многие вершины более 4000 м; тянется, по-видимому, до восточного края шельфового ледника Фильхнера, включая в себя и горы Хорлик).

Новейшие сейсмические исследования толщины льда, позволившие выявить основные черты подледного рельефа, при-

водят к заключению, что Антарктида — это огромный материк со сложным расчлененным рельефом, окруженный поясом островов и архипелагов. Восточная Антарктида явно имеет размеры и черты материка. В отношении Западной Антарктиды этого сказать нельзя: на значительном протяжении ее коренное основание лежит ниже уровня моря. Кроме того, море Росса, по-видимому, соединяется подо льдом с морями Амундсена и Беллинсгаузена широким (400 км) прогибом глубиною более 2500 м. Между морями Росса и Уэдделла, вопреки ожиданиям, сколь-нибудь значительное топографическое соединение подо льдом отсутствует (хотя наличие узкого пролива и не исключено).

Площадь Антарктиды, вместе с окаймляющими ее материковыми островами (закрытыми в настоящее время ледниковым щитом) и выступающими за пределы материка шельфовыми льдами составляет 13 767 тыс. км^2 (Буйницкий, 1960). Площадь оледенения, вероятно, не превышает 13,2 млн. км^2, так как существуют нунатаки и почти на всех окраинах Антарктиды имеются «оазисы» — низменные пространства холодных сухих пустынь, окруженные льдами, но сами льдом не занятые*.

Средняя абсолютная высота поверхности Антарктиды, по подсчетам А. Кайё (1959), — около 2100 м (средняя мощность льда 1800—2500 м), по подсчетам Сырцовой, — 2335 м (см. Марков, 1960б, 1961), по данным А. Бауэра (1961), — 2175 м (средняя мощность льда 2300 м). Следуя закону Матчинского («чем больше площадь материка, тем больше его средняя высота») и интерполируя данные о площадях и высотах других материков, удалось подсчитать, что если бы Антарктида не была покрыта льдом, то ее средняя высота равнялась бы 480 м (Cailleux, 1959, стр. 254). Объем льда в Антарктике, по А. Бауэру, около 29,5 млн. км^3.

Недавно В. Х. Буйницкий (1960) составил карту рельефа коренной (подледной) поверхности Антарктиды и карту поверхности ледникового щита. Установлено, что Антарктический ледниковый щит состоит не из одного (как думал Л. Гулд), а по крайней мере из двух слившихся центров оледенения. Главный центр — в Восточной Антарктиде, второстепенный (или два второстепенных) — в Западной, между ними — ложбина от моря Росса к морю Уэдделла. Два центра означают и две самостоятельные системы движения льдов. В каждом центре (куполе) лед течет во все стороны от ледораздела, а ложбина представляет собой зону схождения потоков льда. Моря Росса и Уэдделла — это гигантские ледосборы, принимающие в себя льды с одной трети площади ма-

* По А. Ф. Трешникову (1963) площадь Антарктиды 13 924 тыс. км^2; на участки, свободные ото льда, приходится лишь 5%.

терика. О. С. Вялов (1959) намечает в Антарктиде три ледораздела: западный (от Земли Грейама к полуострову Эдуарда VII), центральный (западнее Антарктического горста) и восточный (от Земли Котса к Берегу Короля Георга V). По Ч. Бентлею и другим (1960), в Западной Антарктиде выделяются две ледниковые шапки: одна в районе хребта Игзекютив Коммити, другая между горами Сентинел и Хорлик.

Общие характеристики рельефа и оледенения Антарктиды, по данным В. Х. Буйницкого (1960), приводятся в табл. 45.

Наибольшая мощность льда (4267 м) обнаружена восточнее станции Бэрд.

Таблица 45

	Площадь (млн. км²)	Средняя высота поверхности (м)	Средняя высота поверхности коренных пород (м)	Средняя мощность льда (м)	Объем льда (млн. км³)
Ледниковый купол Вост. Антарктиды	10,231	2610	+510	2100	21,485
Ледниковый купол Зап. Антарктиды	2,030	1300	– 280	1580	3,207
Вся Антарктида	12,261	2400	+380	2020	24,692
Шельфовые льды	1,506	—	—	460	0,693
Весь ледниковый щит Антарктиды	13,767	—	—	—	25,385

Грандиозность современного оледенения Антарктиды, дающего наглядное представление о том, как выглядела Земля в ледниковые эпохи, обусловлена исключительно суровым климатом (см. Русин, 1959). По причине большой сухости воздуха и большой высоты материка над уровнем моря Антарктида получает больше солнечной радиации, чем Арктика в таких же широтах. Но из-за большого альбедо (80—100%) снежной поверхности, радиационный баланс круглый год отрицательный, и температура воздуха круглый год ниже 0°. Средняя годовая температура на побережьях Восточной Антарктиды от —10° до —11°, на Земле Грейама от —3° до —7°, а в центральных областях Антарктиды — до —57° (на южном полюсе —50°). Исключительно низки абсолютные минимумы: на Южном полюсе измерена температура —75°, на станции Восток в августе 1960 г. зарегистрировано —88,3° (Бугаев, 1962). При такой температуре керосин, дизельное масло и антифриз замерзают, а резиновые шланги при сгибании ломаются. Понижение средней годовой температуры воздуха составляет в среднем около 1,2° на каждые 100 м поднятия местности (Mellor, 1960; Карташов, 1961, и др.).

Над высокогорными центральными областями Антарктиды господствует антициклон. Его периферия находится примерно в 700—800 км от побережья. На ней берут начало сточные ветры — холодные и плотные потоки воздуха, которые, стекая вниз по склонам ледникового щита, под действием ускорения силы тяжести движутся все с большей и большей быстротой. Каждый сточный ветер — это фён, сухой и холодный (из-за низкой начальной температуры), хотя при опускании по склону он и на-

гревается адиабатически (1°/100 м). Сточные ветры затухают на берегу и в море почти не выходят.

На побережьях Антарктиды преобладают циклонические ветры, обусловленные существованием фронта между антарктическим антициклоном и поясом низкого давления средних широт южного полушария. Циклоны идут с запада на восток, т. е. вокруг Антарктиды, чаще всего иссякая у побережья; в глубь материка, за редкими исключениями, они не проникают.

Повторяемость штормов на побережье Антарктиды очень велика — в ряде пунктов (станции Мирный, Моусон, Дюмон-Дюрвиль, мыс Денисон) до 250—340 дней в году. На этих же станциях ежегодно бывает 20—30 ураганов с отдельными порывами ветра до 55—90 м/сек. Но в глубь материка скорость ветра и число штормов уменьшаются, ураганы исчезают.

Судя по снегомерным съемкам, на побережьях Антарктиды выпадает 300—400 мм осадков (почти исключительно в твердом виде), на высотах 500—1500 м — около 600 мм/год. Это — максимум, и отсюда к середине материка годовое количество осадков падает, не превышая в центральных частях, по-видимому, 50—75 мм. В центре материка прирост снежного покрова идет в значительной степени за счет изморози (что дает 15—20 мм/год) и за счет снега и ледяных игл, которые образуются из нисходящего тока воздуха в антициклоне при охлаждении этого воздуха поверхностью ледникового щита.

Зима в Антарктиде длится 6—7 месяцев (с апреля по октябрь) и почти все время одинаково холодная: средние месячные температуры на полярном круге от —14° до —20°, в глубине материка — от —50° до —70° (лишь на Земле Грейама — самом теплом районе — от —5° до —10°). Преобладают сточные ветры, почти всегда сопровождаемые низовой метелью. Обычная зимняя картина — «шторм, пурга и тучи несущегося снега» (Русин, 1959, стр. 68).

Антарктическое лето бывает в декабре, январе и феврале. Температура и в этом сезоне мало меняется от месяца к месяцу: на побережье она в среднем около 0°, в глубине материка около —25°, —35°.

Резкая смена температуры характерна для весны (с октября по ноябрь, всего 1 месяц), когда температура воздуха быстро повышается (оставаясь, впрочем, отрицательной), и для полутора-двух осенних месяцев (со второй половины февраля, март, апрель), когда температура быстро падает.

Таким образом, питание Антарктического ледникового щита происходит весьма сложно. В центре — скудные антициклонические осадки, но здесь их для питания достаточно, так как лед движется очень медленно и господствуют низкие температуры. На периферии — гораздо более обильные циклонические осадки. Следовательно, существование щита поддерживается периферическими осадками, а центральная антициклоническая область играет лишь роль мощного источника и накопителя холода (Шумский, 1959, стр. 79). Периферическая кольцевая (400—600 км шириной) зона является, естественно, и наиболее активной областью оледенения: здесь значительная аккумуляция снега, большие скорости движения льда, обильный облом айсбергов. Стало быть, отступание или наступание края щита — это лишь сокращение либо расширение периферической области, а не замедление или ускорение подтока льда из пассивных центральных частей ледникового щита.

Климатическая снеговая линия в Антарктиде лежит на уровне моря или, по В. М. Котлякову (1961), даже ниже этого уровня. Значит, весь щит находится в зоне аккумуляции. Но фирновая граница в ряде мест поднимается выше уровня моря вследствие сдувания снега ветром. В разгар лета местами (например, в районе ст. Моусон) происходит довольно сильное таяние, распространяющееся иногда до высоты 900 м.

Таблица 46

Вещественный баланс ледникового щита Антарктиды
(в тысячах км³ воды в год)

Автор	Год	Приход (осадки)	Расход					Баланс	Соответственное изменение уровня океана, мм/год
			сдувание снега	айсберги	таяние шельфов	абляция	итого		
Козак	1956	2,85	1,20	0,55	—	2,05	3,80	—0,95	+2,60
Векслер	1957	1,62	0,28	0,04	1,30	—	1,62	0	0
Векслер	1960	0,945	0,065	0,660	0,220	—	0,945	0	0
Листер	1959	1,920	0,014	0,270	0,675	0,135	1,090	+0,830	—2,3
Мелльор	1959	2,00	0,190	0,570	0,048	0,137	0,945	+1,050	—2,90
Лёве*	1959	1,27	0,02	0,14	—	—	0,16	+1,11	—3,10
Лёве**	1959	2,00	0,50	0,30	—	—	0,80	+1,20	—3,30
Котляков	1960	2,65	—	1,21	—	0,12	1,33	+1,32	—3,70
Котляков***	1961	2,34	—	1,55	0,12	0,02	1,69	+0,65	
Руснн	1959	1,00	0,05	0,35	—	—	0,40	+0,60	
Аверьянов	1961	1,83	—	0,73	—	—	0,73	+1,10	
Буйницкий	1960	1,80	—	1,74	0,466	—	2,21	—0,41	+1,1
Корбель	1962	1,67	—	0,26	—	0,40	0,66	+1,01	

* По минимальным исходным данным
** По максимальным исходным данным.
*** Без Земли Грейама

Иными словами, нельзя полностью отрицать абляцию в Антарктиде, но она очень невелика.

Немало сделано попыток определить вещественный баланс ледникового щита Антарктиды и тем самым установить его состояние (сокращение, увеличение или стационарность). Мнения по этому вопросу резко разошлись, как это можно видеть из табл. 46, составленной Г. Векслером (1961) (первые 8 строк) и дополненной мною по материалам В. Х. Буйницкого (1960), Н. П. Русина (1959), В. Г. Аверьянова (1961), В. М. Котлякова (1961) и Ж. Корбеля (1962). В таблице (кроме второй и последней колонок) каждая целая единица означает 1000 км^3 воды в год.

Как видим, Козак и Буйницкий считают баланс отрицательным, Векслер приписывает ледниковому щиту стационарное состояние, а по мнению других авторов оледенение Антарктиды усиливается, так как в ней ежегодно образуется избыток вещества (превышение над расходом) величиной от 600 до 1320 км^3 воды.

При такой аккумуляции льда в Антарктиде уровень Мирового океана должен ежегодно *понижаться* примерно на 3,06 мм (среднее из отрицательных цифр в последней колонке табл. 46). На самом же деле, по данным ряда исследователей (Гутенберга, Дитриха, Хафемана, Максимова), в течение последних 50—80 лет уровень Мирового океана ежегодно *поднимается* в среднем на 1,18 мм/год, что, конечно, явно не подтверждает вывод о росте Антарктического ледникового щита (Wexler, 1961). Подъем уровня океана за минувшее тысячелетие составил в целом 1,3 м (Furon, 1956). Высказано немало остроумных догадок в попытке отыскать источники такого поступления воды в океан, которое не только могло бы компенсировать изъятие этой воды на увеличение Антарктического щита, но и вызвать дополнительно наблюдаемое повышение уровня океана [интенсивное таяние других ледников на Земле; повышение температуры всего океана, сопровождаемое увеличением его объема (Loewe, 1960, 1961) и т. п.]. Однако догадки эти не имеют решающей силы, так как сами остаются в области гипотез, нуждающихся в доказательствах.

За недостатком данных преждевременно утверждать что-либо окончательно о состоянии Антарктического ледникового щита. Но если учитывать общие современные тенденции колебаний ледников на земном шаре, а также тот факт, что на краях Антарктического ледникового щита нигде не обнаружено признаков его наступания за последние десятилетия (см. Péwé and Church, 1962), то гипотезы стационарного положения или сокращения размеров ледникового покрова Антарктиды кажутся более вероятными, чем гипотеза его роста.

Расхождение в выводах — вполне естественный результат различной оценки величин и особенностей географического распределения аккумуляции и убыли вещества, а также скоростей движения льда на территории огромного и почти не изученного материка. Степень различия оценок хорошо видна из табл. 46. Пока эти различия не сгладятся до разумной пропорции, мы вряд ли будем иметь надлежащие выводы.

Д. Г. Панов (1958) выделяет в Антарктике следующие гляциологические области: 1) область материкового льда, 2) область горного оледенения (в горных хребтах на периферии материка), 3) область прибрежного оледенения и 4) область островного оледенения.

Область материкового покрова отличается монотонной поверхностью, которая разнообразится лишь формами снежного рельефа (барханы, заструги и т. п.) и трещинами. Одно время покров Антарктиды считался идеальным примером ледникового щита: мощность льда достаточна для погребения подледникового рельефа; форма — плоский купол, кривизна поверхности которого увеличивается на краях; только на краях подледниковый рельеф оказывает влияние на форму и движение щита и даже возвышается над льдом. Однако исследования показали, что мы имеем дело не с идеальным щитом, ибо внутри материка в разных местах обнаружены горы-нунатаки и горные цепи. Ближе всего к идеальному ледниковому щиту Восточная Антарктида (Gould, 1940).

Разгрузка ледникового щита идет в значительной степени при помощи выводных ледников, которые текут либо по невидимым подледниковым долинам, либо через сквозные долины — бреши в горном обрамлении щита (например, на Земле Виктории). Выводные ледники достигают огромных размеров: ледник Бирдмор, спускающийся с высоты 2100 м к шельфовому леднику Росса, тянется на 209 км, при ширине до 32 км. На границе Земель Адели и Георга находится ледник Нинниса длиною свыше 90 км (из них на долю плавучего ледяного языка 30—35 км) и ледник Мерца, имеющий 135 км в длину (из них 45 км — на плавучий язык) и до 42 км в ширину*. На Земле Виктории недавно открыт ледник Ренник, заканчивающийся в одноименном заливе под 70° ю. ш. и 161° в. д.; длина ледника около 300 км, ширина до 30 км, конец — на плаву (Stuart and Heine, 1961). Величайшим в мире является ледник Ламберта, питающий шельфовый ледник Эймери. Место его соединения с Эймери находится на 71°30′ ю. ш. Вверх по течению ледник Ламберта прослеживается в

---

* О сокращении размеров ледяных языков Мерца и Нинниса с 1913 по 1958 г. см. Бардин, 1960, Кобленц, 1960, а также Марков, Бардин и Орлов, 1962.

виде единого потока шириною 50—65 км, обрамленного с запада и востока горами, до 73°20′. Здесь в него впадает с запада ледник Фишера длиною около 200 км. Тело главного ледника продолжается и дальше к югу, общая его длина, по-видимому, не менее 450 км, а площадь около 20 тыс. км^2.

Так как в рельефе Антарктиды есть высокие горные цепи, мы встречаем тут, помимо ледникового щита с его периферическими образованиями, также ледники долинные, каровые, предгорные. Оледенение Земли Грейама носит в целом сетчатый характер, сочетающийся с наличием нагорных льдов.

К области прибрежного оледенения Д. Г. Панов относит ледниковые образования на уровне моря — плавучие ледяные языки, клиффовые ледники, шельфовые льды. Не следует лишь забывать, что ледниковые образования на уровне моря, как правило, генетически связаны с областями горного оледенения либо материкового покрова, так что выделение области прибрежного оледенения (куда, кстати, можно бы включить и предгорные ледники, если придерживаться критерия, предложенного Д. Г. Пановым) весьма условно.

Оледенение Антарктиды настолько интенсивно, что лед не умещается на суше, переливается в море и образует ледяные плавучие языки и шельфовые льды. На восточном берегу Земли Виктории между 75 и 77° ю. ш. на протяжении 220 км насчитывается шесть плавучих ледяных языков. О ледниках Мерца и Нинниса уже упоминалось.

Шельфовые ледники обнаружены сейчас в 52 районах Антарктиды и их суммарная площадь составляет более 1,5 млн. км^2 (Буйницкий). Самый крупный — ледник Росса, заполняющий южную часть одноименного моря в виде ледяного плато с плоской поверхностью. Плато обрывается к морю отвесной стеной высотою 30—40 м, местами 75 м. Длина ледника по северной окраине 950 км, ширина с севера на юг 830 км, площадь 540 тыс. км^2. Южная часть моря Уэдделла заполнена шельфовым ледником Ласситера (или Фильхнера) размером в 330 тыс. км^2 (не считая площади вкрапленного в ледник большого острова) (Bentley e. a.,1960). К числу крупнейших шельфовых ледников относятся также: ледник Ларсена, протянувшийся на 1046 км вдоль восточных берегов Земли Грейама (от 63°45′ до 73° ю. ш.), при ширине от 16 до 160 км (Mason, 1950) и общей площади не менее 103 тыс. км^2; ледник Шеклтона (площадь 34 тыс. км^2); ледник Эймери (63 тыс. км^2); Западный шельфовый лед (32 тыс. км^2).

Сейсмическое зондирование ледникового щита показало, что сплошной материковый покров под своей периферической частью погребает многие острова, проливы и, вероятно, целые архипелаги (см., например, рис. 143). В связи с этим выделение области островного оледенения из области материкового

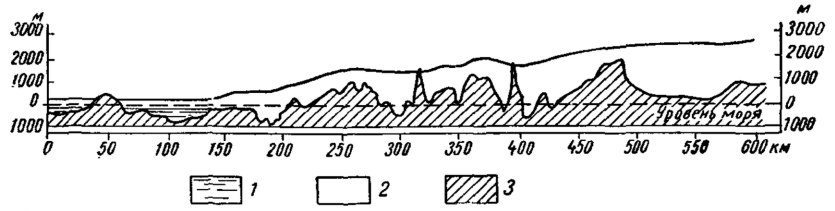

Рис. 143. Профиль ледникового щита в районе ст. Модхейм:
1 — вода; *2* — лед; *3* — суша

покрова носит отчасти формальный характер: речь идет, очевидно, об оледенении островов, отделенных от материка пространствами открытой воды или морскими льдами.

Такие острова, непосредственно примыкающие к материку, заняты обычно островным льдом. На островах с хорошо расчлененным рельефом ледниковые шапки заменяются нагорными льдами, ледниками плато. На Южных Оркнейских островах — сетчатое оледенение и (в прибрежной полосе) ледники стрэндфлета. Гористый остров Южная Георгия на 58% площади покрыт льдом, климат здесь холодный, влажный, осадков 140 см/год (Smith, 1960), снеговая граница на высоте 500—300 м, сетчатое оледенение. Покрыты льдом наиболее высокие вулканические конусы и вулканические плато на Южных Сандвичевых островах. Остров Кергелен несет ледяную шапку в 700—1000 км^2 (снеговая линия — на уровне 500—650 м). В центральной части о. Херд — значительное оледенение. Остров Бувэ, где высота снеговой линии 100—200 м, почти целиком покрыт ледяной шапкой. Ледники имеются также на Южных Шетландских островах, островах Принца Эдуарда, Крозе, Марион и некоторых других.

181. Общие размеры современного оледенения Земли. Цифровые данные о размерах площадей, занятых ледниками в разных странах, сведены в табл. 47.

Свыше 15,5 млн. км^2 поверхности суши земного шара (т. е. более одной десятой части ее) покрыто льдом и вечным снегом. Объем льда во всех ледниках на Земле достигает 26 660 тыс. км^3; если этот лед растает, уровень Мирового океана поднимется на 66,3 м*. Легко подсчитать, что если бы весь объем ледников распределить равномерно по суше, то последняя оказалась бы покрытой слоем льда толщиною в 182 м.

Естественно, что вычисления объема льдов у разных авторов расходятся, поскольку не совпадают представления о площади оледенения и о мощности ледников. По А. Кайё

* «Природа», № 4, 1962.

Таблица 47

Современное оледенение земного шара

Район	Площадь ледников в км²	Район	Площадь ледников в км²
Арктика		Тянь-Шань и Памир	20 375
Гренландия	1 802 600	Гиндукуш, Каракорум и Гималаи	57 285
Канадский архипелаг		Тибетское нагорье	32 150
Шпицберген	155 000		
Ян-Майен	58 000		114 147
Исландия	117		
Новая Земля	11 785	Сев. Америка	
Земля Франца-Иосифа	23 900	Аляска	52 000
Северная Земля	14 360	Континентальная Канада	15 000
Прочие острова Арктики	16 908	США и Мексика	661
	768		
	2 083 438		67 661
Европа		Южн. Америка	25 000
Пиренеи	30	Африка	23
Альпы	3 600	Океания	
Скандинавия	5 000	Новая Гвинея	15
Урал	25	Новая Зеландия	1 000
	8 655		1 015
Азия		Антарктика	
Кавказ	1 800	Антарктида	13 200 000
Сибирь	477	Острова	4 000
Коряцкое нагорье	180		
Камчатка	866		13 204 000
Алтай и Саяны	914		
Иран и М. Азия	100		15 503 939

(Tricart et Cailleux, 1953, стр. 366), объем льдов в земных ледниках составляет 35,5 млн. км³, что отвечает слою воды в океане в 90 м (или, после изостатического выравнивания, 60 м); А. Бауэр (1961) называет цифру 32,3 млн. км³ льда, или 29,1 млн. км³ воды (количество, способное повысить уровень океана на 81 м). До Международного геофизического года аналогичные подсчеты приводили к более скромным результатам. Р. Флинт (1957, стр. 53) оценивал объем всех современных ледников в 24 млн. км³, а Г. Гесс (Hess, 1933) — только в 18 млн. м³.

Для сравнения приводим подсчеты площади оледенения, выполненные некоторыми другими авторами (см. табл. 48).

Таблица 48

Оледенение земного шара, по подсчетам прежних авторов

Район*	Площадь ледников в км²			
	по Гессу (1933)	по Клебельсбергу (1948—1949)	по Флинту (1957)	по Чарлзворту (1957)
Арктика	2 143 200	1 964 500	2 030 388	1 866 955
Европа	8 840	8 640	8 613	9 180
Азия	100 000	39 860	127 083	100 000
Африка	20	24	30	20
Сев. Америка . . .	80 000	59 005	77 009	90 000
Южн. Америка . . .	25 000	12 000	25 000	25 000
Океания	1 000	1 015	1 015	1 015
Антарктика	13 003 000	13 504 000	12 653 000	13 104 000
Итого (округленно)	15 360 000	15 600 000	14 975 000	15 200 000

* Группировка стран по районам и материкам произведена нами в целях унификации по тому же принципу, что и в табл. 47 (так, Кавказ отнесен к Азии, тогда как Р. Флинт, Г. Гесс и Р. Клебельсберг относят его к Европе; полярные страны выделены).

ГЛАВА XV

ЧЕЛОВЕК И ЛЕДНИКИ

Изучение ледников, помимо познавательного значения, имеет и практический интерес. Ныне ледники занимают 10% поверхности суши, а в эпоху максимального оледенения в плейстоцене они покрывали более 45 млн. км², т. е. 30% площади современной суши. Человек, появившийся на Земле около 1 млн. лет назад, уже на заре своего существования вынужден был считаться с соседством огромных масс льда. В мустьерскую и мадленскую эпохи палеолита холод загонял его в пещеры и, возможно, был причиной открытия живительных свойств огня и изобретения одежды. Да и сейчас значительная часть населения земного шара живет в соседстве с живыми ледниками либо в ландшафтах, созданных древними ледниковыми покровами. Моренные пески и глины — это та почва, на которой здесь сеет свой хлеб земледелец; его плуг натыкается на камни, принесенные ледником. Ледниковые наносы служат материалом для строительства зданий и путей сообщения, сырьем для керамической и стекольной промышленности. Наступание и отступание ледников уничтожает и создает территории, пригодные для хозяйственного освоения; вместе с тем эти колебания делают ледники своеобразными «климатографами» — чувствительными приборами, созданными самой природой для регистрации изменений климата. Ледники бывают виновниками катастроф, наносящих большой ущерб. Наконец, ледники представляют собой огромные фонды «твердой влаги».

Ниже рассматриваются некоторые стороны влияния ледников на жизнь и хозяйственную деятельность человека.

182. Ледники как фонды влаги. Известно, что прямым следствием абляции ледника является образование реки, режим которой, очевидно, самым тесным образом связан с балансом вещества в леднике. Реки используются для выработки электрической энергии, как источники воды для бытовых и

технических нужд и орошения земель, как пути сообщения и лесосплава и т. п. Следовательно, поведение ледника, из которого река вытекает, неизбежно отражается (через поведение реки) на всех этих сторонах хозяйственной деятельности человека.

Проблема многолетнего гидрологического прогноза для рек ледникового питания неотделима от познания колебаний ледников. Сток с ледника пропорционален полезной (в смысле абляции) площади. Если главная роль в колебаниях ледников принадлежит изменению условий их питания в фирновых бассейнах (без особых перемен в интенсивности таяния ледниковых языков), тогда при наступании ледников, когда площадь абляции увеличивается, должна возрастать и водоносность рек. При сокращении ледников происходит обратное. Если же условия питания ледника не меняются или меняются медленно, а ход абляции изобилует резкими колебаниями, тогда картина будет иная: с потеплением климата ледники отступают, и сток речной увеличивается; при ослаблении абляции ледники наступают, и сток уменьшается, так как падение температуры возмещает увеличение площади приложения абляции.

При энергичном отступании ледников под действием преобладающей абляции водоносность рек не может увеличиваться безгранично; в известный момент обнаружится перелом, после которого расход реки, несмотря на продолжающееся сокращение ледника, заметно снизится, так как новые участки абляции, образовавшиеся с повышением фирновой границы, окажутся менее ценными по своей водности, чем те, которые уже растаяли. При полном исчезновении ледника река потеряет всю ту долю своего питания, какая приходилась за счет таяния ледника. Так, в верховьях Кубани эта потеря составит 30—50% годового стока, в верховьях Терека — от 25 до 37% (Давыдов, 1955, стр. 248), в разных реках Наньшаня — от 1,6 до 81,8% (Kikolski, 1959), в Заилийском Алатау она в среднем 7% (Пальгов, 1958, стр. 297).

Режим рек, вытекающих из ледников, имеет особенно большое значение для наших среднеазиатских республик и Закавказья, где земледелие основано в значительной мере на искусственном орошении. Правильный учет водного хозяйства (следовательно, и учет характера колебаний ледников) — необходимая предпосылка для рационального планирования посевов ценных технических культур (хлопчатника и др.).

В засушливых районах размеры посевных площадей зависят от имеющихся возможностей полива земель. Если вода на орошение получается из рек ледникового питания, возникает соблазн «заставить» ледники сильнее таять, давать больше воды, что позволит расширить площади, отводимые под сель-

скохозяйственные растения. Иными словами, возникает проблема искусственного повышения абляции ледников.

О. Соссюр (1765) рассказывает, что женщины долины Шамони для ускорения таяния снегов весной на своих полях (следовательно, для удлинения вегетационного периода) «сеяли» в снег черную землю: снег, загрязненный тонким слоем земли, таял быстро, и это позволяло приступать к полевым работам на 2—3 недели раньше, чем в том случае, если бы снег стаял сам собой.

Поскольку ведущая роль в таянии ледников принадлежит радиации, то вопрос об усилении таяния сводится к проблеме усиления радиации — прямого (что невозможно) или косвенного — путем уменьшения альбедо льда и снега, что, как показал опыт швейцарских горцев, вполне возможно.

Прием, позволяющий ускорить таяние уменьшением альбедо, Н. Т. Черниговский называет «радиационным методом ускорения таяния льда». Суть его заключается в запылении поверхности снега и льда тонким (размер частиц не более 5 мм), а лучше порошкообразным материалом темного цвета — угольной пылью, молотым шлаком, сажей, черным шиферным песком и т. п. На площадку 20×20 м надо около 50 кг пыли (Черниговский, 1951, стр. 127). На высокогорном водохранилище Миура японские исследователи, затрачивая 10 т сажи на 1 км^2, добились снижения альбедо снега с 70% до 4%. Если слой пыли тонкий, то к механизму уменьшения альбедо добавляется и сопряженный с ним механизм обогревания льда самой пылью, которая поглощает тепло полнее, чем лед.

Г. А. Авсюк в 1950 г. поставил опыты по исскуственному усилению таяния на ледниках Карабаткак и Ашутор (северный склон Терскей-Алатау, верховья р. Чон-Кызыл-Су). В качестве «запылителей» испытывались каменноугольная пыль и лёсс. Первая оказалась лучше. Для получения очень тонкого (в доли миллиметра) слоя запылителя надо затратить 5 т угольной пыли на 1 км^2 поверхности ледника. Этот слой повышает таяние ледникового льда в 1—1,35 раза, свежего фирна и снега — в 3—6,5 раза, старого фирна — в 1,4—2,9 раза. Следовательно, наименьший эффект достигается при запылении ледникового льда. Вывод: наибольший результат запыления для всего ледника в целом должен быть в весенние месяцы, когда на леднике всюду еще много снега. Г. А. Авсюк (1953, стр. 35—42), сделав подсчеты возможных результатов таяния ледников при их искусственном запылении, считает, что этим способом можно увеличить сток с ледника до 54% его годовой величины.

В районе Хами (восточная часть Синьцзяна) на один из крупных ледников Тянь-Шаня китайские гляциологи в тече-

ние месяца высеяли с самолета 70 т угольной пыли*. Это вызвало дополнительное таяние 1250 тысяч м³ льда, и на орошение полей получилось больше воды, чем обычно. Подобные опыты представляют известный интерес. Однако применять к ледникам метод искусственного увеличения таяния вряд ли целесообразно. Если не думать о будущем, можно, конечно, ускоренно расплавлять ледники. Но когда в горах, примыкающих к засушливым областям, ледники исчезнут вследствие нарушения человеком естественного баланса влаги в них, резко уменьшится и водоносность рек.

Зато искусственное усиление таяния морских льдов и айсбергов, а также сезонного снежного покрова имеет теоретически положительные перспективы: в первом случае оно будет способствовать безопасности плавания и удлинению навигационного периода**, во втором — удлинению периода вегетации и поддержанию равномерного уровня воды в реках. Существенно, что при этом «основной капитал» влаги на данной территории не затрагивается: снежный покров восстанавливается полностью ежегодно.

Дело экономистов — подсчитать, насколько рентабельными могут оказаться подобные мероприятия.

В очень небольших количествах лед ледников употребляется в промышленности. Так, недавно еще в Мексике ледники Икстасихуатля использовались для пивоваренных заводов. От ледника отпиливали куски льда по 50 кг, обертывали травой, грузили на мулов и вывозили таким путем до 2200 т ежегодно. В сущности это привело к «отступанию» ледника.

183. Нашествия льдов. Наступание ледников может быть причиной серьезных бедствий. Наступающие ледники, низко спускаясь в долины, вторгаются в леса, на поля, разрушают строения и целые деревни. Так, ледник Горнер в периоды активных подвижек с 1798 по 1858 г. опрокинул 44 шале. Деревня Сен-Жан де Пертюи к югу от Монблана, перекрытая льдом в 1600 г., до сих пор покоится в развалинах под ледником Бренва. В долине Шамони близ деревни Аржантьер в средние века разрабатывались серебряные рудники, а сейчас они погребены подо льдом.

Наступающие ледники редко продвигаются более 10 см/сутки, но известно немало случаев (см. § 122), когда скорость такого нашествия 20—130 м/сутки. В 1895 г. безымянный ледник на северо-западной стороне Каскадного перевала (48°21′ с. ш., 121°03′ з. д.) наступал настолько стремительно, что похоронил под 15-метровым слоем льда вход в

---

* «Известия» от 9 февраля 1961 г.

** Искусственное расплавление льда Ледовитого океана привело бы к столь значительному потеплению Арктики, что ледяной покров здесь не мог бы появиться вновь (Будыко, 1962).

имеющийся здесь туннель. В 1903 г. быстрое наступание ледника Иенгутса (район долины Хунзы, Каракорум) в течение 8 дней привело к разрушению мельниц, посевов и оросительных каналов. Наступание Гриндельвальдских ледников (в Альпах) в 1719 г. шло настолько быстро, что перепуганные жители обратились к властям с просьбой принять меры, чтобы заставить ледники уйти обратно; после такой петиции ледники (убоявшись, очевидно, властей!) отступили.

На Аляске ледники служат серьезной угрозой железнодорожным линиям. В 1906—1910 гг. была построена железная дорога протяженностью 320 км, чтобы соединить рудники Кеннекот в горах Врангеля с портом Кордовой. Через прибрежные горы дорога шла по реке Коппер, которая перед впадением в море струится в длинном и узком каньоне. Недалеко от устья на участке в 50 км к реке под прямым углом с гор спускаются пять ледников: 4 на правом берегу (Чайлдс, Гриннелл, Аллен и Хени) и один — на левом (Майлс). Чайлдс (длиною 15—19 км) обращен к реке фронтом шириною 5,5 км, Аллен (длина 28—32 км) имеет по фронту 9 км, а Майлс — 10 км. Железная дорога, идущая вдоль реки, в двух местах проложена по мертвым льдам: на протяжении 0,5 км по концу ледника Гриннелл, засыпанному мореной и поросшему густым кустарником (ольха и др.), и на протяжении 9 км — по концу ледника Аллен. Около края ледника Хени железная дорога проходила местами вплотную. Один отрезок дороги был проложен прямо между ледниками Майлс и Чайлдс и пересекал реку по стальному четырехпролетному мосту длиною свыше 300 м.

Особенно серьезная опасность нависла над дорогой, когда в 1909—1910 гг. начали наступать ледники Майлс и Чайлдс и расстояние между ними и мостом стало сокращаться. В июне 1911 г. ледник Чайлдс был всего в 450 м от моста, а ледник Майлс в 1910 г.— в 2865 м. Наиболее угрожающим был Чайлдс, который надвигался по 1,22 м ежедневно. По счастью, наступание обоих ледников прекратилось в 1912 г. Удачей было и то, что наступание ледника Гриннелл (1909—1911) не затронуло его мертвой части, по которой проложена железная дорога.

В 1930-х годах, когда Кеннекотские рудники истощились, железную дорогу забросили и даже увезли часть рельсов. Но мост остался. С 1956 г. тут начались работы, связанные с сооружением автострады по трассе прежней железной дороги.

184. Ледниковые катастрофы. К ледниковым катастрофам относятся прежде всего обвалы ледников, или ледниковые лавины, называемые также завалами. Некоторые их примеры приведены в § 110. Чаще всего обрываются концы висячих

ледников, когда на своем пути (при наступании) они встречают крутой уступ или когда в горах случается землетрясение. В 1948 г. рухнула нижняя часть ледника Каутц на горе Рейнир; около 38 млн. м^3 обломочного материала (галечника, валунов, глины) засыпало на площади около 3 км^2 покрытое лесом дно каньона и погубило взрослые деревья, прекратив доступ воздуха к их корням.

Катастрофический характер носит и неожиданное опорожнение скоплений воды, созданных ледником. Резервуары воды могут образоваться и внутри самого ледника (в его внутренних полостях), но чаще всего они представляют собой плотинные озера разных размеров и разного происхождения: ледник боковой долины, наступая, выдвигается в главную долину, перегораживает ее поперек на манер ледяной задвижки и подпруживает реку в этой долине; такой же результат получается, когда надвигание ледника в главной долине приводит к закупориванию выходов воды из боковых долин; медленно отступающий ледник блокирует дренаж из быстрее отступающего ледника, с которым он был объединен у своего конца; при деградации оледенения притоки ледника отрываются от него, и между концом притока и краем главного ледника скопляются талые воды, если для них нет какого-нибудь постоянного канала стока; плотинные озера образуются иногда позади возрожденного ледника — у подножия скалистого уступа, питающего его ледяными обвалами.

Плотинные озера, подпруженные конечными моренами, осушаются обычно медленно, и это явление не относится к катастрофическим. Однако бывают исключения. В 1941 г. интенсивное таяние ледников Белой Кордильеры (в Перу) вызвало увеличение размеров озер, подпруженных моренами, и прорвалось ледниковое озеро Палькакоча в верховьях долины Коуп (Kinzl, 1949)*. Воды спущенного озера уничтожили большую часть города Уарас, разрушили мосты, дороги. Погибло около 6000 человек. Это, пожалуй, самая страшная ледниковая катастрофа за историческое время, если не считать наводнений, вызванных в XVII в. деятельностью покрытых льдами вулканов Эквадора.

Плотинные озера, созданные ледяной подпрудой, дренируются либо переливанием воды через поверхность ледника, либо просачиванием по трещинам и сквозь «зазоры» между телом ледника и его неровным ложем.

Если уровень воды в озере достигнет 0,9 толщины ледника, ледяной барьер всплывает, и вода из озера проходит под ледником. Так как вода теплее льда, она, расплавляя лед, расширяет канал своего стока. О. Листёль (1956, стр. 124) подсчитал, что если температура воды всего

---

* В немецком тексте статьи (стр. 15) сказано, что это произошло «13 März», а в испанском резюме (стр. 28) — «el 13 diciembre».

+1° и если через ледяную плотину просачивается 0,1 м³ воды в секунду, то эта вода в состоянии расплавить

$$V = \frac{1,0 \times 0,1}{80 \times 0,9} \text{ м}^3/\text{сек},$$

т. е. свыше 100 м³ за 24 часа.

Прорывы ледниковых озер происходят в Альпах, Скандинавии, Исландии, Гималаях, Каракоруме, Тянь-Шане, Аляске, Гренландии и в других ледниковых районах. О прорывах озера Мерцбахера на Иныльчеке мы уже рассказывали. Озеро Мерьелен на Алечском леднике в последнее время прорывалось в 1939 и 1947 гг.; вся его вода проходила сквозь ледник по трещинам в долину Роны. Известно своими катастрофическими спусками озеро Деммевант, подпруженное ледником Рембесдальскоки, вытекающим из ледяного поля Хардангер (Норвегия). Небольшие наводнения оно вызывает ежегодно в конце августа, и такие «паводки» длятся 2—3 недели. Но, например, в 1893 г. наводнение прошло за 24 часа, а в 1937 г. при быстром отступании ледника озеро полностью опорожнилось за $3^1/_2$ часа. Чтобы избежать подобных катастроф, во льду дважды (1899 и 1938) пробивали туннели. Первый туннель значительно (на 20 м) снизил уровень озера, но в 1937 г. был разрушен. После 1938 г. в связи с постройкой другого туннеля наводнения из озера прекратились (Liestöl, 1956).

Ледник долины Шайока образует подпрудное озеро площадью 65 км², глубиною до 122 м; прорываясь, оно порождает волну высотою до 26 м, которая распространяется со скоростью 22 км/час и переносит каменные глыбы размером до 15 м³ (Charlesworth, 1957, стр. 453). Многие и другие ледники Каракорума образуют плотинные озера. Ледники эти справедливо называются «угрожающими» (threatening): они простирают свое грозное влияние далеко от своего местоположения, в сравнительно густо населенные районы по Инду.

В вулканических районах ледниковые наводнения обусловлены быстрым таянием снегов и льдов под влиянием вулканического тепла. Самыми разрушительными считаются исландские «иокульхлауп» (см. § 110).

Во внутреннем кратере вулкана Руапеху (Новая Зеландия) имеется теплое озеро, берега которого, сложенные застывшей лавой, в одном месте состоят из пепла и фирна. В декабре 1953 г. это слабое место было прорвано. Вода хлынула из кратера по небольшому леднику на юго-восточном склоне, вытекающая из ледника река Уонгаэху превратилась в бешеный поток, который разрушил железнодорожное полотно и повредил мост, что вызвало крушение экспресса Вел-

лингтон — Окленд и гибель при этом 150 человек (Odell, 1955).

Очень мешают судоходству и могут привести к тяжелой аварии айсберги. При отламывании айсбергов в море возникают огромные волны, подчас опустошительно действующие на берега. Так, при «отёле» ледника Ринк (Гренландия) наблюдались волны до 30 м высоты и 300 м длины (Э. Зорге). Ледник Якобсхавн дает самые высокие айсберги и производит их около 1350 ежегодно. Столкновение с крупными айсбергами было причиной гибели многих судов — например, американского судна «Вильям Броун» на пути из Англии в Филадельфию (1841 г., 70 жертв), огромного английского пассажирского корабля «Титаник» на пути в Нью-Йорк (1912 г., 1517 жертв), датского судна «Ханс Хедтофт» на пути из Гренландии в Копенгаген (1959 г., 95 жертв) и др.

185. Ледники и война. В горных странах ледники издавна служили для мирных сношений между людьми: через занятые льдом перевалы пролегают нередко пешеходные тропы и караванные пути. Но в первую мировую войну на австрийско-итальянском фронте ледники стали ареной боевых действий: здесь закладывались траншеи, устраивались искусственные ледяные пещеры, служившие складами и убежищами, строились туннели. На массиве Ортлер на высотах более 2900 м было прокопано около 11 км туннелей. Большинство туннелей окаймляло головы ледников, примыкая к крутым стенкам цирков, но самый большой туннель, построенный итальянцами, был пробит прямо через среднее течение ледника Зебру неподалеку от ледопада.

Во время второй мировой войны вершины ледниковых куполов в Арктике служили иногда военными аэродромами. Некоторые американские экспедиции в Антарктику (в частности, под руководством Р. Бэрда в 1939—1941 гг.) носили характер военных маневров, с участием военных кораблей, подводных лодок и самолетов, в целях испытания различных видов снаряжения и вооружения в полярных условиях; в экспедиции 1946—1947 гг. приняло участие около 4000 человек на 13 военных кораблях.

186. Проект захоронения радиоактивных отходов. Медленность движения материковых льдов навела некоторых гляциологов на мысль, что ледниковые щиты Гренландии и Антарктиды могут служить местом захоронения вредных для человечества радиоактивных продуктов, возникающих побочно при производстве ядерной энергии. Эти продукты, собранные предварительно в специальные контейнеры, должны быть распылены с воздуха над самыми возвышенными районами ледниковых щитов. Отсутствие здесь воды в жидком виде (по причине постоянных морозов) предохранит радиоак-

тивные продукты от выноса их водными потоками. Выпавший снег быстро похоронит радиоактивные вещества, а к краю ледникового щита они будут двигаться настолько медленно, что за время продвижения утеряют свою радиоактивность.

По мнению Б. Филберта (1958), время «хранения» этих продуктов во льдах Гренландии или Антарктиды (пока они не подойдут к окраине щита) не менее 30 тыс. лет. Останутся радиоактивными лишь немногие вещества с большим периодом полураспада, но и они, будучи отложены ледниками в море, покроются там донными осадками и не смогут образовать высоких концентраций в самой воде.

Предложение Б. Филберта не выдерживает ни малейшей критики. Ведь искусственное заражение полярных ледников навсегда закроет путь к их хозяйственному освоению, которое сейчас, правда, не очень актуально, но в будущем может приобрести большое значение. К тому же через 30 тыс. лет, когда ледники «пропитаются» радиоактивными веществами по всему своему диаметру, они станут огромными (площадью около 15 млн. км^2) очагами страшной и постоянной угрозы для человечества, так как «гарантия» захоронения опасных веществ в море донными осадками существует только в воображении автора проекта. Доказано, что никакой водный бассейн (даже глубокие океанические впадины), вследствие неизбежности циркуляции воды в нем, не может служить местом погребения радиоактивных отходов. Таким местом могут стать только глубокие шахты в земле.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянов В. Г. Природа Центральной Антарктиды (автореф.). Изд-во Ленингр. ун-та, 1961.

Авсюк Г. А. О некоторых вопросах гляциологии. «Пробл. физ. геогр.», XIII, 1948.

Авсюк Г. А. Определение поверхностных скоростей движения ледника методами наземной стереофотограмметрии. «Изв. АН Казах. ССР, сер. геогр.», вып. 1, 1948а.

Авсюк Г. А. Ледники плоских вершин. «Тр. Ин-та геогр.», вып. 45, 1950а.

Авсюк Г. А. Ледники горного узла Хан-Тенгри — Иныльчек и Семенова. «Тр. Ин-та геогр.», вып. 45, 1950б.

Авсюк Г. А. Некоторые данные об оледенении и орографии горного массива Ак-Шийряк. «Тр. Ин-та геогр.», вып. 49, 1952.

Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников. «Тр. Ин-та геогр.», вып. 56, 1953.

Авсюк Г. А. Измерение температур льда ледника Карабаткак. «Тр. Ин-та геогр.», вып. 60, 1954.

Авсюк Г. А. Температурное состояние ледников. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 1, 1955.

Авсюк Г. А. Температура льда в ледниках. «Тр. Ин-та геогр.», вып. 67, 1956.

Авсюк Г. А. Современная изученность ледников Советской Арктики. Пробл. Севера, вып. 3, 1959.

Авсюк Г. А. Гляциологические исследования в период Международного геофизического года 1957—1958—1959 гг. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 5, 1960.

Аккуратов В. Н. Генетическая классификация лавин. «Тр. Эльбр. высокогорн. компл. эксп.», т. I. Нальчик, 1959.

Алешков А. Н. Гора Сабля и ее ледники. «Тр. ледн. эксп. Ком. СССР по провед. II Межд. полярн. года», вып. IV, 1935а.

Алешков А. Н. В северной части Приполярного Урала. «Тр. ледн. эксп. Ком. СССР по провед. II Межд. полярн. года», вып. IV, 1935б.

Альманн Х. В. Норвежские поселения в западной Гренландии во времена викингов и в средние века. «Изв. Всес. геогр. об-ва», т. 93, вып. 2, 1961.

Альтберг В. К. Результаты опытов определения толщины ледника эхолотом. Исслед. ледников СССР, вып. 2—3, 1935.

Альтберг В. К. Движение ледника Башкара. «Тр. ледн. эксп. Ком. СССР по провед. II Межд. полярн. года», вып. V, 1936.
Анисимов М. И. Снег и снежные обвалы. М., 1958.
Антарктика, Ч. I. Г. М. Таубер. Основные черты климата и погоды; ч. II. Ю. В. Макаров. Основные черты гидрологического режима антарктических вод. Л., Гидрометеоиздат, 1956.
Антарктика. Материалы по истории исследования и по физической географии. М., Географгиз, 1958.
Базанов Л. Д. Опыт колонкового бурения на ледниках Земли Франца-Иосифа. Иссл. ледников и ледн. районов, вып. 1, Изд-во АН СССР, 1961.
Барвенко Н. Я. Новые данные о движении и пространственном состоянии ледника Центрального Туюксуйского. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 4, 1959.
Барвенко Н. Я. Поверхностное движение льда на леднике Центральном Туюксуйском в хребте Заилийский Алатау. «Тез. докл. II научн. конф. Отд. геогр. АН Казах. ССР». Алма-Ата, 1961.
Бардин В. И. Новый взгляд на природу ледникового языка Нинниса. «Информ. бюлл. Сов. Антаркт. эксп.», № 20, 1960.
Берзон И. С., Боканенко Л. И. и Исаев В. С. Сейсмические исследования на леднике Туюксу. Изд-во АН СССР, 1959.
Берзон И. С., Пак В. А., Яковлев В. Н. Сейсмическое зондирование ледника Федченко. В кн.: «Гляциол, эксп. на ледник Федченко». Ташкент, 1960.
Берзон И. С., Пак В. А. и Яковлев В. Н. Строение ледника Федченко по геофизическим данным (рукопись), 1961.
Берман Л. Л. Современное оледенение верховьев р. Индигирки. «Вопр. геогр.», сб. 4, 1947.
Боголепов М. А. Периодические возмущения климата. М., 1928.
Богословский В. Н. Температурный режим и движение Антарктического ледникового покрова. В кн.: «Сов. Антаркт. эксп.», т. 10, 1960а.
Богословский В. Н. Температурный режим поверхностных слоев ледникового покрова Антарктиды. В кн.: «Сов. Антаркт. эксп.», т. 10, 1960б.
Богословский В. Н. Нестационарный динамический и температурный режим Антарктического ледника (рукопись), 1961.
Боканенко Л. И., Исаев В. С. Предварительные результаты определения мощности льдов Эльбруса сейсмическим методом. В кн.: «Информ. сб. о работах по Межд. геофиз. году»,, № 5. Изд-во Моск. ун-та, 1960.
Бондарев Л. Г. Ледник Колпаковского. В кн.: «Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции». Гляциология, 1. Фрунзе, 1958.
Бондарев Л. Г. Очерки по оледенению массива Акшийряк. Фрунзе, 1963.
Боровинский Б. А. Опыт определения скоростей движения льда в толще ледника геофизическими методами. «Вестн. АН Казах. ССР», № 12, 1957.
Боровинский Б. А. Электроразведочные работы на морене Малоалматинских ледников. В кн.: «Гляциол. иссл. в период Межд. геофиз. года. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. 1. Алма-Ата, 1961.
Боровинский Б. А. и Макаревич К. Г. Применение электрометрии при изучении движения ледников. «Вест. АН Казах. ССР», № 7, 1959.
Брюханов А. В., Заитов И. Р., Лаппо И. А. О содержании и условных знаках крупномасштабных карт ледников. «Информ. сб о работах геогр. фак. Моск. ун-та по Межд. геофиз. году», № 1. 1958.

Бугаев В. А. Температура атмосферы в Центральной Антарктиде. «Природа», № 5, 1962.
Будыко М. И. Полярные льды и климат. «Изв. АН СССР, сер. геогр», № 6, 1962.
Буйницкий В. Х. Антарктическая конвергенция как физико-географическая граница Антарктики. «Вестн. Ленингр. ун-та», № 24, 1956.
Буйницкий В. Х. Морские воды и льды Антарктики. В кн.: «Антарктика». М., Геогр. об-во СССР, 1958.
Буйницкий В. Х. Объем и баланс вещества в ледниковом щите Антарктиды. «Вестн. Ленингр. ун-та», № 24, 1960.
Бут И. В. О соответствии между общей циркуляцией атмосферы и современным распределением ледников в северном полушарии. «Информ. сб. о работах по Межд. геофиз. году», № 9. Изд-во Моск. ун-та, 1962.
Важнов А. И. К расчету высоты сезонной снеговой линии на горном водосборе. «Метеорология и гидрология», № 4, 1956.
Ванеева О. В. Черты гидрометеорологического режима ледника Караугом. «Тр. ледн. эксп. II Межд. полярн. года», вып. V, 1936.
Варданянц Л. А. Метеорологический фактор в развитии оледенения. «Изв. Русск. геогр. об-ва», вып. 4, 1935.
Васьковский А. П. Горная группа Чен и ее ледники. «Колыма», № 12, 1954.
Васьковский А. П. Размеры современного оледенения на Северо-Востоке СССР. «Колыма», № 10, 1955.
Вейнберг Б. П. О внутреннем трении льда. Спб., 1906.
Вейнберг Б. П. Снег, иней, град, лед и ледники, изд. 2. М.—Л., 1936.
Вейнберг Б. П. Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда. М. — Л., 1940.
Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. II., ч. I., вып. I. История природных вод. Л., 1933а.
Вернадский В. И. Об областях охлаждения в земной коре. «Зап. Гос. гидрол. ин-та», 10, 1933б.
Вилесов Е. Н. и Шабанов П. Ф. Из опыта бурения на высокогорных ледниках. В кн.: «Гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. 1. Алма-Ата, 1961.
Владимиров О. К. и Чернигов В. А. Опыт использования ослабления гамма-лучей для определения плотности льда и снега в условиях Антарктиды. Атомная энергия, т. 4, вып. 5, 1958.
Войтковский К. Ф. Пластический прогиб ледяных балок. «Докл. АН СССР», т. 110, № 3, 1956.
Войтковский К. Ф. Экспериментальные исследования пластических свойств льда. В кн.: «Сезонное промерзание грунтов и применение льда для строительных целей». М., 1957.
Войтковский К. Ф. Механические свойства льда. М., 1960.
Вопросы изучения снега и использования его в народном хозяйстве. М., 1955.
Вялов О. С. О связи направления движения материкового льда Антарктиды с ее геологическим строением. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол.», т. 34, вып. 1, 1959.
Вялов С. С. 1958 см. Vialov S. 1958.
Вялов С. С. Закономерности деформирования льда (тез. докл.) В кн.: «Мат-лы рабочей группы по гляциол. СССР Межвед. ком-та Межд. геофиз. года». М., 1959.
Вялов С. С. Закономерности деформирования льда. В кн.: «Сов. Антаркт. эксп.», т. 10, 1960а.
Вялов С. С. К теории вязко-пластичного течения ледниковых покровов. В кн.: «Сов. Антаркт. эксп.», т. 10, 1960б.

Вялов С. С. О динамике ледникового покрова Антарктиды. В кн.: «XIX Межд. геогр. конгресс в Стокгольме». М., 1961.
Вялов С. С., Чернигов В. А. Опыт измерения скорости раскрытия трещины в леднике. В кн.: «Сов. Антаркт. эксп.», т. 10, 1960.
Гейброк В. О результатах научной поездки по Центральному Кавказу. «Изв. Русск. геогр. об-ва», вып. 6, 1937.
Гесс Г. О связи между слоистостью фирна и полосчатостью ледников. «Изв. Русск. геогр. об-ва», вып. 1, 1903.
Гинцбург М. А. Определение толщины слоя льда радиолокационным методом. «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», № 6, 1960.
Глазовская М. А. Эоловые мелкоземистые накопления на ледниках хребта Терской-Алатау. «Гр. Ин-та геогр.», вып. 49, 1952.
Гляциологическая экспедиция на ледник Федченко (предварит. результаты исследований). Ташкент, 1960.
Гляциологические исследования в период Межд. геофиз. года. Заилийский и Джунгарский Алатау, вып. I. Алма-Ата, 1961; вып. II. Алма-Ата, 1962.
Гляциология Алтая (ред. М. В. Тронов), вып. 1 и 2. Томск, 1962.
Гляциология Антарктики, Иностр. лит. об Антарктике. Ч. 1, вып. 9. М., 1958.
Гордон С. М. Применение теодолита для определения высоты сезонной снеговой линии в горах. «Метеорология и гидрология», № 4. 1956.
Граве Н. А. Географическое распределение крупных масс подземных льдов области вечной мерзлоты и их изученность. «Мат-лы совещ. изуч. снега и льда», 1951.
Гренландия. Сб. ст. М., Изд-во иностр. лит., 1953.
Громов Л. Остров Врангеля. Магадан, 1961.
Гросвальд М. Г. Опыт определеиия высоты линии равновесия аккумуляции и абляции ледникового купола «структурным» методом. «Мат-лы гляциол. иссл.» (сер. «Хроника, обсуждения»), вып. 2, 1961.
Гросвальд М. Г. и Кренке А. Н. Исследование современного оледенения Земли Франца-Иосифа. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 2, 1961.
Гросвальд М. Г. и Кренке А. Н. Вопросы гляциологии Земли Франца-Иосифа. В кн.: «Гляциол. исслед.». Сб. ст., № 6, 1961а.
Грудзинский М. Э. Новые данные о ледниках в верховьях реки Чилик на северном склоне хребта Кунгей-Алатау. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 2, 1957.
Давидович Н. В. О роли наземного сублимационного льда в питании ледникового покрова Новой Земли. В кн.: «Гляциол. исслед.». Сб ст., № 6, 1961.
Давыдов Л. К. Зеравшанский ледник. «Уч. зап. Ленингр. ун-та», т. 152 (сер. геогр. наук, вып. 8), 1952.
Давыдов Л. К. Гидрография СССР. Т. 2. Л., 1955.
Данилин А. И. Радиоактивный снегомер для маршрутных снегосъемок. «Тр. Науч.-исслед. ин-та гидрометеорол. приборостроения», вып. 6, 1958.
Дибнер В. Д. Новые данные о распространении современного оледенения на островах Советской Арктики. В кн.: «Мат-лы по Арктике и Антарктике», вып. 1. Изд. Геогр. об-ва, 1961.
Дмитриева Н. Г. Опыт определения нижней границы снеготаяния в горах. «Тр. Центр. ин-та прогнозов», вып. 27 (54), 1951.
Долгушин Л. Д. Новые данные о современном оледенении Урала. «Вопр. геогр.», сб.15, 1949.
Долгушин Л. Д. Географические наблюдения в Антарктиде (сообщ. 1). «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 1, 1958а.

Долгушин Л. Д. Гляциологические наблюдения в Антарктиде. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 6, 1958б.
Долгушин Л. Д. Современное оледенение Нань-Шаня. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 6, 1959.
Долгушин Л. Д. Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции. «Вопр. физ. геогр. Урала» («Тр. совещ. физ. геогр. Урала 9—10 декабря 1958 г.»), 1960.
Долгушин Л. Д. Основные особенности современного оледенения Центральной Азии по новейшим данным. В кн.: «Мат-лы гляциол. исслед.» (сер. «Хроника, обсуждения»), вып. 1, 1961а.
Долгушин Л. Д. Основные особенности современного оледенения Урала. В кн.: «Мат-лы гляциол. исслед.» (сер. «Хроника, обсуждения»), вып. 1, 1961б.
Долгушин Л. Д. 1961в см. Dolgushin L. 1961в.
Долгушин Л. Д. и Кеммерих А. О. Новые ледники на Урале. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 6, 1957.
Долгушин Л. Д., Втюрин Б. И., Модель Ю. М. и Капица А. П. Предварительные результаты гляциологических исследований Первой советской континентальной экспедиции в Антарктиде. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 2, 1958.
Донченко Е. Д. Современное оледенение Шапшальского хребта. «Информ. сб. о работах по Межд. геофиз. году», № 5. Изд-во Моск. ун-та, 1960.
Донченко Е. Д. Оледенение Шапшальского хребта и его динамика в историческое время. Гляциология Алтая, вып. 2. Томск, 1962.
Доронина Н. А. Вечная мерзлота и ледники. В кн.: «Северная Якутия», гл. 7, «Тр. Аркт. и Антаркт. науч.-исслед. ин-та», т. 236, 1960.
Дорофеев И. Г. Некоторые данные о системе ледника Федченко. В кн.: «Гляциол. эксп. на ледник Федченко». Ташкент. 1960.
Евтеев С. А. О структуре антарктического ледникового покрова. В кн.: «Гляциол, исслед.». Сб. ст., № 5, 1960а.
Евтеев С. А. Определение интенсивности рельефообразующей деятельности ледникового покрова Восточной Антарктиды. В кн.: «Гляциол. исслед.». Сб. ст., № 5, 1960б.
Евтеев С. А. Механизм рельефообразующей деятельности ледникового покрова по наблюдениям в Восточной Антарктиде. «Мат-лы гляциол. исслед.» (сер. «Хроника, обсуждения»), вып. 1, 1961.
Забиров Р. Д. Оледенение горного массива Муз-Кол. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 4, 1955а.
Забиров Р. Д. Оледенение Памира. М., 1955б.
Забиров Р. Д. Оледенение Средней Азии. В кн.: «Работы Тянь-Шаньской физ.-геогр. станции. Гляциология», I. Фрунзе, 1958.
Забиров Р. Д. Современное состояние ледников Средней Азии. «Мат-лы рабочей группы по гляциол. СССР междуведомств. к-та Межд. геофиз. года», 1959.
Забиров Р. Д. Оледенение. В кн.: «Природа Киргизии». Фруизе, 1962.
Забиров Р. Д. и Книжников Ю. Ф. Повторные съемки ледника Кольтор Восточный. В кн.: «Мат-лы гляциол. исслед. Тянь-Шаня», вып. 2, 1960.
Заварицкий А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. «Зап. Росс. минерал. об-ва», ч. 60, № 2, 1931.
Загорская Н. Г. Современное оледенение архипелага Северной Земли. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 6, 1957.
Закиев Х. Я. Циркуляция атмосферы и погода, снежный покров и таяние ледника в горах. «Уч. зап. Ростов-на-Дону пед. ин-та», вып. 1, 1957.

Закиев Х. Я. К вопросу о снеговой границе в горах. «Уч. зап. Ростов-иа-Доиу уи-та», т. 55, вып. 10, 1958.
Закиев Х. Я. О иекоторых особеиностях атм. осадков Вост. Антарктиды. Мат-лы коифер. по итогам Межд. геофиз. года (1960) и метеорол. изучения Аитарктиды (1959). М., 1961.
Заморский А. Д. Атмосфериый лед. М. — Л., 1955.
Зеикова В. А. Ледиики Джунгарского Алатау. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 3, 1959а.
Зенкова В. А. Современное оледеиение в бассейне реки Каратальская Кора в Джуигарском Алатау. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 3, 1959б.
Зенкова В. А. Размеры оледенения хребта Заилийский Алатау. «Вопр. геогр. Казахстаиа», вып. 6, 1960.
Зотиков И. А. Тепловой режим ледиика Цеитральиой Аитарктиды «Информ. бюлл. Сов. Антаркт. эксп.», № 28, 1961а.
Зотиков И. А. Измереиие геотермического потока тепла в Антарктиде. «Ииформ. бюлл. Сов. Антаркт. экспед.», № 29, 1961б.
Зубов Н. Н. Предельиая толщина материковых льдов. «Природа», № 3. 1959.
Иваиовский Л. Н. О морфологии конечиоморенных образоваиий Алтая. Гляциология Алтая, вып. 2. Томск. 1962.
Иваньков П. А. Оледенение Кавказа (рукопись), 1958а.
Иваньков П. А. Оледеиение Камчатки. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 2, 1958б.
Иваньков П. А. Современное оледенение Малого Кавказа и Армянского иагорья. «Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр.», т. 12, вып. 2, 1959а.
Иваньков П. А. Оледеиеиие Большого Кавказа и его динамика за годы 1890—1946. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 3, 1959б.
Иваиьков П. А. Оледеиение Эльбруса. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 2, 1960.
Иверонова М. И. Каменные глетчеры северного Тянь-Шаня. «Тр. Ин-та геогр.», вып. 45, 1950.
Иверонова М. И. Процессы формироваиия современных морен в Тянь-Шане. «Тр. Ин-та геогр.», вып. 49, 1952.
Ивероиова М. И. К вопросу об определении изменеиий концов ледников Средней Азии методом повторных стереофотосъемок. Гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года. Сб. статей, 1, 1959.
Игнатов В. С. Опыт термической проходки ледяиых скважин иа станции Восток. «Информ. бюлл. Сов. Антаркт. эксп.», № 22, 1960.
Ильин И. А. О наблюдениях иад состоянием ледников и т. д. «Тр. Тбил. н.-и. гидромет. ин-та», вып. 9, 1961.
Иифорыациоиный бюллетень о работах, проводимых в Антарктике иностранными государствами, вып. 1, 2, 3, 4, 5, 6—7. М., 1956—1959.
Калесник С. В. О некоторых иовых формах ледниковых образований в Центральном Тянь-Шане. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 3, 1934.
Калесник С. В. Ледники верховьев Большого Нарына. «Тр. ледн. эксп. Ком. СССР по провед. II Межд. поляр. года, вып. II, 1935а.
Калесник С. В. Ледники, их роль и зиачение в жизни Земли. Л., 1935б.
Калесник С. В. Горные ледииковые районы СССР. Л.—М., 1937.
Калесник С. В. Общая гляциология. Л., 1939.
Калесиик С. В. Изучение современных ледников (краткая инструкция). В кн.: «Справ. путешественника и краеведа», т. 2. М., Географгиз, 1950.
Калесник С. В. Основы общего землеведеиия. Гл. XX, изд. 2. М., 1955.

Калесник С. В. Проблема снеговой границы. «Вестн. Ленингр. ун-та», № 12, 1961.
Калесник С. В. Что такое гляциология? В кн.: «Мат-лы гляциол. исслед.» (сер. «Хроника, обсуждения»), вып. 6, 1962.
Калитин Н. Роль радиации в таянии ледников. «Тр. Науч. мелиорац. ин-та», вып. 18, 1929.
Калмыкина Е. М. Результаты наблюдений за поверхностной абляцией на Малоалматинских ледниках. В кн.: «Гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. 1. Алма-Ата, 1961.
Капица А. П. К вопросу о тенденции развития оледенения материка Антарктиды. «Науч. докл. высш. школы геол.-геогр. науки», № 1, 1958а.
Капица А. П. О зависимости формы ледникового купола Восточной Антарктиды от рельефа подледного ложа и характера растекания льда. «Информ. бюлл. Сов. Антаркт. эксп.», № 1, 1958б.
Капица А. П. Динамика и морфология ледникового покрова центрального сектора Восточной Антарктиды. В кн. «Сов. Антаркт. экспед.». т. 18, 1961.
Кароль Б. П. О проникновении радиации в снег и лед на ледниках. Сб.: «Межд. геофиз. год». Сб. ст. и мат-лов. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
Карташов С. Н. О физико-механических свойствах снежно-фирнового покрова Антарктического ледникового щита. «Сов. Антаркт. эксп.», т. 10, 1960а.
Карташов С. Н. Некоторые данные о температурном режиме ледникового покрова Антарктиды. В кн.: «Сов. Антаркт. эксп.», т. 10, 1960б.
Карташов С. Н. Условия формирования и физико-механические свойства снежно-фирнового покрова Восточной Антарктиды (автореф.). М., 1961.
Кедроливанский В. Н. Метеорологические приборы. Л., 1947.
Кеммерих А. О. На Приполярном Урале. «Природа», № 8, 1958.
Кеммерих А. О. Новый район оледенения. Ледники Полярного Урала. «Природа», № 2, 1960.
Кеммерих А. О. и Троицкий Л. С. Современное оледенение хребта Оче-Ныpд на Полярном Урале. В кн.: «Исслед. ледников и ледн. районов», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
Клинов Ф. Я. Вода в атмосфере при низких температурах. М., 1960.
Кобленц Я. П. Влияние рельефа антарктического шельфа на развитие выводных ледников. «Информ. бюлл. Сов. Антаркт. эксп.», № 21, 1960.
Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна р. Теберды. В кн.: «Мат-лы Кавказ. эксп.», т. 1. Харьков. 1960а.
Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна реки Цей-Дон. В кн.: «Мат-лы Кавказ. эксп.», т. 1. Харьков, 1960б.
Ковалев П. В. Современное оледенение бассейна р. Баксан. В кн: «Мат-лы Кавказ. эксп.», т. 2. Харьков, 1961а.
Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна Ингура. В кн.: «Мат-лы Кавказ. эксп.», т. 2. Харьков, 1961б.
Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна реки Урух. «Мат-лы Кавказ, эксп.», т. 2, Харьков, 1961в.
Колебания режима существующих ледников. Тез. докл. на симпозиуме по гляциологии. Алма-Ата, 1962.
Кондратьев О. К., Лопатин С. С., Манилов С. А. Методика и некоторые предварительные результаты сейсмогляциологических исследований в Антарктиде. В кн.: «Сейсмич. и гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года». Сб. ст., № 2, 1959.

Кондратьев О. К., Лопатин С. С., Манилов С. А. Методика и некоторые предварительные результаты сейсмологических исследований в Антарктиде. «Сов. Антарк. эксп.», т. 10, 1960.
Конкина Н. Г. и Пронин А. Г. Гидрологические работы на леднике Федченко. В кн.: «Мат-лы рабочей группы Межд. геофиз. года». М., 1959.
Конкина Н. Г. и Пронин А. Г. Водный режим р. Сельдары. Сб.: «Межд. геофиз. год». Сб. ст. и мат-лов. Изд. Ленингр. ун-та, 1960.
Коновалов В. Г. Метод определения высоты снеговой линии. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 2, 1962.
Коновалов В. Г. Метод измерения абляции ледников. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 2, 1963.
Коновалов Е. П. Краткий отчет о работе на Зеравшанском леднике в 1932 г. «Тр. ледн. эксп. Ком. СССР по провед. II Межд. поляр. года», вып. III, 1936.
Копанев И. Д. Снежный покров Антарктиды. Л., 1960.
Корейша М. М. О соотношении современного оледенения и тарынов (наледей) хребта Сунтар-Хаяты. В кн.: «Гляциол. исследования». Сб. ст., № 5, 1960.
Корейша М. М. Режим современного оледенения хребта Сунтар-Хаята. В кн.: «Исслед. ледников и ледн. районов», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята (автореф. дисс.). М., 1962.
Корженевский Н. Л. Каталог ледников Средней Азии. Ташкент, 1930.
Корженевский Н. Л. Некоторые новые данные о Зеравшанском леднике. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 5, 1948.
Корженевский Н. Л. Исследования ледника Федченко. «Природа», № 1, 1958.
Костоусов В. Н. Гляциогеоморфологический очерк южного сектора оледенения Эльбруса. В кн.: «Информ. сб. о работах геогр. фак. Моск. ун-та по Межд. геофиз. году», № 4, 1959.
Котляков В. М. Особенности строения верхней толщи ледникового покрова центральных районов Антрактиды. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 4, 1959.
Котляков В. М. Особенности природы района станции Пионерская как южной периферии зоны стоковых ветров в Антарктиде. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 4, 1960а.
Котляков В. М. Измерение прихода массы ледникового покрова Антарктиды. В кн.: «Гляциол. исслед.». Сб. ст., № 5, 1960б.
Котляков В. М. Динамика поверхности снежного покрова прибрежных районов Антарктиды. В кн.: «Гляциол. исслед.». Сб. ст., № 5, 1960в.
Котляков В. М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М., 1961.
Котляков В. М. Питание шельфовых ледников Антарктиды и некоторые проблемы их происхождения. В кн.: «Исслед. ледников и ледн. районов», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961а.
Котляков В. М. Аннотированный список советской литературы по гляциологии за 1956—1960 гг. «Мат-лы гляциол. исслед.» (сер. «Хроника, обсуждения»), вып. 3, 1961б.
Кравцов Г. С. Результаты опытных сейсмических исследований на леднике Малый Актру в Центральном Алтае. В кн.: «Осн. методич. указания по гляциол. исслед.», вып. 15, 1957а.
Кравцов Г. С. Переносная 8-канальная сейсмическая станция для работы на высокогорных ледниках. В кн.: «Осн. методич. указания по гляциол. исслед.», вып. 15, 1957б.

Кравцов Г. С. Исследование упругих свойств льда высокогорных ледников Центрального Алтая. В кн.: «Гляциол. исслед.». Сб. ст., № 5, 1960. «Изв. высш. учеб. заведений». Физика. № 3. Томск, 1960.

Кравцов Г. С. О влиянии динамики на микрокристаллическую структуру и температурный режим глетчерного льда. Докл. на совещ. гляциологов. Москва, 1961.

Кравцов Г. С. Скорости движения льда Талдуринского глетчера. Гляциология Алтая, вып. 1. Томск, 1962.

Кравцов Г. С., Терентьева А. Г. Результаты сейсмических исследований на высокогорных ледниках Центрального Алтая в 1957 г. Гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года. Сб. № 1, 1959.

Краснушкин А. В. Определение объемного веса снега, фирна и льда методами радиоактивного каротажа. В кн.: «Мерзлотные исследования», № 2. Изд-во МГУ, 1961.

Кренке А. Н. Ледниковый купол с фирновым питанием на Земле Франца-Иосифа. В кн.: «Исслед. ледников и ледн. районов», вып. 1, 1961.

Кренке А. Н. и Трошкина Е. С. Методика сбора образцов льда для спорово-пыльцевого анализа. В кн.: «Информ. сб. о работах геогр. фак. Моск. ун-та по Межд. геофиз. году», № 1, 1958.

Кренке А. Н. и Федорова Р. В. Пыльца и споры на поверхности ледников Земли Франца-Иосифа. «Мат-лы гляциол. исслед.» (сер. «Хроника, обсуждения»), вып. 2, 1961.

Кропоткин П. Исследования о ледниковом периоде. «Зап. Имп. Русск. геогр. об-ва», т. VII, 1876.

Кузнецов М. А. Барханный перенос снега в ветровом поясе Восточной Антарктиды. В кн.: «Сов. Антаркт. эксп.», т. 10, 1960а.

Кузнецов М. А. Характерные формы радиационного таяния снега и льда и инфильтрация воды в снежный покров. В кн.: «Сов. Антаркт. эксп.», т. 10, 1960б.

Кузьмин П. П. Процессы теплообмена, абляции и стока ледников в бассейне р. Зеравшан. «Тр. Гос. гидрол. ин-та», вып. 3 (57), 1948.

Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Л., 1957.

Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л., 1960.

Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л., 1961.

Лаврентьев П. Ф. Современное оледенение Джунгарского Алатау. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 2, 1958.

Лавров В. В. Вязкость льда в зависимости от температуры. «Журн. техн. физики», т. 17, вып. 9, 1947.

Лавров В. В. Электропроводность льда. «Пробл. Арктики», № 3, 1958.

Лавров В. В. Вопросы физики и механики льда. Л., 1962.

Лазарев Г. Е., Шумский П. А. Предварительные результаты гравиметрических определений толщины ледникового покрова. Сб.: «Сов. Антаркт. эксп.», т. 10, 1960.

Лебедева И. М. Основные факторы таяния ледника МГУ на Полярном Урале. В кн.: «Гляциол. исслед.». Сб. № 5, 1960.

Лебедева И. М. О некоторых закономерностях таяния ледника МГУ на Полярном Урале. Исслед. ледников и ледн. районов, вып. 1, 1961.

Ледник Федченко (монография под ред. В. Л. Шульца), т. I и II. Ташкент, 1962.

Лисицын А. П. Морские ледовые отложения современных полярных областей... и т. д. В кн.: «XIX Межд. геогр. конгресс в Стокгольме». М., 1961.

Луис Г. К теории ледниковой эрозии в долинах. «Вопр. геол. четвертичного периода». М., 1955.

Макаревич К. Г. Современное оледенение в бассейне Лепсы хребта Джунгарский Алатау. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 2, 1957.
Макаревич К. Г. Основные особенности современного оледенения бассейна Лепсы в Джунгарском Алатау. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 3, 1959.
Макаревич К. Г. и Зенкова В. А. Новые данные о динамике ледников Джунгарского Алатау. «Вестн. АН Казах. ССР», № 7, 1956.
Макаревич К. Г. и Токмагамбетов Г. А. Некоторые данные о формировании льда на Малоалматинских ледниках. В кн.: «Гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. I, Алма-Ата, 1961.
Максимов Е. В. Аганакаттинский узел современного оледенения в Джунгарском Алатау. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 3, 1960.
Максимов Е. В. Размеры современного оледенения хребтов Киргизского Алатау, Карамойнок и Джумголтау. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 3, 1961.
Малкина А. Д. Применение метода реплик к изучению ледяных кристаллов. «Коллоидн. журн.», № 6, 1959.
Малых М. И. Современное оледенение Корякской горной системы. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 6, 1958.
Марков К. К. Геоморфологический очерк северного Памира и Вахии по наблюдениям 1932—33 г. «Тр. ледн. эксп. Ком. СССР по провед. II Межд. полярн. года», вып. I, 1936.
Марков К. К. Типы оледенения. «Тр. Томск. ун-та», т. 133, 1956.
Марков К. К. О морских моренах в четвертичных отложениях. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 3, 1960а.
Марков К. К. Средняя высота Антарктиды. «Вестн. Моск. ун-та (сер. геогр.)», № 3, 1960б.
Марков К. К. География Антарктиды по результатам исследований советских экспедиций. В кн.: «XIX Межд. геогр. конгресс в Стокгольме». М., 1961.
Марков К. К., Бардин В. И., Орлов А. И. Физико-географическая характеристика береговой полосы Восточной Антарктиды. М., 1962.
Маслова О. В. Ледники Средней Азии (библиография). «Тр. Ин-та геол. АН Узб. ССР», вып. VIII. Ташкент, 1952.
Материалы гляциологических исследований. «Хроника, обсуждения», вып. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 Междувед. ком. провед. Межд. геофиз. года при Президиуме АН СССР. М., 1961, 1962, 1963.
Материалы Кавказской экспедиции (по программе Межд. геофиз. года), т. I, 1960; т. II, 1961. Изд-во Харьк. ун-та.
Махова Ю. В. и Трошкина Е. С. Результаты исследования слоистости и полосчатости ледников Эльбруса по данным спорово-пыльцевого анализа. «Информ. сб. о работах Межд. геофиз. года», № 9, Изд-во Моск. ун-та, 1962.
Международный геофизический год. Сб. ст. и мат-лов. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
Мирошников Л. Д. Реликты последнего оледенения Таймыра. «Природа», № 5, 1962.
Михайлов И. Г. Об определении толщины ледников методом электрического зондирования. «Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз.», № 4—5, 1939.
Михайлов Н. И. Современное оледенение Шапшальского хребта. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 3, 1961.
Модель Ю. М. О гляциологических исследованиях в районе обсерватории Мирный... и т. д. В кн.: «Гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года». Сб. ст., I, 1959.
Надаи А. Пластичность. М.—Л., 1936.

Ноздрюхин В. К. и Фрейфельд В. Я. Некоторые данные о поверхностном стаивании «мертвой» части ледника Инылчек. В кн.: «Работы Тянь-Шаньск. физ.-геогр. станции». Гляциология, I. Фрунзе, 1958.

Оделл Н. Э. Нитарктические ледники и гляциология. В кн.: «Современная Антарктика». М., 1957.

Основные методические указания по гляциологическим исследованиям (отв. ред. Г. А. Авсюк), вып. 1—15. М., 1957 (вып. I. Съемка ледника; вып. 2. Измерение скоростей движения льда в ледниках; вып. 3. Балансовые и градиентные наблюдения; вып. 4. Абляция и аккумуляция; вып. 5. Гидрометрические работы; вып. 6. Изучение снежного покрова; вып. 7. Наблюдения на снежниках; вып. 8. Лавины; вып. 9. Метелевый перенос снега; вып. 10. Твердость снежного покрова; вып. 11. Термофизические наблюдения; вып. 12. Геоморфологические процессы; вып. 13. Геокриологические процессы; вып. 14. Техника безопасности при проведении гляциологических исследований; вып. 15. Приложения).

Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. I. Общая геокриология (ред. П. Ф. Швецов и Б. Н. Достовалов); Ч. II. Инженерная геокриология (ред. Н. И. Салтыков). М., Изд-во АН СССР, 1959.

Охотников В. Н. Ледники на Полярном Урале. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 2, 1958.

Пальгов Н. Н. Ледник Шокальского в хребте Заилийский Алатау. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 1, 1948.

Пальгов Н. Н. Некоторые итоги новейших исследований ледников Казахстана. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 4, 1954.

Пальгов Н. Н. Ледники Лепсинской Коры хребта Джунгарский Алатау. «Изв. АН Казах. ССР, сер. геол.», вып. 20, 1955а.

Пальгов Н. Н. Гидрологический режим ледников Лепсинской Коры Джунгарского Алатау «Вестн. АН Казах. ССР», № 6, 1955б.

Пальгов Н. Н. Малоалматинские ледники хребта Заилийский Алатау. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 1, 1956а.

Пальгов Н. Н. Динамика ледников Лепсинской Коры хребта Джунгарский Алатау. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 1, 1956б.

Пальгов Н. Н. Баланс одного из Малоалматинских ледников хребта Заилийский Алатау. «Вестн. АН Казах. ССР», № 6, 1956в.

Пальгов Н. Н. Закономерности в географии и режиме ледников Заилийского Алатау. «Вестн. АН Казах. ССР», № 10, 1956г.

Пальгов Н. Н. Определение мощности горных ледников методом балансов. «Вестн. АН Казах. ССР», № 4, 1956д; «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 2, 1958а.

Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. Алма-Ата, 1958.

Пальгов Н. Н. К методике наблюдений по гидрологии горных ледников. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 5, 1959.

Пальгов Н. Н. Новый способ определения мощности горных ледников. «Тез. докл. 2-й науч. конф. Отд. геогр. АН Казах. ССР». 1961.

Пальгов Н. Н. Мощность ледников Казахстана и оценка методов ее определения. В кн.: «Гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года. Заилийский и Джунгарский Алатау», вып. 1. Алма-Ата, 1961а.

Панов Д. Г. Современное оледенение Антарктики. В кн.: «Антарктика». М., Изд. Геогр. об-ва, 1958.

Перетолчин С. П. Ледники хребта Мунку-Сардык. Томск, 1908.

Перов В. Ф. Первый ледник в Хибинах. В кн.: «Информ. сб. о работах геогр. фак. Моск. ун-та по Межд. геофиз. году», № 1, 1958; «Природа», № 7, 1958.

Перов В. Ф. Фирновые леднички Хибин. «Тр. Хибин. геогр. станции», вып. 1, 1960.

Песчанский И. С. Работы ледоисследовательской лаборатории... и т. д. «Мат-лы совещ. изуч. снега и льда», 1951.
Пиотрович В. В. Происхождение полосчатости ледникового льда. «Изв. Гос. гидрол. ин-та», № 56. 1933.
Пиотрович В. В. Стаивание поверхности ледника и образование микрорельефа. «Тр. ледн. эксп. Ком. СССР по провед. II Межд. полярн. года», вып. V, 1936.
Пичугина Г. К. Современные ледники центральной части Корякского хребта. «Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики»; т. 102, 1959.
Плам М. Я. О характере накопления снега в области аккумуляции на Эльбрусе. В кн.: «Гляциол. исслед.». Сб. ст., № 6, 1961.
Подозерский К. И. Ледники Кавказского хребта. «Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва», т. 29, вып. 1, 1911.
Попов Н. М. Оледенение юго-западных склонов Эльбруса. «Иссл. ледников СССР», вып. 2—3, 1935.
Попов Ю. Н. Площадь современного оледенения на северо-востоке СССР. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 2, 1948.
Попов Ю. Н. Ледники горного массива Буордах. В кн.: «Геогр. сб.», IV. Гляциология. М. — Л, 1954.
Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье), М., 1960.
Преображенский В. С. Современное оледенение гор северо-востока Азии. В кн.: «XIX Межд. геогр. конгресс в Стокгольме». М., 1961.
Пузанов В. П. О количественной оценке удельной значимости факторов абляции снежного покрова. В кн.: «Снег и талые воды». М., 1956.
Пузанов В. П. Климатические условия таяния снега и льда. В кн.: «Информ. сб. о работах геогр. фак. Моск. ун-та по Межд. геофиз. году», № 1, 1958.
Работы Тянь-Шанской физико-географической станции. Гляциология, 1. Фрунзе, 1958.
Разумейко Н. Г. Типы температурного режима ледников Земли Франца-Иосифа. В кн.: «Исслед. ледников и ледн. районов», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
Рацек В. И. Оледенение массива пика Победы. В кн.: «Геогр. сб.», IV, Гляциология. М.—Л., 1954.
Рудаков Л. М. Современное оледенение северного и западного склонов Эльбруса. «Информ. сб. о работах геогр. фак. Моск. ун-та по Межд. геофиз. году», № 4, 1959.
Рудаков В. Н. и Богородский В. В. К вопросу об измерении толщины ледников электромагнитными методами. «Журн. техн. физики», т. 30, вып. 1, 1960.
Руководство по гляциологическим работам в горах (временное). Под ред. Хмаладзе Г. Н., М., 1960.
Русанов В. И. Распределение среднего годового количества осадков в центральном Алтае. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 6, 1961.
Русин Н. П. Климат Антарктиды. Л., 1959.
Рухина Е. В. К вопросу о понимании термина «морена». «Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва», вып. 1, 1959.
Рюмин А. К. Геоморфология района концевой части ледника Федченко. В кн.: «Межд. геофиз. год». Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
Савельев Б. А. К вопросу о структуре льда. «Мат-лы совещ. изуч. снега и льда», 1951.
Савельев Б. А. Изучение механических и физических свойств льда. М., 1957.

Савельев Б. А. Процессы и факторы, влияющие на формирование ледяных куполов-островов Антарктиды. В кн.: «Мерзлотные исслед.», вып. 2. Изд. Моск. ун-та, 1961.
Санеблидзе М. С. Казбекские ледники. «Тр. Тбил. ун-та», т. 58, 1956.
Сватков Н. М. Ледники Новой Земли. «Природа», № 3, 1960а.
Сватков Н. М. Движение льда в леднике Шокальского. Гляциол. исслед. (Сб. ст.), № 5, 1960б.
Сватков Н. М. О количестве оледенений о-ва Врангеля. Исслед. ледников и ледн. районов, вып. 2. М., 1962.
Снег и талые воды, их изучение и использование. М., 1956.
Соболевский Г. К. К современному и древнему оледенению в Западном Куэнь-Луне. «Изв. Русск. геогр. об-ва», вып. 1, 1918.
Современная Антарктика. Сб. ст., выпущенный Ф. А. Симпсоном. Изд-во иностр. лит-ры. М., 1957.
Солнцев Н. А. Снежники как геоморфологический фактор. М., 1949.
Сообщения о научных работах по гидрологии 1957—1959 гг. (К XII Генер. ассамбл. Межд. геодез. и геофиз. Союза). Изд-во АН СССР, 1960.
Сочеванов В. Е. Процессы таяния на поверхности ледника Баш-Кара. «Тр. ледн. эксп. Ком. СССР по провед. II Межд. поляр. года», вып. V, 1936.
Спенглер О. А. Таяние поверхности ледников. «Тр. ледн. эксп. Ком. СССР по провед. II Межд. поляр. года», вып. 1, 1936.
Спижарский Т. Н. Оледенение Земли Франца-Иосифа. «Тр. Арктич. ин-та», т. 41, 1936.
Стальнов Г. К. К вопросу о современных Саянских ледниках. «Вестн. Геол. ком.», № 4, 1925.
Судаков П. А., Вилесов Е. Н., Шабанов П. Ф. Новые данные по распределению снежного покрова на Малоалматинских ледниках. «Тез. докл. 2-й науч. конф. Отд. геогр. АН Казах. ССР», 1961.
Сулаквелидзе Г. К. Снег и его свойства. Public. Ass. intern. hydrol. scientifique, № 46, 1958.
Суслов В. Ф. Гляциологические исследования АН Узбекской ССР на Памире на леднике Федченко в 1957—1958 гг. Мат-лы рабоч. группы Межд. геофиз. года, 1959.
Суслов В. Ф. и Ноздрюхин В. К. О движении ледника Федченко в фирновой зоне. В кн.: «Гляциол. исслед.». Сб. ст., № 5, 1960.
Суходровский В. Л. Два года гляциологических исследований на Земле Франца-Иосифа. Иссл. ледников и ледн. районов, вып. 1, 1961.
Тачкова Н. А. Некоторые данные по температурному режиму, тепловым потокам и теплопроводности снега, фирна и льда ледника Федченко. В кн.: «Гляциол. эксп. на ледник Федченко». Ташкент, 1960а.
Тачкова Н. А. Текстура верхнего слоя и некоторые механические свойства льда и фирна ледника Федченко. В кн.: «Гляциол. эксп. на ледник Федчеико». Ташкент, 1960б.
Тиндаль Дж. Альпийские ледники. М., 1866.
Ткачук Т. Я. и Головкова Р. Г. Радиационные свойства поверхности ледников Заилийского Алатау. «Тез. докл. 2-й науч. конф. Отд. геогр. АН Казах. ССР». Алма-Ата, 1961.
Токмагамбетов Г. А. Теплопроводность снега, фирна и льда на Малоалматинских ледниках. В кн.: «Гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года. Заилийский и Джунгарский Алатау». Вып. 1. Алма-Ата, 1961.
Толстихин Н. И. К вопросу классификации льдов и льдистых пород. «Пробл. сов. геологии», т. VI, № 7, 1936.

Трешников А. Ф. Вторая континентальная экспедиция 1956—1958 гг. Общее описание. «Сов. Антаркт. эксп.», т. 8, 1960.
Трешников А. Ф. История открытия и исследования Антарктиды. М., 1963.
Троицкий Л. С. Некоторые особенности современного оледенения Полярного Урала. В кн.: «Гляциол. исслед.». Сб. ст., № 6, 1961.
Троицкий Л. С. Ледники южной части Полярного Урала. Исслед. ледников и ледн. районов, вып 2. М., 1962.
Тронов М. В. Об устойчивости ледников. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 5, 1948.
Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. М., 1949.
Тронов М. В. Хионосфера и снеговая линия. «Изв. Всесоюз. геогр. об-ва», вып. 5, 1950.
Тронов М. В. Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае. «Вопр. геогр. Сибири». Сб. 2. Томск, 1951.
Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. М., 1954а.
Тронов М. В. Инерция сохранения ледников. В кн.: «Геогр. сб. IV. Гляциология». М.—Л., 1954б.
Тронов М. В. Вопросы связи между климатом и оледенением. Томск, 1956.
Тронов М. В. Основные вопросы гляциоклиматологии и проблема развития ледников. «Тр. Томск. ун-та, т. 147, сер. геогр.». 1957а.
Тронов М. В. Климат и развитие ледников. Осн. методич. указания по гляциол. исслед., вып. 15. М., 1957б.
Тронов М. В. О выражении некоторых общих закономерностей развития ледников при помощи построения балансовых кривых. Гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года. Сб. ст., № 1, М., 1959а.
Тронов М. В. О некоторых принципиальных вопросах гляциологии, которые не должны быть спорными. В кн.: «Мат-лы рабоч. группы Межд. геофиз. года», 1959б.
Тронов М. В. Проблема развития ледников. Томск, 1960.
Тронов М. В. Элементы теории развития ледников. В кн.: «Гляциология Алтая», вып. 1. Томск, 1962.
Тронов М. В. Некоторые принципиальные вопросы в учении о снеговой границе. «Гляциология Алтая», вып. 2. Томск, 1962а.
Тронов М. В. К вопросу о подчиненности климату динамики ледников. «Вопр. геогр. Сибири», вып. 4. Томск, 1962б.
Тронов М. В., Олейник И. Я. Общие результаты ледниковых исследований... и т. д. В кн.: «Гляциология Алтая», вып. 1. Томск, 1962.
Трошкина Е. С. Предварительные данные о применении спорово-пыльцевого метода на ледниках Эльбруса. Информ. сб. о работах геогр. фак. Моск. ун-та по Межд. геофиз. году, № 1, 1958.
Трошкина Е. С. Изучение размеров кристаллов льда Эльбруса. В кн.: «Информ. сб. о работах геогр. фак. Моск. ун-та по Межд. геофиз. году», № 4, 1959.
Трошкина Е. С. Изучение вещественного баланса горных ледников в период МГГ. В кн.: «Гляциол. исслед.», сб. ст., № 5, 1960.
Трошкина Е. С. и Махова Ю. В. Изучение условий образования льда на Эльбрусе с помощью спорово-пыльцевого анализа. В кн.: «Исслед. ледников и ледн. районов», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
«Труды ледниковых экспедиций Комитета СССР по проведению II Международного полярного года», 6 томов. Л., 1935—1936. Ред. С. В. Калесник. (Вып. I. Памир; вып. II. Тянь-Шань; вып. III. Зеравшан; вып. IV. Урал; вып. V. Кавказ; вып. VI. Алтай, Хантенгри, истоки Зеравшана).
Тушинский Г. К. Лавины. М., 1949.

Тушинский Г. К. Гляциологические работы на Эльбрусе. В кн.: «Информ. сб. о работах геогр. фак. Моск. ун-та по Межд. геофиз. году», № 1, 1958.
Тушинский Г. К. К вопросу об условиях возникновения ледников. В кн.: «Тр. Эльбр. высоког. компл. экоп.», т. 1. Нальчик, 1959а.
Тушинский Г. К. Некоторые проблемы гляциологии, возникшие в связи с изучением Эльбруса и Хибин. Гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года. Сб. ст., № 1. М., 1959б.
Тушинский Г. К. Мощность льдов Эльбруса. «Информ. сб. о работах по Межд. геофиз. году», № 5. Изд-во Моск. ун-та, 1960.
Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., 1963.
Тушинский Г. К., Гуськова Е. Ф., Губарева В. Д. Перекристаллизация снега и возникиовение лавин. М., 1953.
Тушинский Г. К. и Малиновская Н. М. Положение «уровня 365» над территорией СССР и связь этого уровня с оледенением. «Информ. сб. о работах по Межд. геофиз. году», № 9. Изд-во Моск. ун-та, 1962.
Тычинский В. И. Хребет Джугджур и его ледники. «Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва», вып. 5, 1945.
Фляйг В. Внимание, лавины! М., 1960.
Хмаладзе Г. Н. Изученность и задачи исследования снежного покрова и ледников Кавказа. «Тр. Тбил. н.-и. гидромет. ин-та», вып. 9, 1961.
Хрущов М. М. и Беркович Е. С. Изучение твердости льда. М., 1960.
Церетели Д. В. Изменение ледников южного склона Центрального Кавказа за последние 20—25 лет. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 22, № 6, 1959.
Цомая В. Ш. Характерные черты режима отступаиия ледников Кавказа. «Тр. Тбил. науч.-исслед. гидромет. ин-та», вып. 9, 1961.
Цыкин Е. Н. Рекогносцировочное исследование температур ледника Института географии АН СССР на Полярном Урале. В кн.: «Гляциол. исслед.». Сб. ст., № 5, 1960.
Цыкин Е. Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников. М., 1962.
Цыкина Г. А. О возможности применения термисторов... при гляциологических исследованиях. В кн.: «Исслед. ледников и леди. районов», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
Черкасов П. А. Современное оледенение в бассейне реки Большой Баскан хребта Джунгарский Алатау. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 5, 1959.
Черкасов П. А. Современное оледенение в бассейне реки Малый Баскан хребта Джунгарский Алатау. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 6, 1960а.
Черкасов П. А. Осиовные черты современного оледенения бассейна реки Баскан в Джунгарском Алатау. «Вопр. геогр. Казахстана», вып. 7, 1960б.
Черкасов П. А. Тепловой баланс и абляция на поверхности ледников бассейна реки Баскан хребта Джунгарский Алатау. В кн.: «Гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года. Заилийский и Джуигарский Алатау», вып. 1. Алма-Ата, 1961.
Чернигов ский Н. Т. Радиационные свойства снега и льда в Арктике. «Мат-лы совещ. изуч. льда и снега», 1951.
Чертанов С. П. Изменение положения конечной части ледника Федченко. В кн.: «Гляциол. эксп. иа ледник Федченко». Ташкент, 1960.
Чижов О. П. Гляциологические исследования на Новой Земле. В кн.: «Иссл. ледиików и леди. районов», вып. 1, 1961.
Чирвииский П. Н. Снег и снегозадержание. Ростов н/Д, 1931.
Читадзе В. С. Определение силы удара лавины... и т. д. «Тр. Эльбр. высокогорн. компл. эксп.», т. 1. Нальчик, 1959.

Шильников В. И. Опыт подсчета объема айсбергов в Антарктике. «Пробл. Арктики и Антарктики», вып. 6, 1960.
Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. «Зап. Геогр. об-ва СССР, нов. сер.», т. 16, 1957.
Шнитников А. В. Современная фаза внутривековой изменчивости горного оледенения северного полушария. «Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва», вып. 1, 1961.
Шпайхер А. О. Современные колебания ледников северо-атлантического сектора. «Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва», вып. 4, 1958.
Шульц В. Л. Таяние снежников. Ташкент, 1952.
Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики. «Вопр. геогр.», сб. 4, 1947а.
Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников. М., 1947б.
Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., 1955.
Шумский П. А. Диагенез и фирнизация снежного покрова. В кн.: «Снег и талые воды». М., 1956.
Шумский П. А. 1958 см. Shoumsky P. A. 1958.
Шумский П. А. Советские гляциологические исследования в Антарктиде. В кн.: «Сейсмич. и гляциол. исслед. в период Межд. геофиз. года». Сб. ст., № 2, 1959.
Шумский П. А. Плотность ледникового льда. «Докл. АН СССР», т. 126, № 4, 1959а.
Шумский П. А. Основные результаты исследования Антарктического ледникового покрова. В кн.: «Сов. Антаркт. эксп.», т. 9, 1960.
Шумский П. А. К теории движения и колебаний ледников. Докл. на совещ. гляциологов. М., 1961.
Шумский П. А. Движение ледников. «Докл. АН СССР», т. 137, № 1, 1961а.
Шумский П. А. Механизм деформирования и перекристаллизация льда. Исслед. по физике и механ. мерзлых грунтов. М., 1961б.
Шумский П. А. Поля давления и плотности ледников. «Гляциол. исслед.», № 9. М., 1963а.
Шумский П. А. Кинематика стационарного ледника. «Гляциол. исслед.», № 9, 1963б.
Шумский П. А., Котляков В. М. и Евтеев С. А. Ледниковый купол острова Дригальского. «Гляцнол. исслед.», № 6, 1961.
Шумский П. А. и Цыкин Е. Н. К вопросу о гляциологической зональности. Доклад на совещ. сов. гляциологов по итогам Межд. геофиз. года, 1961.
Щеглова О. П. Энергия оледенения и ледниковое питание рек Средней Азии. «Докл. АН Узб. ССР», № 10, 1950.
Щеглова О. П. О некоторых особенностях морфометрии ледников. «Докл. АН Узб. ССР», № 5, 1951.
Щеглова О. П. К вопросу об энергии оледенения. «Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва», вып. 5, 1952.
Щеглова О. П. Опыт составления баланса ледника. «Тр. Среднеаз. ун-та», вып. 38, 1953.
Щеглова О. П. Использование наблюдений над снежным покровом по постоянной снегомерной рейке для определения высоты снеговой линии. «Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва», вып. 2, 1961.
Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. 1, изд. 2. М., 1960.

Abstracts of papers, XIX Intern. Geograph. Congress, 1960.
Agassiz L. Étude sur les glaciers. Neuchâtel, 1840.
Agassiz L. Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels. Paris, 1847.
Ahlmann H. Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidité sous forme solide. «Geogr. Ann.», 1924.

Ahlmann H. Scientific results of the Swedish-Norwegian arctic expedition in the summer of 1931, part VIII. Glaciology. «Geogr. Ann.», H. 2, 3 and 4, 1933a.
Ahlmann H. Present glaciation round the Norwegian sea. «Geogr. Ann.», H. 4, 1933б.
Ahlmann H. The stratification of the snow and firn on Isachsen's plateau. «Geogr. Ann», 1935a.
Ahlmann H. Ablation measurements at the headquarters on Isachsen's plateau. «Geogr. Ann», 1935б.
Ahlmann H. The Fourteenth of July glacier. «Geogr. Ann.», 1935в.
Ahlmann H. W. Contribution to the physics of glaciers. «Geogr. Journ.», vol. 86, 1935г.
Ahlmann H. The firn structure on Isachsen's plateau. «Geogr. Ann.», 1936.
Ahlmann H. Vatnajökull in relation to other present day Iceland glaciers. «Geogr. Ann.», 1937.
Ahlmann H. W. Studies in North-East Greenland 1939—1940. «Geogr. Ann.», 1941, H. 3—4; 1942, H. 1—2.
Ahlmann H. W. Glaciological research on the North Atlantic coasts. London, 1948.
Ahlmann H. W. Glacier variations and climatic fluctuations. New-York, 1953 (русский перев., см. «Мат-лы гляциол. исслед.», сер. «Хроника, обсуждения», вып. 2, 1961).
Ahlmann H. W. 1961, см. Альманн Х. В. 1961.
Ahlmann H. W. and E. G. Droessler. Glacier ice crystal measurements at Kebnekajse, Sweden. «Journ. of Glaciology», No. 5, 1949.
Ahlmann H. and A. Tveten. The recrystallisation of snow into firn and glaciation of the latter. «Geogr. Ann.», H. 1, 1923.
Alfieri S. Metodo per la determinazione della profundità dei ghiacciai. Roma, 1933.
Allen C. R. and J. I. Smith. Seismic and gravity investigations on the Malaspina glacier. Transactions Amer. Geophys. Union, vol. 34, No. 5, 1953.
Ambach W. Zur Bestimmung des Luft- und Schmelzwassergehaltes des Gletschereises. «Ztschr. f. G. und. G.», Bd. III, 3, 1956.
Amstutz C. C. On the formation of snow penitentes. «Journ. of Glaciology», No. 24, 1958.
Angström A. On the dependence of ablation on air temperature, radiation and wind, «Geogr. Ann.», 1933.
Armstrong T. and B. Roberts. Illustrated ice glossary, part 2. «The Polar Record», vol. 9, No. 59, 1958.
Assemblée générale d'Oslo, 1948, tome II. Travaux de la Commission de la neige et des glaciers. Ass. intern. hydrol. scientifique, publ. No. 30, Louvain (год не указан).
Assemblée générale de Bruxelles, 1951, tome I. Ass. intern. hydrol. scientifique, publ. No. 32. Commission des neiges et glaces. Louvain, 1952.
Assemblée générale de Rome, 1954, tome IV. Commission des neiges et des glaces Ass. intern. hydrol. scientifique, publ. No. 39. Louvain, 1956.
Assemblée générale de Toronto, 1957. Tome IV, Neiges et glace. Ass. intern. hydrol. scient., publ. No. 46, 1958.
Assemblée générale de Helsinki, 1960. Ass. intern. hydrol. scient., publ. No. 54 et 55. Gentbrügge, 1961.
Avsiuk G. A. Certains renseignements sur le mouvement de la glace dans les glaciers du Thian-Shian. Ass. intern. hydrol. scient., publ. No. 47, 1958a.
Avsiuk G. A. Les investigations glaciologiques en l'URSS. Ass. intern. hydrol. scient., publ. No. 46, 1958б.

Bader H. The significance of air bubbles in glacier ice. «Journ. of Glaciology», No. 8, 1950.
Bader H. Introduction to ice petrofabrics. «Journ. of Geol.», vol. 59, No. 6, 1951.
Bader H. Sorge's law of densification of snow on high polar glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 15, 1954.
Baird P. D. Method of nourishment of the Barnes ice cap. «Journ. of Glaciology», No. 11, 1952; AHS, No. 32, 1952.
Battle W. R. B. Glacier movement in North-East Greenland, 1949. «Journ. of Glaciology», No. 10, 1951.
Bauer A. The balance of the Greenland ice sheet. «Journ. of Glaciology», No. 17, 1955a.
Bauer A. Le glacier de l'Eqe. Expéditions polaires françaises, VI. Glaciologie Groenland, vol. II. Paris, 1955б.
Bauer A. Contribution à la connaissance de l'inlandsis du Groenland, partie II. Synthèse glaciologique. Ass. intern. hydrol. scient. (AHS), publ. No. 39. 1956.
Bauer A. Nouvelle estimation du volume de la glace de l'inlandsis antarctique. AHS, No. 55, 1961.
Baussart M. Essai de determination par photogrammetrie de la vitesse superficielle d'un glacier du Groenland. AHS, No. 47, 1958.
Bender J. A. Air permeability of snow. AHS, No. 46, 1958.
Benfield A. E. The effect of accumulation on temperatures within a snowfield. «Journ. of Glaciology», No. 14, 1953.
Bentham R. Structure and glaciers of Southern Ellesmere Island. «Geogr. Journ.», vol. XCVII, No. 1, 1941.
Bentley C. R. et al. Structure of West Antarctica. «Science», vol. 131, No. 3394, 1960.
Bentley Ch. and N. Ostenso. Glacial and subglacial topography of West Antarctica. «Journ. of Glaciol.», No. 29, 1961.
Bentley W. A. and W. J. Humphreys. Snow crystals. London, 1931.
Bergström E. Studies of the variations in size of swedish glaciers in recent centuries. AHS, No. 39, 1956.
Beschel R. Flechten als Altermaszstab rezenter Moränen. «Ztschr. f. G. und G.», Bd. I, 2, 1950.
Bossolasco M. Su di alcuni fenomeni che si presentano nei ghiacciai e che dipendono specialmente dalle condizioni del movimento. «Ztschr. f. G.», XVIII, H. 1—3, 1930.
Bourgoin J.-P. Quelques caractères analytiques de la surface et du socle de l'Inlandsis Groenlandais. «Ann. Géophys.», tome 12, No. 1, 1956.
Bout P. Les cônes de poussières des glaciers islandais. «Revue de géomorphologie dynamique», No. 7—8, 1956.
Bouverot M. Notice sur les variations des glaciers du Mont-Blanc. AHS, No. 46, 1958.
Boyé M. and A. Cailleux. Inland ice crystal measurements at Eqe, West Greenland. «Journ. of Glaciology», No. 15, 1954.
Buchanan J. Ice and its natural history. London, 1908.
Buchanan J. Beobachtungen über die Einwirkung der Strahlung auf das Gletschereis. «Ztschr. f. G.», VI, 1911—1912.
Buchanan J. In and around the Morteratsch glacier. «The Scott. Geogr. Magaz.», XXVIII, 1912.
Bull C. The use of the Rammsonde as an instrument for determining the density of firn. «Journ. of Glaciology», No. 20, 1956.
Bull C. Observations in north Greenland relating to theories of the properties of ice. «Journ. of glaciology», No. 21, 1957.
Bull C. Snow accumulation in North Greenland. «Journ. of Glaciology», No. 24, 1958.

Butkovich T. R. Density of single crystals of ice from a temperate glacier. «Journ. of Glaciology», No. 18, 1955.
Butkovich T. R. and Landauer J. K. The flow law for ice. AHS, No. 47, 1958.
Butkovich T. R. and J. K. Landauer. A grid technique for measuring ice tunnel deformation. «Journ. of Glaciology», No. 26, 1959.
Cailleux A. Altitude du Continent antarctique et loi des altitudes de Matschinski. Bull. de l'Acad. Royale de Belgique. Clacce des sciences, 5-e serie, tome XLV, 1959.
Callendar G. S. Note on the relation between the height of the firn line and the dimensions of a glacier. «Journ. of Glaciology», No. 8, 1950.
Carol H. The formation of roches moutonnées. «Journ. of Glaciology», No. 2, 1947.
Catasto dei ghiacciai italiani. Torino, 1959 (vol. I), 1961 (vol. II, III), 1962 (vol. IV).
Chamberlin T. C. A contribution to the theory of glacial motion. Decennial publications of the University of Chicago. First series, vol. IX, 1904.
Charlesworth J. K. The Quaternary Era. Vol. I, Part I, Glaciology; part II, Glacial geology; vol. II, Part III, The Quaternary Era. London, 1957.
Charpentier J. Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône. Lausanne, 1841.
Charpentier J. On the application of the hypothesis of M. Venetz to the erratic phenomena of the North. «Edinb. New Phil. Journ.», XXXIV, 1843.
Clark J. M. and W. Lewis. Rotational movement in cirque and valley glaciers. «Journ. of Geol.», vol. 59, No. 6, 1951.
Coachman L. K., T. Enns and P. F. Scholander. Gas loss from a temperate glacier. «Tellus», vol. 10, No. 4, 1958.
Coachman L. K., E. Hemmingsen, P. F. Scholander, T. Enns, H. de Vries. Gases in glaciers, «Science», vol. 127, No. 3309, 1958.
Collier E. P. Glacier variation and trends in run-off in the Canadian Cordillera. AHS, No. 46, 1958.
Colloque d'Obergurgl. Variations du régime des glaciers existants. Ass. intern. hydrol. scient., publ. No. 58. Gentbrügge, 1962.
Corbel J. Neiges et glaciers. Paris, 1962.
Crammer H. Zur Entstehung der Blätterstruktur der Gletscher aus der Firnschichtung. «Ztschr. f. G.», II, 1908.
Crammer H. Struktur und Bewegung des Gletschereises, «Mitt. d. Geogr. Gesellschaft», Münich, B. IV, 1909.
Demorest M. Ice flowage as revealed by glacial striae. «Journ. of Geol.», vol. 46, No. 5, 1938.
Demorest M. Ice sheets. «Bull. Geol. Soc. Amer.», vol. 54, No. 3, 1943.
Demorest M. H. Processes of ice deformation within glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 13, 1953.
Desio A. An exceptional glacier advance in the Karakoram-Ladakh region. «Journ. of Glaciology». No. 16, 1954.
Diamond M. and R. W. Gerdel. Radiation measurements on the Greenland ice cap. AHS, No. 46, 1958.
Diamond M. Air temperature and precipitation on the Greenland ice sheet. «Journ. of Glaciology», No. 27, 1960.
Dobrowolski A. B. Historja naturalna lodu. Warszawa, 1923.
Dobrowolski A. B. La glace au point de vue pétrographique. «Bull. Soc. Française de minéralogie», vol. 54, 1931.

Dobrowolski A. B. Glaciers structure and movement theories. Warsaw, 1948.
Dobrowolski A. B. Commission, ou bien association? «De neiges et des glaces», «de glaciologie» ou bien «de cryologie»? AHS, No. 32, 1952.
Dolguchin L. D. Main particularities of glaciation of Central Asia. AHS, No. 54, 1961b.
Dorsey N. E. Properties of ordinary water-substance in all its phases: water-vapor, water, and all the ices. New York, 1940.
Doyen P. Notes sur l'Antarctique. «Ciel et Terre», No. 9—10, 1959.
Drygalski E. La glaciation des mers. Arch. des sciences phys. et natur, Gen., XXX, 1910.
Drygalski E. und F. Machatschek. Gletscherkunde. Wien, 1942.
Dyson J. The world of ice. New York, 1962.
Engeln O. D. The motion of glaciers. «Science», 1934, No. 2079, and 1935, No. 2106.
Enquist F. Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. «Bull. Geol. Inst. Upsala», XIV, 1917.
Eriksson B. E. Meteorological records and the ablation on the Fröya glacier... etc. «Geogr. Ann.», H. 1—2, 1942.
Eriksson B. E. Glaciological investigations in Jotunheimen and Sarek in the years 1955 to 1957. «Geographica», No. 34, Uppsala, 1958.
Faegri K. On the variations of western Norwegian glaciers during the last 200 years. AHS, Assemblée générale d'Oslo, 1948, tome II.
Field. The variations of Alaskan glaciers 1935—1947. AHS, Assemblée générale d'Oslo, 1948, tome II.
Field W. O. Report on the Northern American glaciers. AHS, No. 32, 1952.
Field W. O. and others. Geographic study of mountain glaciation in the Northern Hemisphere. New York, 1958. Part 1, Distribution, study, characteristics, classification and terminology of glaciers; Part 2-a, Alaska and adjoining parts of Canada; Part 2-b, Western and Arctic Canada; Part 3, United States, Mexico, and northern Andes; Part 4, North Atlantic islands; Part 5, Europe and Africa; Part 6, Western, Arctic and Eastern Asia; Parts 7-a and 7-b, Central Asian mountain systems; Part 8, Glacial geology, Cartography in the service of glaciology; Part 9, Glaciers and human activities; Part 10, Atlas of glaciers in the Northern Hemisphere. Все издание напечатано на мимеографе Американским географ. об-вом в Нью-Йорке.
Finsterwalder R. Die Gletscher des Nanga Parbat. «Ztschr. f. G.», XXV, 1937.
Finsterwalder R. Some comments on glacier flow. «Journ. of Glaciology», No. 7, 1950.
Finsterwalder R. Photogrammetry and glacier research... etc. «Journ. of Glaciol.», No. 15, 1954.
Finsterwalder R. Brief notes about development of the physical aspects of ice movement. AHS, No. 47, 1958.
Fisher J. E. Pressure melting points of ice and their control on the profile of glaciated valleys. AHS, Assemblée générale d'Oslo, 1948, tome II.
Fisher J. E. Ice pyramids on glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 7, 1950.
Fischer J. E. The cold ice tunnel on the Silbersattel, Monte Rosa. «Journ. of Glaciology», No. 13, 1953.
Fischer J. E. Internal temperatures of a cold glacier and conclusions therefrom. «Jorn. of Glaciology», No. 18, 1955.
Fisher J. E. Ogives of the Forbes type on alpine glaciers and a study of their origin. «Journ. of Claciology», No. 31, 1962.
Flaig W. Das Gletscherbuch. Leipzig, 1938.
Flint R. F. Glacial geology and the Pleistocene epoch. New York — London, 1948.

Flint R. F. Glacial and pleistocene geology. New York, 1957.
Flusin G. et Ch. Jacob. Travaux topographiques et glaciologiques dans le massif des Grandes-Rousses. «La Géographie», XXI, 1910.
Forbes J. On a remarkable structure... in the ice of glaciers. «Edinb. New Phil. Journ.», XXXII, 1842a.
Forbes J. Professor Forbes' account of this recent observations on glaciers. «Edinb. New. Phil. Journ.», XXXIII, 1842б.
Forbes J. Fourth letter on the glacier theory. «Edinb. New Phil. Journ.», XXXIV, 1843a.
Forbes J. An attempt to explain the leading phenomena of glaciers. «Edinb. New Phil. Journ.», XXXV, 1843б.
Forbes J. Fifth letter on glaciers. «Edinb. New Phil. Journ.», XXXVI, 1844a.
Forbes J. Sixth letter on glaciers. «Edinb. New Phil. Journ.», XXXVII, 1844б.
Forbes J. Seventh letter on glaciers. — On the veined structure of the ice. «Edinb. New Phil. Journ.», XXXVII, 1844в.
Forbes J. Eighth letter on glaciers. Experiments on the plasticity of glacier ice. «Edinb. New Phil. Journ.», XXXVII, 1844г.
Forbes J. Ninth letter on glaciers. «Edinb. New Phil. Journ.», XXXVIII, 1845.
Forel F. Essai sur les variations périodques des glaciers. «Arch. des sciences phys. et natur.», Gen., VI, 1881.
Forel F. Le grain du glacier. «Arch. des sciences phys. et natur.», Gen., VII, 1882.
Forel F. De la température intérieure du glacier. «Arch. des sciences phys. et natur.», Gen., XII, 1884.
Forel F. Les variations périodiques des glaciers des Alpes, IV rapport. «Jahrbuch der Schweizer Alpenclub», XIX, 1884a.
Forel F. Périodes et phases dans les variations des glaciers. «Jahrbuch des Schweizer Alpenclub», XXII, 1887a.
Forel F. Perméabilité du glacier. «Arch. des sciences phys. et natur.», Gen., XVIII, 1877б.
Forel F. Etudes glaciaires. V. Erosion ou excavation glaciaire? «Arch. des sciences phys. et natur.», Gen., XXX, 1910.
Förtsch O. und Vidal. Vorausberechnung des Rückganges der Ostalpengletscher. «Ztschr. f. G. und G.», Bd. III, 2. 1956a.
Förtsch O. und Vidal. Glaziologische und glazialgeologische Ergebnisse seismischen Messungen auf Gletschern der Ötztaler Alpen 1953/54. «Ztschr. f. G. und G.», Bd. III, 2, 1956б.
Fristrup B. Climate and glaciology of Peary Land, North Greenland. AHS, No. 32, 1952.
Furon R. Si les glaciers fondaient. «Geographia», No. 56, 1956.
Galloway R. W. Mechanical measurement of glacier motion. «Journ. of Glaciology», No. 19, 1956.
Galon R. Alpy. Warszawa, 1958.
Garavel et Poggi. Comportement des glaciers alpins français depuis 1930. AHS, No. 47, 1958.
Gaskell T. F. Characteristics of the Antarctic ice-sheet. «Nature», vol. 183, No. 4675, 1959.
Gerrard J. A. F., M. F. Perutz and A. Roch. Measurement of the velocity distribution along a vertical line through a glacier. Proc. Roy. Soc., ser. A, vol. 213, No. 1115, 1952.
Gilbert G. K. Glaciers and glaciation. Harriman Alaska series, vol. III, Washington, 1910.
Glen J. W. Experiments on the deformation of ice. «Journ. of Glaciology», No. 12, 1952.
Glen J. W. The creep of polycrystalline ice. Proc. Roy Soc., ser. A, vol. 228, No. 1175, 1955.

Glen J. W. Measurement of the deformation of ice in a tunnel at the foot of an ice fall. «Journ. of Glaciology», No. 20, 1956.
Glen J. W. The plastic properties of ice. «Advances in physics», vol. 7, No. 26, 1958.
Glen J. W. and W. V. Lewis. Measurements of side-slip at Austerdalsbreen. «Journ. of Glaciology», No. 30, 1961.
Godwin H. Pollen analysis of glaciers in special relation to the formation of various types of glacier bands. «Journ. of Glaciology», No. 6, 1949.
Goldthwait R. P. Seismic sounding on South Crillon and Klooch glaciers. «Geogr. Journ.», June, 1936.
Gorham E. Soluble salts in a temperate glacier. «Tellus», vol. 10, No. 4, 1958.
Gould L. M. Glaciers of Antarctica. Proc. Amer. Philosoph. Soc., vol. 82, No. 5, 1940.
Gourdon E. Géographie physique. — Glaciologie. — Pétrographie. Exp. antarct. franç. (1903—1905). commandée par le dr. J. Charcot. Sci. nat.: documents scientifiques. Paris, 1908.
Gresswell R. K. The physical geography of glaciers and glaciation. Andover, 1958.
Groom G. E. Niche glaciers in Büntsow Land, Vestspitsbergen. «Journ. of Glaciology», No. 25. 1959.
Haefeli R. Some observations on glacier flow. «Journ. of Glaciology», No. 9, 1951.
Haefeli R. Observations on the quasi-viscous behaviour of ice in a tunnel in the Z'mutt glacier. «Journ. of Glaciology», No. 12, 1952.
Haefeli R. Contribution to the movement and the form of ice sheets in the Arctic and Antarctic. «Journ. of Glaciology», No. 30, 1961.
Haefeli R. and F. Brentani. Observations in a cold ice cap. «Journ. of Glaciology», No. 18, 1955 and No. 19, 1956.
Haefeli R. and P. Kasser. Observations in the firn and ablation regions of the Great Aletsch glacier. AHS, Assemblée générale d'Oslo, 1948, tome II.
Hagenbach-Bischoff E. Le grain du glacier. «Arch. des sciences phys. et natur.», Gen., VIII, 1882.
Hagenbach E. et Forel F. La température interne des glaciers. Comptes rendus de l'Acad. d. sci., CV. Paris, 1887.
Hagenbach E. et Forel F. La température de la glace dans l'intérieur du glacier. «Arch. d. sci. phys. et natur.», Gen., XXI, 1889.
Hamilton R. A. and others. British North Greenland expedition 1952—1954: Scientific results. «Geogr. Journ.», vol. CXXII, part. 2, 1956.
Hannell F. G. and I. Y. Ashwell. The recession of an icelandic glacier. «Geogr. Journ.», vol. CXXV, part 1, 1959.
Harrington H. J. Glacier wasting and retreat in the Southern Alps of New Zealand. «Journ. of Glaciology», No. 12, 1952.
Harrison A. E. Fluctuations of the Nisqually glacier, Mt. Rainier, Washington, since 1750. «Journ. of Glaciology», No. 19, 1956.
Hattersley—Smith C. The Ward Hunt ice shelf. «Journ. of glaciology», No. 34, 1963.
Hayes J. G. Antarctica. London, 1928.
Heim A. Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart, 1884.
Heim A. The glaciation and solifluction of Minya Gongkar. «Geogr. Journ.», May, 1936.
Heinsheimer G. Horizontal age differences in glaciers, AHS, Assemblée générale d'Oslo 1948, tome II.
Helbling R. The origin of the Rio-Plomo ice-dam. «Geogr. Journ.», January, 1935.
Hemmingsen E. Permeation of gases through ice. «Tellus», vol. 11. No. 3, 1959 (Stockholm).

Hess H. Die Gletscher. Braunschweig, 1904.
Hess H. Ueber die Plastizität des Eises. «Ztschr. f. G.», VII, 1913.
Hess H. Zur Strömungstheorie der Gletscherbewegung. «Ztschr. f. G.», XIX, H. 4—5, 1931.
Hess H. Das Eis der Erde. Handb. d. Geophysik, Bd. VII, 1. Berlin, 1933.
Hess H. Die Bewegung im Innern des Gletschers. «Ztschr. f. G.», XXIII, H. 1—3, 1935.
Heuberger J. Ch. Forages sur l'inlandsis. Exp. polaires françaises, V. Glaciologie Groenland, vol. I, Paris, 1954.
Heusser C. J. Palinology of the Taku glacier snow cover... etc. «Amer. Journ. of science», vol. 252, No. 5, 1954.
Higuchi K. Layer structure of ice crostal revealed by etching figures. AHS, No. 47, 1958.
Hobbs W. H. The cycle of mountain glaciation. «Geogr. Journ.», XXXV, 1910.
Hobbs W. H. Characteristics of existing glaciers. New York, 1911.
Hobbs W. H. The glaciers of mountain and continent. «Ztschr. f. G.», XXII, 1935.
Hoffman W. The advance of the Nisqually glacier at Mt. Rainier, USA, between 1952 and 1956. AHS, No. 46, 1958.
Hoinkes H. Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletscher. «Geogr. Ann.», 35, H. 2, 1953.
Hoinkes H. Measurements of ablation and heat balance on alpine glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 17, 1955.
Hoinkes H. Die Bedeutung des aufgefrorenen Eises für die Entstehung von Kryokonitlöchern. «Ztschr. f. G. und G.», Bd. III, 3, 1956.
Hoinkes H. and R. Rudolph. Mass balance studies on the Hintereisferner. «Journ. of glaciology», No. 33, 1962.
Hollingworth S. E. The flow of glaciers. «The Observatory», vol. 70. No. 855, pp. 67—68, 1950.
Holtzscherer J. J. and G. de Q. Robin. Depth of polar ice caps. «Geogr. Journ.», vol. CXX, part 2, 1954.
Hubley R. C. The problem of short period measurements of snow ablation. «Journ. of Glaciology», No. 16, 1954.
Imbert B. Détermination de l'épaisseur de glace en Terre Adélie. Comptes rendus Acad. Sci., t. 248, No. 4, 1959.
Ives J. D. and C. A. King. Glaciological observations on Morsarjökull SW Vatnajökull. Part I: The ogive banding. «Journ. of Glaciology», No. 16, 1954.
Jellinek H. H. G. and R. Brill. Viscoelastic properties of ice. «Journ. of appl. physics», vol. 27, No. 10, 1956.
Jennings J. N. Snaefell, east Iceland. «Journ. of Glaciology», No. 12, 1952.
Joset A. et J. J. Holtzscherer. Détermination des épaisseurs de l'Inlandsis du Groenland. «Ann. Géophys.», tome 10, No. 4, 1954.
Jost W. Etudes glaciologiques sur le glacier inférieur de l'Aar. AHS, No. 39, 1956.
Kamb W. B. Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiment. «Journ. of Geophys. Research», vol. 64, No. 11, 1959.
Kamb W. B. The glide direction in ice. «Journ. of Glaciology», No. 30, 1961.
Kasser P. Ein leichter thermischer Eisbohrer... etc. Geofisica pura e applicata, vol. 45, No. 1, 1960.
Keidel H. Ueber den Büsserschnee der argentinischer Anden. «Ztschr. f. G.», IV, 1909.
Kikolski B. Wstępne wyniki chinskich badan glacjologicznych. «Przegląd geograficzny», XXXI, zeszyt 3—4. Warszawa, 1959.
King C. A. M. and J. D. Ives. Glaciological observations on some of the outlet glaciers of south-west Vatnajokull, Iceland, 1954. «Journ. of

Glaciology», No. 18, 1955 and No. 19, 1956.
King C. A. M. and W. V. Lewis. A tentative theory of ogive formation. «Journ. of Glaciol.», No. 29, 1961.
Kinsman J. and J. Sheard. The glaciers of Jan Mayen. «Journ. of glaciology», No. 34, 1963.
Kinzl H. Bemerkungen über tägliche periodische Schwankungen der Gletscherbewegung... etc. «Ztschr. f. G.», XVII, H. 1—3, 1929.
Kinzl H. Die Vergletscherung in der Südhälfte der Cordillera Blanca (Peru). «Ztschr. f. G. und G.», Bd. I, 1, 1949.
Klebelsberg R. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Band I. Allgemeiner Teil. Band II. Historisch-regionaler Teil. Wien, 1948—1949.
Klebelsberg R. Die Gletscher der österreichischen Alpen 1942 bis 1946. «Ztschr. f. G. und G.», Bd. I, 1, 1949; Bd. I, 2, 1950 (за 1947—1949 rr.); Bd. III, 3, 1956 (за 1954 и 1955 rr.).
Klimaszewski M. Geomorfologia ogólna. Warszawa, 1961.
Koechlin R. Les glaciers et leur mécanisme. Lausanne, 1944.
Koechlin R. The formation of fjords. «Journ. of Glaciology», No. 2, 1947.
Kosiba A. Grenlandia. Lwów, 1937.
Kosiba A. Badania glacjologiczne na Spitsbergenie w lecie 1957 roku. «Przeglad geofizyczny», Rocznik III (XI), zeszyt 2. Warszawa, 1958.
La Chapelle E. Errors in ablation measurements from settlement and sub-surface melting. «Journ. of Glaciology», No. 26, 1959.
La Chapelle E. Assesing glacier mass budgets by reconnaisance aerial photography. «Journ. of. Glaciology», No. 33, 1962.
Lágally M. Versuch einer Theorie der Spaltenbildung in Gletschern. «Ztschr. f. G.», XVII, H. 4—5, 1929.
Lágally M. Versuch einer Theorie der Spaltenbildung in Gletschern. «Ztschr. f. G.», XVIII, H. 1—3, 1930.
Lagally M. Zur Thermodynamik der Gletscher. «Ztcshr. f. G.», XX, H. 4—5, 1932.
Lagally M. Mechanik und Thermodynamik des stationären Gletschers. Ergebnisse der kosmischen Physik, Bd. II. Leipzig, 1933.
Landauer J. K. Some preliminary observations on the plasticity of Greenland glaciers «Journ. of Glaciology», No. 26, 1959.
Langway Ch. C. Bubble pressures in Greenland glacier ice. AHS, No. 47, 1958.
La Placa S. and B. Post. Thermal expansion of ice. Acta Crystallographica, vol. 13, part 6, 1960.
Lawrence D. B. Glacier fluctuation in Northwestern North America within the past six centuries. AHS, No. 32, 1952.
Le Conte J. N. The motion of the Nisqually glacier. «Ztschr. f. G.», I, 1907.
Lefèvre C., P. Albertinoli, A. Bauer, A. Blum, L. Cagniard et H. Fournier. Mesures électriques et telluriques sur le Grand glacier d'Aletsch. «Ann. Géophys.», tome 13, No. 1, 1957.
Leighton F. B. Ogives of the East Twin glacier, Alaska; their nature and origin. «Journ. of Geol.», vol. 59, No. 6, 1951.
Lewis W. V. Glacial movement by rotational slipping. «Geogr. Ann.», H. 1—4, 1949.
Lewis W. V. The flow of glaciers. «The Observatory», vol. 70, No. 855, pp. 65—66, 1950.
Lewis W. Pressure release and glacial erosion. «Journ. of Glaciology», No. 16, 1954.
Lewis W. V. (ed). Norwegian cirque glaciers. Roy. Geogr. Soc. Research series, No. 4, London, 1960.
Lewis W. V. and M. M. Miller. Kaolin model glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 18, 1955.

Liestöl O. A new type of ablatograph. «Journ. of Glaciology», No. 16, 1954.
Liestöl O. Glacier dammed lakes in Norway. Oslo, 1956.
Liestöl O. Glaciers of the present day (В кн.: «Geology of Norway», editor O. Holtedahl. Oslo, 1960).
Lindig G. Feinbewegungsmessungen an einigen Ostalpen-Gletschern. AHS, No. 46, 1958.
Lliboutry L. More about advancing and retreating glaciers in Patagonia. «Journ. of Glaciology», No. 13, 1953a.
Lliboutry L. Snow and ice in the Monte Fitz Roy region (Patagonia). «Journ. of Glaciology», No. 14, 1953б.
Lliboutry L. Le massif du Nevado Juncal, ses pénitents et ses glaciers. «Revue de géographie alpine», t. XLII, fasc. III. Grenoble, 1954a.
Lliboutry L. The origin of penitents. «Journ. of Glaciology», No. 15, 1954б.
Lliboutry L. Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciologia. Santiago de Chile, 1956a.
Lliboutry L. La mécanique des glaciers en particulier au voisinage de leur front. «Annales de géophysique», tome 12, No. 4, 1956б.
Lliboutry L. La structure des pénitents de neige. AHS, No. 39, 1956в.
Lliboutry L. Banding and volcanic ash on Patagonian glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 21, 1957.
Lliboutry L. Studies of the shrinkage after a sudden advance, blue bands and wave ogives on Glaciar Universidad. «Journ. of Glaciology», No. 24, 1958a.
Lliboutry L. Contribution à la théorie du frottement du glacier sur son lit. Comptes rendus Acad. Sci., t. 247, No. 3, 1958б.
Lliboutry L. Frottement sur le lit et mouvement par saccades d'un glacier. Comptes rendus Acad. Sci., t. 247, No. 2, 1958в.
Lliboutry L. Ondes cinématiques sur un glacier et glissement sur le lit. Comptes rendus Acad. Sci., tome 247, No 1, 1958г.
Lliboutry L. Une théorie du frottement du glacier sur son lit. «Ann. Géophys.», tome 15, No. 2, 1959.
Lliboutry L. Measurement of firn motion by a magnetic prospecting method. «Journ. of Glaciol.», No. 29, 1961.
Lliboutry L., O. Gonzalez et J. Simken. Les glaciers du desert chilien. AHS, No. 46, 1958.
Loewe F. The amount of rime and snowdrift as factors in the mass balance of glaciers. AHS, Bull. No. 23. Riga, 1938.
Loewe F. Contributions to the glaciology of the Antarctic. «Journ. of Glaciology», No. 19, 1956.
Loewe F. Notes concerning the mass budget of the Antarctic inland ice. Antarctic meteorology. Pergamon press, 1960.
Loewe F. Beiträge zum Massenhaushalt des antarktischen Inlandeises. «Petermanns Mitt.», No. 4, 1961.
Lorenzo J. L. Los glaciares de Mexico. Mexico, 1959.
Manley G. On the occurence of ice domes and permanently snowcovered summits. «Journ. of Glaciology», No. 17, 1955.
Marchi L. La propagation des ondes dans les glaciers. «Ztschr. f. G.», V, 1911.
Martonne E. L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. «Ann. de Géogr.», XIX, 1910, XX, 1911.
Marussi A. Les resultats des recherches géophysiques de l'expédition italienne au Karakoroum, 1954—1955. «Ciel et Terre», No. 7—8, 1959
Mason B. J. The growth of ice crystals from the vapour and the melt. «Advances in physics», vol. 7, No. 26, 1958.
Mason D. The Larsen shelf ice. «Journ. of Glaciology», No. 8, 1950.
Mason K. The study of threatening glaciers. «Geogr. Journ.», January, 1935.

Mathews W. H. Vertical distribution of velocity in Salmon glacier. AHS, No. 46, 1958.
Mathews W. H. Vertical distribution of velocity in Salmon glacier, British Columbia. «Journ. of Glaciology», No. 26, 1959.
Matthes F. Glaciers (глава V в кн.: «Physics of the Earth, IX, Hydrology»). New York and London, 1942.
Mc Call J. G. The internal structure of a cirque glacier. «Journ. of Glaciology», No. 12, 1952.
Meier M. F. The mechanics of crevasse formation. AHS, No. 46, 1958.
Meier M. F. Distribution and variations of glaciers in the United States... AHS, No. 54, 1961.
Meier M. F. Proposed definitions for glacier mass budget terms «Journ. of Glaciology», No. 33, 1962.
Mellor M. Australian glaciological contributions in Antarctica. «Journ. of Glaciology», No. 24, 1958.
Mellor M. Ice flow in Antarctica. «Journ. of Glaciology», No. 25, 1959a.
Mellor M. Mass balance studies in Antarctica. «Journ. of Glaciology», No. 26, 1959б (русск. перев., см. «Мат-лы гляциол. исслед.», сер. «Хроника, обсуждения», вып. 1, 1961, стр. 152—164).
Mellor M. Temperature gradients in the Antarctic ice sheet. «Journ. of Glaciology», No. 28, 1960.
Mellor M. and G. Mc Kinnon. The Amery ice shelf and its hinterland «The Polar Record», vol. 10, No. 64, 1960.
Mercanton P. Forages glaciaires. «Arch. des sciences phys. et natur.» Gen., XIX, 1905.
Mercanton P. Le cryocinémétre de la Commission helvétique des glaciers. «Ztschr. f. G.», XXII, 1935.
Mercanton P. L. Rapport sur les variations des glaciers de 1935 à 1946. AHS, Assemblée générale d'Oslo, 1948, tome II.
Mercanton P. L. The growth of the glacier grain. «Journ. of Glaciology», No. 7, 1950.
Mercanton P. L. Rapport sur les variations de longueur des glaciers européens, de 1947 à 1950. AHS, No. 32, 1952.
Mercanton P. L. Rapport sur les variations de longueur des glaciers d'Europe en 1950—51, 1951—52, 1952—53. AHS, No. 39, 1956.
Mercanton P. L. Aires englacées et cotes frontales des glaciers suisses. «Cours d'Eau et Energie», No. 12. Zurich, 1958a.
Mercanton P. Un demi-siècle d'observation à l'échelle nivométrique de l'Eiger. AHS, No. 46, 1958б.
Mercanton P. Rapport sur les variations de longueur des glaciers européens en 1953/54, 1954/55 et 1955/56. AHS, No. 46, 1958в.
Mercer J. H. The estimation of the regimen and former firn limit of a glacier. «Journ. of Glaciology», No. 30, 1961.
Millecamps R. Sur une nouvelle méthode d'investigation en glaciologie. AHS, No. 54, 1961.
Millecamps R. G. et M. Lafargue. Présentation d'une méthode électroacoustique originale pour l'étude du mécanisme de l'écoulement et des deformations de la glace sur l'épaisseur d'un glacier. AHS, No. 47, 1958.
Miller M. Glaciothermal studies on the Taku glacier, southeastern Alaska. AHS, No. 39, 1956.
Miller M. M. Phenomena associated with the deformation of a glacier bore-hole. AHS, No. 46, 1958a.
Miller M. M. The role of diastrophism in the regimen of glaciers in the St. Elias district, Alaska. «Journ. of Glaciology», No. 24, 1958б.
Monkhouse F. J. Principles of physical geography. London, 1957.
Morawetz S. Gletschergang und Klimafaktoren. «Petermann's. Geogr. Mitteilungen», No. 4, 1949.

Mothes H. und B. Brockamp. Seismische Untersuchungen am Pasterzenkees. «Ztschr. f. G.», XIX, H. 1—3, 1931.
Müller F. Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg island. «Journ. of Glaciology.» No. 33, 1962.
Nakaya U. An electron microscope study of snow crystal nuclei. «Journ. of Glaciology», No. 13, 1953.
Nakaya U. Snow crystals. Harvard University Press, 1954.
Nakaya U. The deformation of single crystals of ice. AHS, No. 47, 1958.
Nichols R. and M. Miller. The Moreno glacier, Lago Argentino, Patagonia. «Journ. of Glaciology», No. 11, 1952.
Nielsen L. E. Regimen and flow of ice in equilibrium glaciers. «Bull. Geol. Soc. Amer.», vol. 66, No. 1, 1955.
Nielsen L. E. Preliminary study on the regimen and movement of the Taku glacier, Alaska. «Bull. of the Geolog. Soc. of America», vol. 68, No. 2, 1957.
Nobles L. H. Surface features of the ice-cap margin Northwestern Greenland. Geology of the Arctic. University of Toronto press, 1961.
Nobles L. H. Structure of the ice cap margin. «Folia geographica danica», IX, Köbenhavn, 1961a.
Nye J. F. The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity. Proc. Roy. Soc., series A, vol. 207, No. 1091, 1951.
Nye J. F. A method of calculating the thickness of the icesheets. «Nature», vol. 169, No. 4300, 1952a.
Nye J. F. A comparison between the theoretical and the measured long profile on the Unteraar glacier. «Journ of Glaciology», No. 12, 19526.
Nye J. F. The mechanics of glacier flow. «Journ. of Glaciology», No. 12, 1952в.
Nye J. F. The flow law of ice from measurements in glacier tunnels, laboratory experiments and the Jungfraufirn borehole experiment. Proc. Roy. Soc., ser. A, vol. 219, No. 1139, 1953.
Nye J. F. The distribution of stress and velocity in glaciers and ice sheets. Proc. Roy. Soc., ser. A, vol. 239, No. 1216, 1957.
Nye J. F. A theory of wave formation in glaciers. AHS, No. 47, 1958.
Nye J. F. Surges in glaciers. «Nature», vol. 181, No. 4621, 1958a.
Nye J. F. The deformation of a glacier below an ice fall. «Journ. of Glaciology», No. 25, 1959a.
Nye J. F. The motion of ice sheets and glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 26, 19596.
Nye J. F. The response of glaciers and ice sheets to seasonal and climatic changes. Proc. Roy. Soc., ser. A, vol. 256, No. 1287. London, 1960.
Nye J. F. The influence of climatic variations on glaciers. AHS, No. 54, 1961.
O'Dell A. C. The Scandinavian world. London — New York — Toronto, 1957.
Odell N. E. The glaciers and morphology of the Franz-Josef Fjord region of North-East Greenland. «Geogr. Journ.», No. 2, 1937.
Odell N. E. Mount Ruapehu, New Zealand: Observations on its crater lake and glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 18, 1955.
Odin A. A. Essai d'une application des principes de la mécanique à l'écoulement des glaciers. «Bull. de la Soc. Vaudoise des Sci. natur.», XXIV. Lausanne, 1889.
Orowan E. The flow of glaciers. «The Observatory», vol. 70, No. 855, pp. 66—67, 1950.
Orvig S. The climate of the ablation period on the Barnes ice-cap in 1950. «Geogr. Ann.», H. 3—4, 1951.
Orvig S. Glacial-meteorological observations on ice-caps in Baffin island «Geogr. Ann.», 36, H. 3—4, 1954.
Oulianoff N. Mouvement des glaciers. AHS, No. 47, 1958.

Öyen P. A. Klima- und Gletscherschwankungen in Norwegen. «Ztschr. f. G.», I, 1907.
Paschinger V. Profiländerungen der Pasterze 1848—1942. «Ztschr. f. G. und G.», Bd. I, 1, 1949.
Paterson W. S. B. Movement of the Sefströms Gletscher, North — East Greenland. «Journ. of Glaciol.», No. 29, 1961.
Paulcke W. Eisbildungen. I. Der Schnee und seine Diagenese. «Ztschr. f. G.», XXI, H. 4—5, 1934.
Perutz M. F. Direct measurement of the velocity distribution in a vertical profile through a glacier. «Journ. of Glaciology», No. 7, 1950a.
Perutz M. The flow of glaciers. «The Observatory», vol. 70, No. 855, pp. 64—65, 1950б.
Perutz M. F. The flow of glaciers. «Nature», vol. 172, No. 4386, 1953.
Perutz M. F. Glaciers. Proc. Roy. Institution of Great Britain, vol. XXXV, part III, No. 160, 1954.
Perutz M. F. and G. Seligman. A crystallographic investigation of glacier structure and the mechanism of glacier flow. Proc. Roy. Soc., ser. A, vol. 172, No. 950, 1939.
Péwé T. L. and R. Church. Glacier regimen in Antarctica... etc. Ass. intern. hydrol. Scient., publ. № 58, 1962.
Philberth B. Disposal of atomic fission products in Greenland or Antarctic. AHS, No. 47, 1958.
Pillewizer W. Zur Frage jahreszeitlicher Schwankungen in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung. «Ztschr. f. G. und G.», Bd. I, 1, 1949.
Pillewizer W. Neue Erkenntnisse über die Blockbewegung der Gletscher. AHS, No. 46, 1958.
Post A. S. The exceptional advances of the Muldrow, Black Rapids, and Susitna glaciers. «Journ. of Geophysical Research», vol. 65, No. 11, 1960.
Preliminary reports of the Antarctic and northern hemisphere glaciology programs (IGY Glaciol. report series, No. 1). Amer. Geogr. Soc. New York, 1958.
Queille-Lefèvre C., Bauer et Girard. Premier essai de mesure électrique d'épaisseur d'un glacier. «Ann. Géophys.», tome 15, No. 4. 1959.
Quervain M. R. de. Avalanche classification. AHS, No. 46, 1958.
Quincke G. The formation of ice and the grained structure of glaciers. Proc. Roy. Soc., ser A, vol. 76, No. A-512, 1905.
Radok U. Temperatures in polar ice caps. «Nature», vol. 184, No. 4692. October, 1959.
Reid H. F. The mechanics of glaciers. «Journ. of Geol.», vol. IV, No. VIII, 1896.
Rekstad J. Einiges über Gletscherschwankungen im Westlichen Norwegen. «Ztschr. f. G.», I, 1907.
Remenieras M. G. et M. M. Terrier. La sonde électrothermique pour le forage des glaciers. AHS, No. 32, 1952.
Renaud A. A contribution to the study of the glacier grain. «Journ. of Glaciology», No. 6, 1949.
Renaud A. Nouvelle contribution à l'étude du grain de glacier. AHS, No. 32, 1952a.
Renaud A. Observations on the surface movement and ablation of the Gorner glacier. «Journ. of Glaciology», No. 11, 1952б.
Renaud A. Sur la presence et le rôle des impuretés dans les glaciers. AHS, No. 47, 1958.
Renaud A. et P. L. Mercanton. Les sondages sismiques de la Commission Helvétique des glaciers. AHS, Assemblée générale d'Oslo 1948, tome II.
Richter E. Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart, 1888.

Rigsby G. P. Crystal fabric studies on Emmons glacier, Mount Rainier, Washington. «Journ. of Geol.», vol. 59, No. 6, 1951.
Rigsby G. P. Fabrics of glacier and laboratory deformed ice. AHS, No. 47, 1958.
Rigsby G. Crystal orientation in glacier and in experimentally deformed ice. «Journ. of Glaciology», No. 27, 1960 (русский перев., см. «Мат-лы гляцнол. исслед.», сер. «Хроника, обсуждения», вып. 2, 1961).
Robin G. de Q. The flow and thickness of glaciers. «The Polar Record», vol. 6, No. 45, 1953.
Robin G. Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets. «Journ. of Glaciology», No. 18, 1955.
Robin G. de Q. Some factors affecting the temperature distribution in large ice sheets. AHS, No. 39, 1956.
Robin G. de Q. Seismic shootings and related investigations. Norwegian-British-Swedish Antarctic expedition 1949—52. Scientific results, vol. V. Oslo, 1958.
Robin G. de Q. Progress report on the Antarctic ice sheet. «The Polar Record», vol. 10, No. 64, 1960.
Romanovsky V. et A. Cailleux. La glace et les glaciers. Paris, 1953.
Sandström A. E. On the concentration of heavy water in glacier ice. «Arkiv för Fysik», Bd. 3, No. 35, 1951.
Saussure H. B. Voyages dans les Alpes, tome I, Neuchâtel, 1779; tome II, Genève, 1786; tome IV, Neuchâtel, 1796.
Scholander P. F. and D. C. Nutt. Bubble pressure in Greenland icebergs. «Journ. of Glaciology», No. 28, 1960.
Scholander P. F., E. A. Hemmingsen, L. K. Coachman and D. C. Nutt. Composition of gas bubbles in Greenland icebergs. «Journ. of Glaciol.», No. 29, 1961.
Schytt V. Re-freezing of the melt-water on the surface of glacier ice. «Geogr. Ann.», H. 1—4, 1949.
Schytt V. Snow studies at Maudheim. Norwegian — British — Swedish Antarctic expedition 1949—52. Scientific results, vol. IV-A. Oslo, 1958a.
Schytt V. Snow studies inland. Norwegian — British — Swedish Antractic expedition 1949—52. Scientific results, vol. IV-B. Oslo, 1958б.
Schytt V. The inner structure of the ice shelf at Maudheim as shown by core drilling. Norwegian — British — Swedish Antarctic exped. 1949—52. Scientific results, vol. IV-C. Oslo, 1958в.
Seligman G. Snow structure and ski fields. London, 1936.
Seligman G. The structure of a temperate glacier. «Geogr. Journ.», vol. XCVII, No. 5, 1941.
Seligman G. Extrusion flow in glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 1, 1947.
Seligman G. Research on glacier flow. Geogr. Ann., H. 1—4, 1949a.
Seligman G. The growth of the glacier crystal. «Journ. of Glaciology», No. 5, 1949б.
Sharp R. The constitution of valley glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 4, 1948.
Sharp R. P. Features of the firn on Upper Seward glacier, St. Elias mountains, Canada. «Journ. of Geol.», vol. 59, № 6, 1951a.
Sharp R. P. Thermal regimen of firn on Upper Seward glacier. «Journ. of Glaciology», No. 9, 1951б.
Sharp R. P. Meltwater behavior in firn on Upper Seward glacier. AHS, No. 32, 1952.
Sharp R. P. Deformation of a vertical bore hole in a piedmont glacier. «Journ. of Glaciology», No. 13, 1953.
Sharp R. P. Glacier flow: a review. «Bull. Geol. Soc. America», vol. 65, No. 9, 1954.

Sharp R. P. Glaciers in the Arctic. «Arctic», vol. 9, No. 1—2. Ottawa, 1956.
Sharp R. Malaspina glacier, Alaska. «Bull. Geolog. Soc. America», vol. 69, No. 6, 1958.
Sharp R. Glaciers. Eugene, Oregon, 1960.
Shoumsky P. A. The mechanism of ice straining... etc.. AHS, No. 47, 1958.
Shumskiy P. A. On the theory of glacier motion. AHS, No. 55, 1961в.
Shumskiy P. A. The dynamics and morphology of glaciers. AHS, No. 55, 1961г.
Smith J. Glacier problems in South Georgia. «Journ. of Glaciology», No. 28, 1960.
Somigliana C. Sulla profondità dei ghiacciai. Rend. Acad. Lincei, 30, 1921.
Somigliana C. Ricerche sull'ablazione glaciale e sulle relazioni fra variazioni glaciali e variazioni climatiche. Roma, 1933.
Sömme A. (editor). A geography of Norden. Oslo, 1960.
Spink P. C. The equatorial glaciers of East Africa. «Journ. of Glaciology», No. 5, 1949.
Stacey J. S. A prototype hotpoint for thermal boring on the Athabasca glacier. «Journ. of Glaciology», No. 28, 1960.
Stamp L. D. (ed.). A glossary of geographical terms. London — New York, 1961.
Steinböck O. Ueber Kryokonitlöcher und ihre biologische Bedeutung. «Ztschr. f. G.», XXIV, 1936.
Steinemann S. Thermodynamics and mechanics of ice at the melting point. AHS, No. 47, 1958.
Stephenson P. J. and H. Lister. Preliminary results of the glaciological work of the Transantarctic expedition 1955—58. «Journ. of Glaciology», No. 25, 1959.
Streiff-Becker R. Zwanzig Jahre Firnbeobachtung. «Ztschr. f. G.», XXIV, 1936.
Streiff-Becker R. Zur Dynamik des Firneises. «Ztschr. f. G.», XXVI, 1938.
Streiff-Becker R. Pot-holes and glacier mills. «Journ. of Glaciology», No. 9, 1951.
Stuart A. W. and A. J. Heine. Glaciological work of the 1959—60 U. S. Victoria land traverse. «Journ. of Glaciology», No. 30, 1961.
Suggate R. P. Franz Josep and other glaciers of the Southern Alps, New Zealand. «Journ. of Glaciology», No. 8, 1950.
Sverdrup H. The temperature of the firn on Isachsen's plateau... etc. «Geogr. Ann», 1935a.
Sverdrup H. The ablation on Isachsen's Plateau and on the Fourteenth of July glacier... etc. «Geogr. Ann.», 1935б.
Symposium de Chamonix, 1958. Physique du mouvement de la glace. AHS, No. 47, 1958.
Swithinbank Ch. The origin of dirt cones on glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 8, 1950.
Swithinbank C. The use of stakes in measuring the accumulation of snow on glaciers. AHS, No. 39, 1956.
Swithinbank Ch. The morphology of the ice shelves of Western Dronning Maud Land. Norwegian — British — Swedish Antarctic expedition 1949—1952. Scientific results, vol. III. Oslo, 1957б.
Swithinbank Ch. The regime of the ice shelves at Maudheim as shown by stake measurements. Norwegian — British — Swedish Antarctic expedition 1949—52. Scientific results, vol. III. Oslo, 1957б.
Swithinbank Ch. The movement of the ice shelf at Maudheim. Norwegian — British — Swedish Antarctic expedition, 1949—1952. Scientific results, vol. III—C. Oslo, 1958.

Swithinbank Ch. The morphology of the inland ice sheet... etc. Norwegian — British — Swedish Antarctic expedition 1949—1952. Scientific results, vol. III—D. Oslo, 1959a.
Swithinbank Ch. The regime of the ice sheet of Western Dronning Maud land... etc. Norwegian — British — Swedish Antarctic expedition 1949—1952. Scientific results, vol. III—E. Oslo, 1959b.
Swithinbank Ch. Ice movement inland. Norwegian — British — Swedish Antarctic expedition 1949—1952. Scientific results, vol. III—F. Oslo, 1960.
Tarr R. S. The theory of advance of glaciers in response to earthquake shaking. «Ztschr. f. G.», V, 1910.
Tarr R. S. and J. L. Rich. The properties of ice — experimental studies. «Ztschr. f. G.», VI, 1912.
Taylor A. Physical geography of the Queen Elizabeth islands. Vol. 2 (Glaciology). Amer. Geogr. Soc., 1956.
Thorarinsson S. Some new aspects of the Grimsvötn problem. «Journ. of. Glaciology», No. 14, 1953.
Todtmann E. M. Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull). Hamburg, 1960.
Tricart J. et A. Cailleux. Cours de géomorphologie. Partie II fasc. I. Le modelé des pays froids, 1, 2. Paris, 1953.
Troll C. Büsserschnee in der Hochgebirge der Erde. «Peterm. Geogr. Mitt.», Ergänzungsheft, No. 240, 1942.
Tyndall J. Sur quelques propriétés physiques de la glace. «Arch. d. sci. phys. et natur.», Gen., I, 1858.
Tyndall. 1866 см. Тиндаль Дж. 1866.
Tyndall J. et Th. Huxley. Sur la structure et le mouvement des glaciers. «Arch. d. sci. phys. et natur.», Gen., II, 1858.
Untersteiner N. Some observations on the banding of glacier ice. «Journ. of Glaciology», No. 17, 1955.
Vanni M. L'activité du Comité glaciologique et les variations de glaciers italiens en 1956. AHS, No. 46, 1958.
Vareschi V. Blütenpollen im Gletschereis. «Ztschr. f. G.», XXIII, H. 4—5, 1935.
Vercelli F. Le mouvement des glaciers. Publicazioni dell'Instituto talassografico, No. 268, Trieste, 1951.
Vercelli F. Il mare, i laghi, i ghiacciai. Torino, 1951a.
Veyret P. Le lit glaciaire. «Revue de géographie alpine», XIII, fasc. III, 1955.
Vialov S. Regularities of ice deformation. AHS, No. 47, 1958.
Visser P. C. Gletscherüberschiebungen im Nubra- und Shyock-Gebiet des Karakorum. «Ztschr. f. G.», XX, H. 1—3, 1932.
Visser Ph. C. Benennung der Vergletscherungstypen. «Ztschr. f. G.», XXI, H. 1—3, 1933.
Visser Ph. C. Gletscherbeobachtungen im Karakorum. Scherflächen und Gletscherüberschiebungen. «Ztschr. f. G.», XXII, 1935.
Visser Ph. C. Glaziologie. Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expeditionen in den Karakorum... etc. Bd. II. Leiden, 1938.
Wallen C. C. Influences affecting glacier extension in Northern Sweden. AHS, No. 32, 1952.
Ward W. H. The glaciological studies of the Baffin island expedition, 1950. Part III, Equipment and techniques. «Journ. of Glaciology», No. 12, 1952.
Ward W. H. The flow of Highway glacier. «Journ. of Glaciology», No. 18, 1955.
Ward W. H. Glaciological studies in the Penny highlang Baffin island 1953. AHS, No. 39, 1956.
Ward W. H. Surface markers for ice movement surveys. AHS, No. 47, 1958.

Ward W. H. and P. D. Baird. A description of the Penny ice cap, its accumulation and ablation. «Journ. of Glaciology», No. 15, 1954.
Ward W. H. and S. Orvig. The heat exchange at the surface of the Barnes ice cap during the ablation period. «Journ. of Glaciology», No. 13, 1953.
Washburn H. B. The Harvard — Dartmouth Alaskan expedition 1933—1934. «Geogr. Journ.», June, 1936.
Wasowicz J. Granica śniegu w Selkirkach oraz Kordyljerach Alaski i Kanady. Kraków, 1934.
Weertman J. On the sliding of glaciers. «Journ. of Glaciology», No. 21, 1957.
Weertman J. Traveling waves on glaciers. AHS, No. 47, 1958.
Weertman J. Equilibrium profile of ice caps. «Journ. of Glaciology», No. 30, 1961.
Weidick A. Glacial variations in West Greenland in historical time. Part I, Southwest Greenland. København, 1959.
Wexler H. Geothermal heat and glacial growth. «Journ. of Glaciology», No. 25, 1959.
Wexler H. Ice budgets for Antarctica and changes in sea-level. «Journ. of Glaciol.», No. 29, 1961.
Wilson Ch. R. Surface movement and its relationship to the average annual hydrological budget of Lemon Creek glacier, Alaska. «Journ. of Glaciology», No. 25, 1959.
Wissmann H. von. Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien. Akad. d. Wissensch. und d. Literatur in Mainz. Abhandl. d. mathem.-naturwiss. Klasse, No. 14, 1959.
Workman W. H. A study of nieves penitentes in the Himalaya. «Ztschr. f. G.», II, 1908.
Workman W. H. Features of Karakorum glaciers connected with pressure, especially of affluents. «Ztschr. f. G.», VIII, 1913.
Wright C. S. and R. E. Priestley. Glaciology. British (Terra Nova) Antarctic expedition 1910—1913. London, 1922.
Zumberge J. H., M. Giovinetto, R. Kehle and J. Reid. Deformation of the Ross ice shelf near the Bay of Whales, Antarctica. New York, 1960.

УКАЗАТЕЛЬ ПОНЯТИЙ И ТЕРМИНОВ

Аблятограф 312
Абляционная ложбина 309
Абляционная морена 401
Абляция 277
Абразия (ледниковая) 417
Айсберг 321
Айсберговый язык 381
Айсблок 321
Аккумулограф 313
Аккумуляция 93
Активное движение (в леднике) 255
Активные ледники 210
Активный слой 154, 163
Альпийский тип ледников 372
Аляскинские полосы 128
Аляскинский тип ледников 376
Аритмические огивы 140
Атмогенные льды 27
Аэропагетальные льды 26

Баланс ледника 70, 323
Балансовые кривые 361
Бараний лоб 421
Бассейны 426
Бассейны выделения 435, 436
Береговая морена 404
Береговая трещина 382
Боковая морена 399
Боковая трещина 220
Большая абляция 278
Борозда сглаживания 428
Бороздчатый лед 119
Борозды (ледниковые) 420
Борозды таяния 104, 297
Брутто-абляция 278

Валовая абляция 278
Валунный суглинок (глина) 407
Валунный шлейф 408
Валуны 397
Вековые колебания ледников 330
Вертикальный градиент абляции 327
Вертикальный градиент аккумуляции 327
Взброшенная морена 402
Видимая снеговая граница 60, 64
Видимая фирновая линия 65
Висячая долина 429
Висячий ледник 271, 369
Влажный метаморфизм 34
Вложенный ледник 274
Внутренняя абляция 280
Внутренняя морена 398
Внутривековые колебания климата 358
Водяная сумка 45
Возгонка 12
Возрожденный ледник 372
Волна вспучивания 351
Волновые огивы 122
Волны плавления 104
Воронки (ледниковые) 309
Воронкообразный цирк 424
Врезанные ледники 388
Временное сопротивление 51
Вторичная полосчатость 132, 139
Вторично - рекристаллизационный лед 40
Выводные ледники 379, 380

Гидравлический радиус 240
Гидрогенные льды 27, 28
Гидропагетальные льды 26
Гималайский тип ледников 373
Гипертрофированные ледники 390

Гипсографический коэффициент 88
Глетчерная мука 397
Глетчерный лед 26
Глубинная изморозь 35
Глубинный иней 35
Глыбовое движение 211
Гляциоклиматические показатели 87
Гляциология 3
Гляцио-флювиальные отложения 409
Годичная полосчатость 120
Годичные огивы 123, 139
Голова трога 428
Гололед 18
Голубая полосчатость 117 138
Горнопокровные ледники 393
Горные ледники 386, 392
Гороритмические огивы 139
Гравийные конусы 304
Гравитационное течение 246
Град 16
Градиент абляции 295
Граница аккумуляции 61
Граница оледенения 60
Граница фирновых пятен 66
Гребешки давления 122
Гребни Рейда 119
Гроссабляция 278
Грот (ледниковый) 279
Грунтовая лавина 91, 93
Грязевые конусы 303
Грязевые полосы 119, 138

Движущиеся морены 396
Двойниковые ледники 375
Двойной ледник 372
Дендритовый ледник 373
Депрессия снеговой границы 78
Детерсия 418
Детракция 418
Деятельный слой 154, 163
Диагенез 33
Динамометаморфизм 40
Динамопагетальные льды 26
Диссипатор 98
Дитригон 20
Дифлюэнтные ледники 377
Дифференциальная абляция 302
Долинный ледник 371
Долинный шлейф 409
Донная абляция 278, 279
Донная морена 397, 402
Донный лед 25
Древовидный ледник 373
Дрифт 409
Друмлин 405
Дюнный ледник 384

Жандармы 424
Желоб 420
Жилистое строение 117
Жильные голубые полосы 138, 139

Завалы 320
Замыкающий цирк 424
Зандры 409
Заструга 104
Звездообразные ледники 368
Земляные пирамиды 407
Зерна ледниковые 109
Зернистая изморозь 18
Зернистый налет 17
Зигзагообразные трещины 221
Зона дробления 224
Зона текучести 224
Зубчатый фирн 298
Зубы 424

Иглы 221, 424
Излучение снизу 163
Изогляцигипсы 75
Изотахиты 192
Изотермические ледники 172
Изофирны 75
Изохионы 75
Индекс вещественного баланса 323
Инерция сохранения ледника 366, 367
Инфильтрационно - рекристаллизационный лед 40
Инфильтрационный лед 40
Иокульхлауп 321, 447
Ископаемые ледники 385, 390
Исполиновые котлы 421
Истинная снеговая граница 60

Каверны 101
Кавказский тип ледника 372
Кальдерный ледник 369
Каменный глетчер 385
Каменный лед 385
Камовая терраса 412
Камы 412
Кангер 410
Кар 370, 423
Карлинг 425
Каровая лестница 425
Каровый ледник 370
Каскадный ледник 370
Катаклаз 33
Кающиеся льды 300, 308
Кающиеся снега 298
Кинематические волны 351
Климатическая снеговая граница 59, 65

Климатические циклы 357
Клиффовый ледник 370, 384
Колеистый лед 119
Колодец (ледниковый) 309
Конвергенция ледников 270
Конечная морена 402
Конжеляционные льды 27
Континентальный ледник 377, 379
Конус таяния 303
Конфлюэнтный ледник 380
Копровый зонд 30
Кора таяния 301
Котловинный ледник 374
Котлы 410, 421
Коэффициент вязкости 49
Коэффициент соответствия 86
Краевая ложбина 309
Краевая морена 402
Краевая трещина 103
Краевые ледники 384
Криокинеграф 191
Криокинеметр 191
Криоконит 306
Криоконитовые ямки 307
Криология 3, 4
Криосфера 58
Кристаллиты 109
Кристаллическая изморозь 18
Кристаллическая решетка 18
Кристаллический налет 17
Крутобокий ледник 370
Курчавые скалы 421
Куньлуньский тип ледников 373

Лавина 91
Лавинный ледник 372
Ламинарное движение 242, 243
Лед подножий 384
Лед потоков 25
Ледник 3, 81—83
Ледник 1-го порядка 386
Ледник 2-го порядка 386
Ледник стрэндфлета 385
Ледники возвышенностей 376
Ледники вулканических конусов 368
Ледники высоких полярных широт 180
Ледники плато 375
Ледники плоских вершин 369
Ледники подножий 370, 384
Ледники растекания 393
Ледники стока 393
Ледники ступеней 370
Ледники ущелий 372
Ледниковая мельница 309
Ледниковая формула 99
Ледниковая эрозия 415
Ледниковое молоко 279
Ледниково-морские осадки 414
Ледниково-речные отложения 409
Ледниковые ворота 279
Ледниковые катастрофы 505
Ледниковые панцири 368
Ледниковые часы 191
Ледниковый грабен 279
Ледниковый гриб 305
Ледниковый комплекс 406
Ледниковый коэффициент 99
Ледниковый купол 377
Ледниковый лед 109
Ледниковый намет 390
Ледниковый паводок 351
Ледниковый стакан 306
Ледниковый стол 305
Ледниковый стрежень 198
Ледниковый щит 377
Ледниковый язык 98
Леднички 371
Ледопад 221
Ледораздел 275
Ледяная кора 25
Ледяная крупа 16
Ледяная облицовка 99
Ледяная пыль 16
Ледяная шапка 377
Ледяной барьер 382
Ледяной карст 279
Ледяной мох 301
Ледяной налет 17
Ледяной поток 380, 392
Ледяной фартук 99
Ледяной язык (плавучий) 380
Ледяные валы 303
Ледяные возвышения 384
Ледяные втулки 107
Ледяные конуса 303
Ледяные корки 36
Ледяные кружева 301
Ледяные наперстки 306
Ледяные соты 306
Ледяные цветы 20
Лежачий ледник 271
Ленточная структура 117
Ленточность (ледника) 117
Ленточные глины 413
Лестница каров 425
Линии движения 215
Линии тока 213
Линия равновесия 63, 440
Листоватость 117
Ложбинная долина 421
Лотки (лавинные) 92
Лотковая лавина 93
Лунки Келлера 306
Лучеобразный ледник 389

Магматические ледяные породы 25
Маргинальный оз 411
Материковые льды 377, 387
Межгорный ледник 373, 389
Межлопастная морена 402
Мезопластичность 57
Мертвые ледники 210
Мертвый лед 82, 210
Местная снеговая граница 60
Метаморфические льды 27
Метелевый снег 29
Метелемер 96
Метки (на ледниках) 332
Механическое бурение 141
Миграция центра 198
Микропластичность 57
Микроритмические огивы 140
Милонитизация 33
Модуль сдвига 48
Модуль Юига 47
Мокрая лавина 93
Морена 396
Морена напора 404
Моренный амфитеатр 406
Моренный чехол 400
Морская морена 414
Морские ледники 393
Музтагский тип ледников 373
Музыка ледника 309
Мульдовый ледник 370
Муравьиные кучи 303

Навеянный ледник 371, 385
Нагорные ледники (льды) 376, 387
Наледниковая промоина 308
Наложенный лед 62, 90
Наложенный ледник 274
Намерзший лед 62, 90, 325
Намывная равнина 409
Нарастающие осадки 17
Наслоенные голубые полосы 138
Наступание ледника 330
Насыпная морена 402
Натуральный ледниковый сток 219
Нерусловая лавина 93
Несогласное соединение (ледников) 274
Несущий ледник 271
Нетто-абляция 277
Нивационный ледник 371, 388
Нивация 425
Нивометр 96
Нижняя граница нулевого баланса льда 294
Нижняя морена 397
Ниша 423
Нишевый ледник 370
Новорожденный ледник 371
Норвежский тип ледников 375
Нормальные ледники 390
Нунатак 275

Обвальная морена 399
Объемный ледниковый коэффициент 100
Область абляции 98
Область питания 98
Область стока 98
Обледенелый фирн 107
Облом айсбергов 321
Общая абляция 278
Огивы 119, 133—136, 138
Огивы грязевых полос 138
Огивы плоскостей скалывания 138
Огивы Форбса 119, 120, 138
Ожеледь 18
Озерно-ледниковые отложения 413
Озы 410
Окаймляющий ледник 384, 385
Омываемый ледник 374
Оптическая ось 20
Орографическая снеговая граница 60, 66
Ортодендритовый ледник 388
Осадочные ледяные породы 26—30
Осадочные полосы 128
Основная морена 405
Островной лед 378
Отел ледников 321
Отложенная морена 396, 402
Отрицательная разность оледенения 84
Отступание ледника 330
Отщепление 417

Параллельные полосы 119
Паратектоническая перекристаллизация 32
Пассивное движение 255
Пассивные ледники 210
Патагонский тип ледников 372
Первичная полосчатость 132, 139
Первично-рекристаллизационный лед 39
Переливающийся ледник 387
Переметный ледник 375
Перемещаемый ледник 271
Переуглубленная долина 429
Переходные ледники 180
Переходный конус 406
Песчаные пирамиды 303
Пластинчатость 117
Пластичность 50
Пластическая деформация 50
Плитовидная лавина 92
Плитообразный ледник 377
Плоский ледник 379
Плоскость симметрии 20

Плоскость скольжения (трансляции) 53
Поверхностная лавина 93
Поверхностная морена 399
Поверхностный компонент движения 193
Погреба 101
Погребенный ледник 401
Подгорная трещина 102
Подковообразная морена 400
Подковообразный ледник 370
Подкраевая морена 402
Подледниковая абляция 278
Подледниковая морена 397
Подледниковый каньон 421
Подпруживание ледников 355
Покровные ледники 392, 393
Полигонизация 33
Полировка (ледниковая) 420
Полисинтетический ледник 372
Положительная разность оледенения 84
Полосчатость 117
Полосы инфильтрации 129
Полосы Форбса 119, 120
Полуденные лунки 306
Поля свечей 298
Полярные ледники 180
Поперечная морена 399
Поперечные трещины 221
Поперечный оз 411
Порядок оси симметрии 19
Потоковое движение ледника 188
Правильное течение 211
Предгорный ледник 376
Предел оледенения 60, 66—67
Предел пластичности 51
Предел упругости 51
Предельное состояние 186
Привнос льда 156
Придонная морена 397
Принцип соответствия 86
Прогрессивная фаза оледенения 363
Продольные полосы 119, 138
Продольные трещины 222
Пространственная решетка 18
Пушистый снег 29
Пылевая лавина 91, 93

Радиальные ледники 390
Радиационный иней 17
Разность оледенения 84
Рандклюфт 103
Рандшлюхт 309
Растягивающее движение 254
Расход льда 323
Реальная эквивалентная температура 288
Регенерация кристаллов 21
Регрессивная фаза оледенения 363
Режеляционная перекристаллизация 31
Режеляционный лед 27
Режеляционный фирн 39
Режеляция 32
Режим ледника 210, 323
Рейки стаивания 311
Рекристаллизационный фирн 38
Рекристаллизация 30
Ригель 427
Рубчатая морена 402
Рудиментарные ледники 390
Рыхлая лавина 92

Саговый снег 35
Сброшенная морена 402
Сверхвековые колебания климата 358
Сезонная снеговая граница 60
Сезонные колебания ледника 330
Сейсмозондирование 144—147
Сераки 102, 221
Серповидный ледник 370, 390
Сетчатые ледники 377, 390
Сжимающее движение 255
Скавлер 104
Скандинавский тип ледников 375
Склоновый ледник 385
Скользящая лавина 93
Сланцеватость 117
Слоистость 106, 117
Слоистые огивы 128
Снег 16—17
Снег кающихся 298
Снег плывун 35
Снеговая граница (линия) 59, 64
Снеговые доски 92
Снежная крупа 16
Снежная рябь 103
Снежные барханы 103
Снежные дюны 103
Снежные кающиеся 298
Снежные пики 299
Снежный покров 26, 28
Собирательная перекристаллизация 30
Согласное соединение (ледников) 274
Солевая пленка 43
Солнечная корка 37
Солнечное выветривание 300, 301
Солнечные карнизы 302
Срединная морена 400
Средний ледник 100
Средняя фирновая линия 65
Ссадины (ледниковые) 420

Стационарный ледник 213, 218 330
Структура ледника 101
Сублимационная перекристаллизация 31
Сублимационный лед 27
Сублимация 13
Субполярные ледники 180
Сухая лавина 93
Сухой метаморфизм 34

Тектонические голубые полосы **138,** 139
Тепловой барьер 166
Теплые ледники 180
Теплый метаморфизм 33
Термистор 169
Термическая эрозия 291
Термическое бурение 143
Термическое равновесие 186
Термокарстовые воронки 410
Термометр сопротивления 169
Термопара 168
Террасы оседания 399
Теснинный ледник 372
Течение выдавливания 247
Тилл 396
Тонкая полосчатость 117
Трещины 220
Трещины основания 222
Трог 427
Троговая плоскость 428
Троговое плечо 428
Туркестанский тип ледников 373

Угрожающие ледники 507
Умеренные ледники 180
Упругая деформация 50
Устойчивость ледника 366

Фаза наступания 331
Фаза отступания 331
Фигуры плавления 20
Фигуры Тиндаля 20
Фирн 26, 37
Фирнизация 37
Фирновая линия 61, 65
Фирновая мульда 98
Фирновая область 98
Фирновые ледники 460
Фирновые пятна 371
Фирновые чаши 297
Фирновый бассейн 98
Фирновый лед 26, 37
Фирновый снег 26
Фирно-котловинные ледники **373,** 391
Фирно-мульдовые ледники 391
Фирно-плоскогорные ледники 391
Фирно-потоковые ледники 374
Флювиогляциальные отложения 409
Флютинговые образования 406
Фронтальная морена 402
Фьордовый ледник 380
Фьорды 429

Харью 410
Хиональные ледяные образования 26
Хионосфера 58
Хицан 276
Хлопья снега 17
Холодные ледники 180
Холодный метаморфизм 33
Хрупкая деформация 51

Царапины (ледниковые) 420
Цветы Тиндаля 20
Цикл оледенения 363
Циклические колебания ледников 331
Цирки (ледниковые) 423

Чашеобразные цирки 424
Чаши таяния 104
Чешуи 120
Чистая абляция 277

Шевроны 120
Шельфово-айсберговые отложения 414
Шельфовые льды 381
Шрококонечный ледник 374
Шлейфовый ледник 371
Шпицбергенский тип оледенения 377
Штрихи ледниковые 420
Штриховка Фореля 110
Щитовое течение 188

Эквивалентная температура 287
Экзарация 415, 418
Экскавация 415
Элементарный угол поворота 19
Эмбриональные ледники 390
Энергия оледенения 327
Эоловые ледники 390
Эпоха максимума 331
Эпоха минимума 331
Эрратические валуны 408
Эскеры 410

Языковый бассейн 406, 427
Ячеистый снег 297

СОДЕРЖАНИЕ

От автора 2

ВВЕДЕНИЕ 3

1. Что такое гляциология? — 2. О двух этапах в развитии гляциологии. — 3. Гляциологические учреждения. — 4. Гляциологические журналы. — 5. Основные сводки по общей гляциологии.

Глава I. **ЛЕД КАК МИНЕРАЛ** 11

6. Изменение состояний воды в процессе нагревания при нормальном атмосферном давлении. — 7. Изменение состояний воды в процессе охлаждения при нормальном атмосферном давлении. — 8. Изменение состояний воды при различных давлениях. — 9. Фазовая диаграмма. — 10. Твердые атмосферные осадки. — 11. Кристаллографические особенности льда. — 12. О росте кристаллов. — 13. Влияние температуры на форму и величину снежных кристаллов.

Глава II. **ЛЕД КАК ГОРНАЯ ПОРОДА** 25

14. Опыты классификации льдов. — 15. Гидрогенные льды. — 16. Осадочные льды. — 17. Внутренние факторы метаморфизма ледяных пород. — 18. Внешние факторы метаморфизации ледяных пород. — 19. Общее подразделение процессов метаморфизма ледяных пород. — 20. Диагенез снежного покрова. — 21. Превращение снега в фирн. — 22. Превращение фирна в лед. — 23. Метаморфизм льда. — 24. Плотность ледникового льда. — 25. Примеси в ледниковом льду. — 26. О некоторых механических свойствах льда. — 27. О пластических деформациях льда.

Глава III. **СНЕГОВАЯ ГРАНИЦА** 58

28. Вечные снега и хионосфера. — 29. Снеговая граница и ее разновидности. — 30. Фирновая линия. — 31. Общее заключение о хионосфере, снеговой границе и фирновой линии. — 32. Определение высоты снеговой границы. — 33. Методы определения высоты фирновой линии. — 34. Условия, влияющие на высоту снеговой границы. — 35. Распределение высоты снеговой линии на земном шаре.

Глава IV. **УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВ** 81

36. Что такое ледник? — 37. Факторы оледенения. — 38. Принцип соответствия. — 39. Гляциоклиматические показатели. — 40. Показатели, отражающие связь оледенения с рельефом. — 41. Источники питания ледника. — 42. Лавины и лавинное питание ледников. — 43. Способы измерения аккумуляции снега на ледниках. — 44. Оценка метелевого переноса снега.

Глава V. **СТРОЕНИЕ ЛЕДНИКА** 98

45. Подразделение ледника. — 46. Ледниковые формулы. — 47. Морфология фирнового бассейна. — 48. Вертикальная поясность процессов образования льда в бассейнах питания ледников. — 49. Слоистость фирна. — 50. Зернистое строение ледникового льда. — 51. Ориентация кристаллов фирна и ледникового льда. — 52. Размеры и развитие ледниковых зерен. — 53. Полосчатость ледников. — 54. Морфологические проявления полосчатости. — 55. О происхождении полосчатости. — 56. О происхождении огив. — 57. О классификации полосчатости и ее морфологических проявлений.

Глава VI. **ФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕДНИКОВ** 141

58. Бурение ледников. — 59. Геофизические методы измерения мощности ледников. — 60. Определение мощности ледников путем косвенных вычислений и по теоретическим формулам. — 61. О мощности льда, необходимой для начала движения ледников. — 62. Некоторые фактические данные о мощности ледников. — 63. Давление в леднике. — 64. Источники тепла в леднике. — 65. Приемы измерения температуры в ледниках. — 66. Волны тепла и холода в ледниках. — 67. Фактические данные о температуре ледников. — 68. Опыты геофизической классификации ледников. — 69. Теоретические представления о распределении температуры в ледниках. — 70. Вода в леднике.

Глава VII. **ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ** 188

71. Скорость движения. — 72. Методы определения скорости движения поверхности ледников. — 73. Методы определения скорости трехмерного движения ледников. — 74. Методы определения скорости движения внутренних частей ледника. — 75. Определение скорости движения по формулам. — 76. Распределение скоростей в леднике. — 77. Изменение скоростей во времени. — 78. Динамическая классификация ледников. — 79. Типы движения горных ледников. — 80. Кинематическая теория движения стационарного ледника. — 81. Дальнейшее развитие теории стационарного ледника. — 82. Трещины на леднике. — 83. Общее замечание о гипотезах движения ледников. — 84. Теория скольжения. — 85. Теория вращательного скольжения. — 86. Теории объемных изменений. — 87. Гидродинамические теории течения. — 88. Теории режеляции. — 89. Теории скалывания. — 90. Общее замечание о теории пластического течения ледников. — 91. Гранулярная теория. — 92. Теория выталкивания. — 93. Теория идеально пластического течения. — 94. Теория вязко-пластического течения ледников. — 95. Общие выводы о причинах движения ледников. — 96. Особенности слияния ледников. — 97. Об аналогиях между ледниками и другими водными объектами.

Глава VIII. **РАСХОД И БАЛАНС ВЕЩЕСТВА В ЛЕДНИКАХ** . . . 277

98. Абляция и ее разновидности. — 99. Подледниковая и внутренняя абляция. — 100. Тепловой баланс поверхности ледника. — 101. Климатические факторы поверхностной абляции. — 102. Другие факторы поверхностной абляции. — 103. Фактические величины абляции ледников. — 104. Абляция в фирновом бассейне. — 105. Солнечное выветривание льда. — 106. Дифференциальная абляция. — 107. Другие следствия абляции. — 108. Методы измерения абляции. — 109. Возможные ошибки в определениях абляции снега и льда. — 110. Механические причины убыли ледников. — 111. Баланс ледника. — 112. Энергия оледенения.

Глава IX. **КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ** 330

113. Виды колебаний ледников. — 114. Методы определения колебаний ледников. — 115. Колебания ледников в Альпах. — 116. Колебания ледников в Исландии и Скандинавии. — 117. Колебания ледников в Сев. Америке. — 118. Колебания полярных ледников. — 119. Колебания ледников в СССР. — 120. Колебания ледников в других странах. — 121. Общий вывод о колебаниях ледников в историческое время. — 122. Амплитуда колебаний ледников. — 123. Некоторые общие закономерности в колебаниях ледников. — 124. О факторах колебаний ледников. — 125. О климатических циклах.

Глава X. **О РАЗВИТИИ ЛЕДНИКОВ** 359

126. Изменение размеров ледников в зависимости от высоты фирновой линии. — 127. Зависимость между состоянием ледника и балансом вещества в леднике. — 128. Балансовые кривые. — 129. Цикл оледенения. — 130. Устойчивость ледников и инерция сохранения.

Глава XI. **СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВ** . 368

131. Ледники горных вершин и склонов. — 132. Долинные ледники. — 133. Ледниковые системы или комплексы. — 134. Особенности полярного оледенения. — 135. Ископаемые льды и каменные глетчеры. — 136. Опыты классификации ледников.

Глава XII. **ТРАНСПОРТНАЯ И АККУМУЛЯТИВНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ** 396

137. Морены и их подразделение. — 138. Нижние морены. — 139. Внутренние морены. — 140. Поверхностные морены. — 141. Отложенные морены. — 142. Характерные черты ледниковых отложений. — 143. Водно-ледниковые отложения и формы рельефа

Глава XIII. **ЛЕДНИКОВАЯ ЭРОЗИЯ** 415

144. Взгляды на эффективность ледниковой эрозии. — 145. Виды ледниковой эрозии. — 146. Эрозионные образования, связаниые с линиями тока в ледниках. — 147. Исполиновые котлы и подледниковые каньоны. — 148. Кары и цирки. — 149. Продольный профиль ледниковых долин. — 150. Поперечный профиль ледниковых долин. — 151. Фьорды. — 152. О механизме ледниковой эрозии.

Глава XIV. **СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ЗЕМНОГО ШАРА . .** 435

153. Гренландия. — 154. Канадский архипелаг. — 155. Шпицберген. — 156. Ян-Майен. — 157. Острова советской Арктики. — 158. Исландия. — 159. Скандинавский полуостров. — 160. Кольский полуостров и Урал. — 161. Пиренейский полуостров. — 162. Альпы и Апеннины. — 163. Кавказ. — 164. Север и северо-восток Сибири. — 165. Коряцкое нагорье и Камчатка. — 166. Алтай и Саяны. — 167. Иран и Малая Азия. — 168. Тянь-Шань. — 169. Памир. — 170. Гиндукуш. — 171. Каракорум. — 172. Гималаи. — 173. Тибет и его горное обрамление. — 174. Тихоокеанское побережье Аляски. — 175. Внутренняя Аляска и материковая Канада. — 176. Соединенные Штаты и Мексика. — 177. Южная Америка. — 178. Тропическая Африка. — 179. Новая Гвинея и Новая Зеландия. — 180. Антарктика. — 181. Общие размеры современного оледенения Земли.

Глава XV. **ЧЕЛОВЕК И ЛЕДНИКИ 501**

182. Ледники как фонды влаги. — 183. Нашествия льдов. — 184. Ледниковые катастрофы. — 185. Ледники и война. — 186. Проект захоронения радиоактивных отходов.

Литература 510

Указатель понятий и терминов 542

Станислав Викентьевич
Калесник

ОЧЕРКИ ГЛЯЦИОЛОГИИ

* * *

Редакторы *Добронравова К. О. и Любимов И. М.*
Младший редактор *Коновалюк И. К.*
Художественный редактор *Карандашов В. Д.*
Технический редактор *Васькина Р. С.*
Корректор *Горшкова О. П.*

* * *

Т-11465. Сдано в производство 4/VI—63 г. Подписано в печать 17/IX—63 г. Формат 60×90¹/₁₆ Печатных листов 34,5, условных листов 34,5. Издательских листов 35,64. Тираж 3500. Заказ 1497. Цена 1 руб. 78 коп., переплет 20 коп.

Типография № 1 Государственного издательства литературы по строительству, архитектуре и строительным материалам, г. Владимир

Опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
15	3 сверху	22*	—22°*
20	14 снизу	каждую	каждая
56	6 сверху	$(см^2/кг)^n$	$см^2/кг^n$
76	17 снизу	Биш-Ипрду	Биш-Ирду
82	2 сверху	снежинки	снежники
148	14 снизу	Queill-Lefeyre	Queille-Lefévre
164	5 сверху	0 м, и 8 м	0 м, 4 м и 8 м
250	5 снизу	— угол	α — угол
255	13 сверху	шается, так как лед подвергается сжатию. С глубиною же	шается, где положе — она возрастает. Кроме того, увеличе-
282	12 сверху	e	e_w
319	6 снизу	e	e_1
385	17 и 18 сверху		поменять местами
392	12 снизу	(Gebigsgtetscher)	Gebirgsgletscher
416	24 сверху	Cricart	Tricart
447	2 сверху	многом	много
464	17 сверху	4500 м,	4500 м
476	2 снизу	Vissmann	Wissmann