

Г.И.Г.
Ш 963

П.А.ШУМСКИЙ
ЭНЕРГИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ
И ЖИЗНЬ
ЛЕДНИКОВ

ГЕОГРАФИЗ · 1947

Г. и Г.
Ш 968

П. А. ШУМСКИЙ

ЭНЕРГИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ И ЖИЗНЬ ЛЕДНИКОВ

~~1954/1~~

Имб 507/3.



О Г И З
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

МОСКВА 1947



Л. 7
808

ЗАПИСКИ
И. К. ЯНОВИЧ

1920

1921

Проверено

ОБЩЕСТВО
ИЗДАТЕЛЬСТВО
1920

ВВЕДЕНИЕ

В круговороте воды в природе ледники играют роль переносчиков избытка твердых осадков из зоны вечного снега в области, где они снова могут быть освобождены из малоподвижного твердого состояния. Жизнь ледника заключается в непрерывном притоке вещества из атмосферы в области питания, прохождении его через тело ледника и высвобождении путем таяния и испарения в области абляции. Все задачи гляциологии в сущности сводятся к изучению этого процесса, его причин и его результатов.

Необходимой предпосылкой научного синтеза является различие объектов, подлежащих изучению данной науки. За время почти двухвекового развития гляциологии было создано много классификаций ледников, строившихся по различным принципам. Большинство из них кладет в основу морфологические признаки ледниковых образований и не принимает во внимание как раз самого главного — процессов питания, абляции и движения ледников. Поэтому большой интерес представляет предложенная в 1933 году Х. Альманом (6) динамическая классификация ледников, основанная именно на особенностях процессов их жизнедеятельности. Согласно динамической классификации, ледники подразделяются на активные (*active glaciers*) и неактивные (*inactive glaciers*). Активные ледники характеризуются значительным избытком твердых осадков в области питания, значительным перемещением материала между областью питания и областью абляции и, соответственно, большой скоростью движения. Неактивные ледники характеризуются незначительным избытком твердых осадков в области

питания, незначительным перемещением материала в область абляции и небольшой скоростью движения.

Однако, несмотря на всю правильность такой классификации, она, как отмечает С. В. Калесник (3), имеет весьма существенный недостаток: на практике она почти неприменима из-за отсутствия точного критерия, разграничивающего активные ледники от неактивных. Активность, или подвижность, ледника трудно охарактеризовать скоростью его движения, так как скорость меняется от одной точки к другой. В еще меньшей мере скорость движения отдельного ледника будет характеризовать активность оледенения всего района.

Каждый ледник имеет свой собственный баланс вещества, который определяется не только климатическими условиями, но и размерами и индивидуальными особенностями ледника. Дальнейшие работы Альмана на Шпицбергене, в Исландии и северо-восточной Гренландии пошли по пути тщательного изучения режима ледников и всех факторов, оказывающих на него влияние. Они позволили Альману установить несколько закономерностей, управляющих изменениями режима и колебаниями ледников. Эти закономерности были сформулированы как правило отношения абляции к инсоляции и конвекции, правило преобладания влияния температуры на режим ледников и правило влияния на режим морфологии ледников (10).

Работая над составлением обзора наших знаний о современном оледенении Советской Арктики, я пришёл к некоторым общим соображениям по вопросам, затронутым работами Альмана. Эти соображения отчасти основаны на выводах Альмана, отчасти же дедуктивным путем подтверждают их. Вместе с тем мне хотелось исследовать возможность усовершенствования динамической классификации ледников путем введения в нее количественной характеристики условий их питания.

ХИОНОСФЕРА

В питании ледников участвуют только твердые атмосферные осадки, выпадающие в виде снега, града и крупы, или же конденсирующиеся на их поверхности в виде инея и изморози. Источником влаги в атмосфере является испарение с поверхности земли, которое возрастает с повышением температуры и радиации. Вертикальные токи воздуха заносят водяные пары высоко над земной поверхностью, до пределов тропосферы и даже в стратосферу. Однако, как давно отметил Тиндаль (4), главная область туч, дождя и снега простирается в атмосфере лишь на ограниченную высоту, а верхние слои ее содержат очень мало влаги. Поднимаясь вверх, главная масса водяных паров конденсируется в нижних горизонтах тропосферы и возвращается обратно на земную поверхность.

Большая часть лучистой энергии солнца превращается в тепловую энергию только на земной поверхности, которая, таким образом, является основным источником тепла в атмосфере. Как правило, в тропосфере температура воздуха понижается по мере подъема вверх в среднем на $0,5^\circ$ на 100 м. Поэтому количество атмосферных осадков, выпадающих в твердой фазе в нижних слоях тропосферы, возрастает с высотой. До известного предела до поверхности земли в тропиках твердые осадки не доходят совсем, в умеренном климате доходят только зимой, а в полярном — в течение большей части года. Возвышенности, механически нарушая циркуляцию атмосферы, создают условия для возникновения восходящих токов воздуха и являются причиной местного увеличения количества осадков, которого без них не происходило бы.

Таким образом, чем выше поднимаются склоны гор над уровнем моря, тем больше выпадает на них твердых осадков. Однако это происходит только до некоторого

предела, а выше количество осадков снова уменьшается. Высота предела, за которым количество осадков начинает уменьшаться, может быть самой разнообразной в зависимости от местных условий, но в общем она уменьшается от экватора к полюсам в связи с понижением температуры и уменьшением содержания влаги в воздухе. Например, на Памире она превышает 6 000 м, в Альпах — 4 000 м, а на Ватнайокуле в Исландии равна, примерно, 1 250 м над уровнем океана. Над ледниковыми покровами в полярных областях, повидимому, она местами спускается так низко, что количество осадков с высотой вообще не увеличивается, и вместе с нижней зоной положительных температур, характерной для более низких широт, исчезает и зона нарастания количества осадков с высотой.

Вследствие понижения температуры и усиления длинноволнового излучения земной поверхности, по мере увеличения высоты над уровнем моря уменьшается количество энергии, которая может быть затрачена на таяние и испарение твердых атмосферных осадков. В связи с этим интенсивность абляции уменьшается с высотой, сначала быстро, а затем медленнее, и на больших высотах, где испарение снега и льда происходит только за счет прямых солнечных лучей, она близка к нулю.

Если откладывать по оси абсцисс годовое количество твердых осадков и суммарную годовую абляцию на горизонтальной поверхности в толщине слоя воды, а по оси ординат высоту над уровнем моря, мы получим следующую схему (рис. 1).

Кривая *ABCD* изображает изменение величины годовой аккумуляции твердых осадков с высотой, кривая *FBCE* — изменение годовой абляции. В точках *B* и *C* сумма выпадающих за год твердых осадков равна суммарной абляции за тот же промежуток времени. В промежутке *OA* осадки в твердой фазе вообще не выпадают. На высотах *AK* возможная величина абляции превышает количество выпадающих твердых осадков, и накопления их не происходит. На высотах *KG* твердых осадков выпадает больше, чем их может растаять и испариться. Избыток их (заштрихованная часть), накапливаясь из года в год, служит питанием ледникам. Выше, несмотря

на ничтожную абляцию, количество влаги еще меньше, и, если бы горы поднимались в эту область, накопление твердых осадков на них не происходило бы.

Точка K соответствует высоте нижней границы зоны накопления твердых осадков или снеговой линии, точка G — высоте ее верхней границы. Эту зону (KG) С. В. Калесник называет хионосферой. «Непрерывную теоретическую хионосферу можно уподобить непроявленному фотографическому снимку. Для того чтобы она стала реальной, необходимо, чтобы в ее пределы оказались поднятыми участки земной поверхности, на которых она и отпечатывается, делается видимой» (3). Следовательно, хионосфера, окружающая нашу планету непрерывной оболочкой, является только сферой потенциальной возможности оледенения в результате совмещения в тропосфере зоны отрицательных температур с зоной, содержащей достаточное количество влаги. При этом роль участков земной поверхности, которые, попадая в хионо-

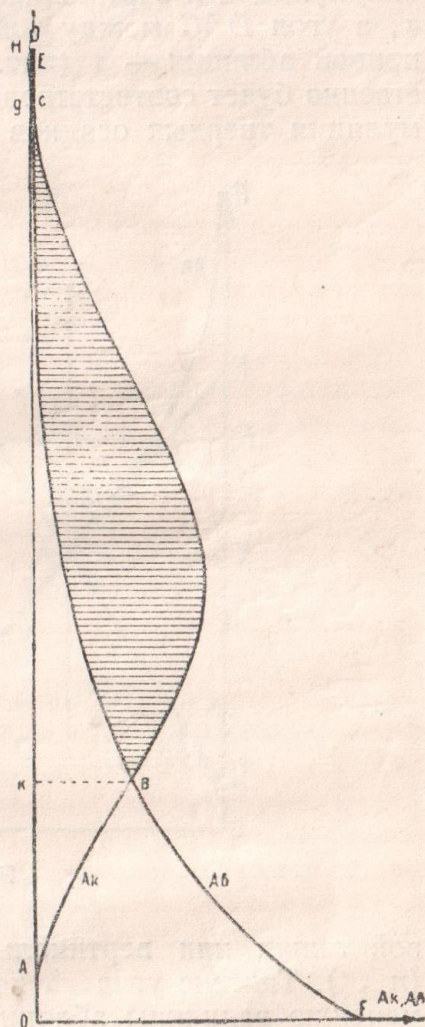


Рис. 1.

сферу, «проявляют» ее, заключается не только в том, что они дают субстрат для накопления твердых осадков, но и в том, что они служат причиной возникновения восходящих токов воздуха и увеличения количества осадков.

ЭНЕРГИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Обозначим угол CAB между касательной к кривой аккумуляции и вертикальной линией у снеговой границы α , а угол DAC между той же линией и касательной к кривой абляции — β (рис. 2). Тангенс угла α количественно будет соответствовать изменению величины аккумуляции твердых осадков на единицу подъема у снего-

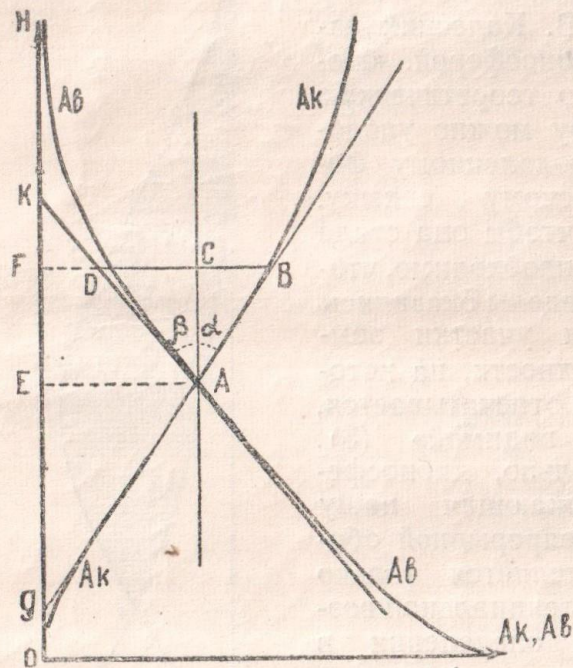


Рис. 2.

вой линии или вертикальному градиенту аккумуляции (n_{ak}). Тангенс угла β количественно соответствует изменению величины абляции на единицу подъема у снеговой линии или вертикальному градиенту абляции (n_{ab}). Будем считать вертикальный градиент аккумуляции положительным при увеличении аккумуляции с высотой, а вертикальный градиент абляции положительным, при уменьшении абляции с высотой. Например, в 1936/37 году на Ватнайокуле (Исландия) аккумуляция возрастала в среднем на 2,7 мм при подъеме на 1 м,

а абляция уменьшалась при этом на 8,4 мм. Следовательно, $n_{ak} = 2,7 \text{ мм/м}$, а $n_{ab} = 8,4 \text{ мм/м}$.

Судя по имеющимся, весьма немногочисленным данным, более или менее значительные изменения вертикальных градиентов аккумуляции и абляции происходят на некотором расстоянии от снеговой линии, с одной стороны, близ уровня океана, а с другой — на большой высоте, где аккумуляция начинает уменьшаться, а абляция приближается к нулю. Поэтому вертикальные градиенты аккумуляции и абляции характеризуют средние условия питания и абляции ледников данного района.

В точке F в фирновом бассейне ледника годовой избыток аккумуляции ($Ак = FB$) над абляцией ($Ав = FD$) равен DB .

$$DB = AC (\operatorname{tg} \alpha + \operatorname{tg} \beta) \quad \text{или} \\ Ак - Ав = H - H_0 (n_{ak} + n_{ab}) \dots \dots \dots (I)$$

где H обозначает абсолютную высоту точки F , а H_0 — абсолютную высоту снеговой линии.

По Финстервальдеру (15), если линии тока входят в фирновое поле ледника под углом Φ к его поверхности со скоростью V , в стационарном леднике

$$V \cdot \sin \Phi = A \dots \dots \dots (II)$$

где A обозначает годовой прирост вещества в фирновом поле. Так как очевидно, что годовой прирост вещества на наклонной поверхности ледника прямо пропорционален годовому избытку аккумуляции над абляцией на горизонтальной поверхности на том же уровне, из сопоставления (I) и (II) можно сделать заключение, что скорость движения ледников прямо пропорциональна сумме вертикальных градиентов аккумуляции и абляции.

Как установлено работами Агассиза, Гейма и Гесса (14), скорость движения ледника зависит, главным образом, от его мощности; наклон ложа имеет гораздо меньшее значение¹. Главной причиной изменения размеров ледников являются колебания высоты снеговой линии,

¹ Впрочем это полностью справедливо только для долинных альпийских ледников, вообще же не менее существенное значение имеет форма ледника.

в результате которых меняется величина $H - H_0$ (I). При ее увеличении (вследствие снижения снеговой линии) годовой прирост вещества начнет превышать скорость движения ледника, и мощность его будет расти, что вызовет увеличение его горизонтальных размеров и скорости движения, пока не установится состояние равновесия между усилившимся питанием и возросшей скоростью оттока вещества в область абляции. Повышение снеговой линии повлечет за собой противоположные изменения: уменьшение $H - H_0$, превышение скорости оттока вещества из области питания над годовым приростом, уменьшение мощности и горизонтальных размеров ледника до установления равновесия в условиях уменьшившейся скорости движения.

Если в области абляции линии тока выходят из ледника под углом φ к его поверхности со скоростью v , то для стационарного ледника

$$v \cdot \sin \varphi = a \quad \dots \dots \dots (III)$$

где a обозначает годовую убыль вещества. Выражение (I) имеет силу и для области абляции. Если $A_v > A_k$ и $H_0 > H$, левая часть уравнения отвечает годовой убыли вещества, а $H - H_0$ — превышению снеговой линии над данной точкой. При повышении снеговой линии годовая убыль вещества увеличивается (I), уменьшающаяся через некоторое время скорость движения не в состоянии ее уравновесить (III), что ведет к сокращению языка ледника. Поэтому приведенные выше выводы об изменении размеров и скорости движения при изменении высоты снеговой линии относятся не только к фирновому бассейну, но и ко всему леднику.

Таким образом, понижение снеговой линии ведет к увеличению размеров и скорости движения ледников вследствие усиления питания и ослабления абляции в каждой точке их поверхности, а повышение снеговой линии — к уменьшению размеров и скорости движения вследствие ослабления питания и усиления абляции.

При равном изменении высоты снеговой линии величина изменения размеров и скорости будет различна у разных ледников в зависимости от того, на каком уровне расположена та или иная часть их поверхности. Если

фирновый бассейн ледника пологий, повышение снеговой линии может привести к полной потере области питания и к отмиранию ледника, тогда как ледник с крутой фирновой областью при том же изменении условий только сократится в размерах. Помимо изменения скорости движения, при отсутствии условий стационарности может изменяться $\sin \Psi$ (II) и $\sin \varphi$ (III), то-есть может меняться форма ледника.

Изменения условий питания ледников ведут к различным результатам в зависимости от их размеров, формы и высотного положения. Альман пришел к выводу, что эти результаты могут отличаться не только количественно, но и качественно, то-есть при одних и тех же небольших колебаниях климата одни ледники данного района могут наступать, другие отступать, а третьи оставаться неизменными. В этом и заключается его правило влияния морфологии на режим ледников. Те же самые выводы делались и раньше многими исследователями, которые обращали внимание на влияние, оказываемое на колебания ледников различием их формы, размеров, экспозиции по отношению к инсоляции и преобладающим ветрам, моренного покрова и т. п.

Различия в скорости движения ледников одного и того же района определяются различиями в их размерах (мощности), форме и уклоне ложа. Изменения мощности и формы ледников связаны с колебаниями высоты снеговой линии. Однако, при всем этом разнообразии индивидуальных особенностей ледников, каждый ледниковый район, в зависимости от его климатических условий, имеет общую для всех ледников величину суммы вертикальных градиентов аккумуляции и абляции (так как она относится к условиям аккумуляции и абляции на горизонтальной поверхности). Эта величина характеризует подвижность или активность ледников данного района независимо от их размеров и формы. Она, повидимому, не менее, чем высота климатической снеговой линии, способна отображать и общее состояние активности оледенения обширного района и более мелкие различия горных групп и бассейнов, обусловленные только климатическими причинами.

Альман отметил, что ледники Северо-Восточной Земли

и Шпицбергена, равно находящиеся в состоянии отступления, сильно отличаются степенью своей активности. Следовательно, независимо от того, наступают ли ледники, отступают или остаются стационарными, их динамическое состояние может быть весьма различно. Сокращение размеров и утрата фирновой области или ее значительной части ведет к уменьшению скорости движения отдельных ледников и к образованию мертвого льда. Таким образом, колебания высоты снеговой линии косвенным путем, через изменения в размерах ледников, оказывают влияние на их активность. Но в целом активность оледенения данного района может быть охарактеризована суммой вертикальных градиентов аккумуляции и абляции.

Чем больше $n_{ak} + n_{ab}$, тем больше годовой прирост вещества в области питания при равном превышении над фирновой линией, тем больше скорость движения ледников и тем сильнее их абляция в тех же точках ледниковых языков. Таким образом, сумма вертикальных градиентов аккумуляции и абляции для движения ледников играет роль, аналогичную разности уровней воды в реке или разности потенциалов в электрической цепи. Силой, приводящей в движение ледник, как и текучую воду, является, конечно, сила тяжести, но возможность ее приложения зависит прежде всего от интенсивности накопления вещества в фирновом бассейне. Поэтому увеличение годового прироста вещества с высотой является основным фактором, определяющим степень активности оледенения, как бы источником энергии движения ледников. Если не понимать этот термин в его точном физическом значении, увеличение годового прироста вещества с высотой можно назвать энергией оледенения (E). В таком понимании энергия оледенения характеризует интенсивность участия оледенения в процессе круговорота воды в природе. Измеряя высоту в метрах, а величины аккумуляции и абляции в миллиметрах слоя воды, мы получаем количественное выражение степени активности ледников или энергии оледенения в миллиметрах слоя воды на метр подъема над фирновой линией:

$$E = n_{ak} + n_{ab} \text{ мм/м} \dots \dots \dots \text{(IV)}$$

Какова величина энергии оледенения в различных ледниковых районах и насколько в действительности она отображает динамическое состояние ледников? Точных данных об этом сейчас имеется очень мало. Мы ограничимся несколькими характерными примерами.

На рис. 3 нанесены кривые аккумуляции и абляции для ледников Северо-Восточной Земли, Шпицбергена и Исландии по данным Альмана (6, 8, 9) и для ледников Альп по данным Гесса¹ (16). Кривые наглядно иллюстрируют увеличение избытка твердых осадков в фирновых областях от Северо-Восточной Земли к Шпицбергену, Исландии и Альпам. На Северо-Восточной Земле энергия оледенения равна 0,5 мм/м, на леднике 14 июля 1,9 мм/м, в районе Кингс-бей 3,25 мм/м, на Ватнайокуле 6,5—7,5 мм/м, на Ронском леднике 12,4 мм/м и на леднике Хинтерайсфернер 15,8 мм/м. Без сомнения, эти цифры хорошо отражают степень активности оледенения указанных районов.

Уже эти немногочисленные примеры показывают, что энергия оледенения возрастает при увеличении океаничности климата (от Северо-Восточной Земли к Шпицбергену) и по мере движения к югу.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ПРОЦЕССОВ АККУМУЛЯЦИИ И АБЛЯЦИИ НА УРОВНЕ СНЕГОВОЙ ЛИНИИ

При рассмотрении рис. 3 обращает на себя внимание еще одна характерная черта. Вместе с энергией оледенения меняется также величина аккумуляции-абляции на уровне снеговой линии (J). На Северо-Восточной Земле она равна 350 мм, на Шпицбергене 650—900 мм, в Исландии 2 300 мм, в Альпах (Монте-Роза) 3 000 мм (7).

¹ Кривая аккумуляции для Альп нанесена приближенно по приведенным у Гесса данным Брокман-Ероша о возрастании с высотой количества осадков и процента твердых осадков в Швейцарии. Абсолютная величина аккумуляции в районе ледника Хинтерайсфернер может значительно отличаться от приведенной, но вертикальный градиент аккумуляции, повидимому, более или менее близок к действительности.

На уровне снеговой линии на горизонтальной поверхности устанавливается равновесие между отложением твердых осадков и их убылью в течение года. Каждый данный район характеризуется не только гипсометрическим уровнем, на котором устанавливается равновесие между процессами аккумуляции и абляции, но и напряженностью этих процессов. У снеговой линии может выпадать 100 мм снега в год и столько же стаивать и испаряться, может выпадать 1 000 мм и 1 000 мм стаивать, может выпадать и 5 000 мм и 5 000 мм стаивать. Нетрудно видеть, что величина аккумуляции-абляции у снеговой линии характеризует собой вообще интенсивность этих процессов на ледниках данного района.

Из приложенных чертежей ясно, что интенсивность процессов аккумуляции-абляции у снеговой линии (J) должна быть в общем прямо пропорциональна энергии оледенения, так как чем больше углы α и β (рис. 2), тем больше отрезок EA , который и изображает собой величину J . Однако, в зависимости от высоты снеговой линии (OE) и положения точек G и K , пропорциональность между J и E может нарушаться в ту или иную сторону.

Интенсивность процессов аккумуляции и абляции у снеговой линии является выражением тех климатических условий, в которых существует оледенение. При малом количестве твердых осадков ледники могут развиваться только в условиях слабой абляции, то-есть низкой температуры и слабой радиации, и величина J будет небольшой. Если твердых осадков выпадает больше, ледники получают возможность развиваться и в менее благоприятных условиях стаивания — при высокой температуре и интенсивной радиации, и величина J будет большой. Чем ниже температура, тем меньше нужно снега, чтобы поддерживать существование ледников; чем выше — тем снега нужно больше. Зависимость между этими факторами видна из таблицы на стр. 15.

Мы видим, что между изменением годовой суммы твердых осадков, с одной стороны, и температур воздуха на уровне снеговой линии — с другой имеется строгий параллелизм, тогда как в изменениях высоты снеговой линии связь с температурами и осадками выражена менее отчетливо.

РАЙОН	Средняя годовая температура воздуха, °C	Средняя температура самого теплого месяца, °C	Годовая сумма осадков (твердых и жидких), мм	Интенсивность аккумуляции-абляции, мм	Высота снеговой линии над уровнем океана, мм	Источник
	На уровне снеговой линии					
Антарктика	—25	< 0	≈ 40*	≈ 40	0	*Мейнардус
Гренландия, северная часть	—	—	—	80—100*	0(?)	*Альман
Земля Франца Иосифа, северо-восточная часть	—12	0,4	≈ 170	≈ 150	≈ 0	
Земля Франца-Иосифа, южная часть	—10,5	0,7	> 300	250—300	120	
Шпицберген, северо-западная часть	—7,0	≈ 3,0	—	900*	640*	*Альман
Памир, ледник Федченко	—6,6*	3,3*	1 000**	1 000	4 650***	*Фиккер, **Вин, ***Гесс
Шотландия, г. Бен-Невис	—	—	—	2 400*	1 450*	*Альман
Альпы	—1,2 —3,3*	5,2*	≈ 3 500*	3 000**	2 500— 3 200*	*Гесс, **Альман
Аляска, г. Св. Ильи	—	10,0*	4 800*	≈ 4 500	800— 1 200**	*Гесс, **Тарр
Гималаи, южный склон	0,5*	—	—	—	4 900**	*Ганн, **Калесник
Африка, г. Килиманджаро	1,5*	—	—	—	5 000**	*Ганн, **Калесник

* обозначены данные, заимствованные из указанных источников.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Отмеченная выше пропорциональность между энергией оледенения и интенсивностью процессов аккумуляции-абляции позволяет сделать еще один вывод. В районах с малой энергией оледенения ледники существуют при низких температурах воздуха, в районах с большой энергией оледенения — при высоких температурах. Поэтому первые имеют отрицательную температуру льда на глубину сотен метров, то-есть принадлежат к полярному и субполярному типу по геофизической классификации Альмана. Ледники с большой энергией имеют температуру льда, близкую к точке плавления, и содержат в себе жидкую воду. Это служит еще одной причиной их большей подвижности, так как пластичность льда в таких условиях значительно больше. Наоборот, промороженные ледники с небольшой энергией отличаются малой пластичностью, и в движении их большую роль играют сопровождающиеся нарушениями сплошности механические перемещения, чем вязкое течение. Энергичные ледники, достигая предельного термического режима (14), испытывают внутриледниковую и подледниковую абляцию, а неэнергичные тают и испаряются только с поверхности. У ложа ледников первого рода постоянно происходят колебания температуры вокруг точки замерзания и, следовательно, идет интенсивное морозное выветривание, тогда как ледники с малой энергией могут эродировать ложе только путем механического воздействия.

Между такими крайними типами имеются постепенные переходы, но общая закономерность ясна: при возрастании энергии оледенения механизм ледника приводится в более быстрое движение и производит большую геологическую работу; при уменьшении энергии оледенения ледник как бы замирает и приостанавливает свою работу, застывая под влиянием низкой температуры. Таким образом, энергия оледенения является и мерилom его способности производить геологическую работу, его действенности как агента денудации земной коры.

На первый взгляд может показаться странным характеризовать оледенение такой величиной, которая для

57105 1494861
крупнейшего в мире ледяного покрова, одевающего целый материк, значительно меньше, чем для карликовых ледников экваториальной Африки. Как может оказаться, что энергия оледенения мала там, где степень оледенения страны, выражаемая процентом покрытой льдом поверхности, велика, и наоборот?

Однако такое противоречие имеет свой смысл. Размеры и степень оледенения зависят исключительно от отношения высоты снеговой линии с высотой поверхности страны, то-есть от величины положительной и отрицательной разности оледенения (2) и от общего характера рельефа. То обстоятельство, что в высоких широтах более значительные площади попадают в зону вечного снега, является причиной большего развития оледенения, чем в низких широтах. Но, по мере снижения снеговой линии по направлению к полюсам земного шара, происходит и уменьшение энергии оледенения. Геологическая деятельность сравнительно небольших, но активных кавказских или альпийских ледников неизмеримо более интенсивна, чем у ледяных щитов и покровов Земли Франца-Иосифа, в десятки раз превосходящих первые своими размерами. Если бы существовал крупный ледяной щит, обладающий большой энергией оледенения, то он качественно совершенно отличался бы от антарктического. Так оно и было в действительности в эпохи великих оледенений. Во время четвертичного ледникового периода европейский и, особенно, североамериканский ледяные щиты, доходившие до 48° и $37,5^{\circ}$ с. ш. и существовавшие в менее суровых климатических условиях, обладали интенсивным движением и оставили после себя толщи морен, мощностью до сотен метров, тогда как наиболее характерной чертой ледяного покрова Антарктиды является медленное движение и слабое развитие морен.

Таким образом, если энергия ледников экваториальной Африки больше, чем ледяного покрова Антарктиды, то это обозначает только, что, при прочих равных условиях, первые способны были бы производить значительно большую геологическую работу, чем второй. Для того, чтобы превратить эту возможность в действительность, необходимо наличие таких равных условий — одинаковых размеров и степени оледенения.

СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ

Тем самым мы подошли к вопросу: какова связь между энергией оледенения и интенсивностью процессов аккумуляции-абляции, с одной стороны, и высотой снеговой линии — с другой. По направлению от тропиков к полюсам в общем уменьшается энергия оледенения и интенсивность аккумуляции-абляции и снижается снеговая линия. Эти изменения обусловлены снижением температуры и уменьшением количества осадков. Однако из приведенной выше таблицы можно было убедиться, что такого общего ответа недостаточно, так как различие между областями с континентальным и морским климатом и другие местные условия сильно нарушают эту общую закономерность.

Прежде всего следует обратить внимание на то, что климатическая или теоретическая снеговая линия является по существу абстракцией, так как земная поверхность почти никогда не бывает горизонтальной. Реально существующая граница снегового покрова на поверхности суши меняется непрерывно под влиянием изменения метеорологических элементов — погоды. Верхний предел этой сезонной снеговой линии в течение года является действительной, местной или истинной снеговой линией. Эта подлинная граница зоны вечного снега испытывает колебания во времени и чрезвычайно сложно изгибается в пространстве.

Амплитуда отклонений высоты действительной снеговой линии в пространстве зависит, главным образом, от расчлененности рельефа. Чем больше изрезана земная поверхность, тем сильнее изгибы снеговой линии; чем поверхность ровнее, тем больше действительная снеговая линия приближается к климатической. Влияние рельефа может быть непосредственным: снег не задерживается на каком-либо участке поверхности потому, что она слишком крутая и не может дать для него опоры. Но если исключить этого рода воздействие рельефа, то все же останутся значительные отклонения снеговой линии, обусловленные косвенным влиянием рельефа. В более широком смысле это косвенное влияние сказывается и на высоте климатической снеговой линии, поскольку рельеф

(распределение суши и моря, расположение горных хребтов и т. п.) является одним из важнейших факторов, определяющих собой климатические условия. Но, при определении климатической снеговой линии, следует избегать нарушения нормальных условий аккумуляции и абляции на горизонтальной поверхности. Действительная же снеговая линия определяется своеобразным сочетанием климатических условий, создающихся на склонах различной крутизны, экспозиции и относительной высоты. Другими словами, положение климатической снеговой линии зависит от макро- и мезоклимата, а положение действительной снеговой линии — от микроклимата. В создании тех или иных условий микроклимата и заключается косвенное влияние рельефа на положение действительной снеговой линии.

Если исключить непосредственное воздействие рельефа, то пределами отклонений действительной снеговой линии от климатической будут являться граница оледенения вверху и орографическая снеговая линия внизу. Орографической снеговой линией Ратцель назвал нижний предел распространения постоянных снежников, сохраняющихся в благоприятных для скопления снега затененных впадинах. Понятие границы оледенения (*Vergletscherungsfläche*, *glaciation limit*) было установлено значительно позже Энkvистом (1916 г.) и обозначает верхний предел вершин, не покрытых льдом и фирном.

Упомянутое выше понимание границы оледенения как верхнего предела высоты действительной снеговой линии несколько отличается от определения, данного Энkvистом, но не настолько, чтобы была необходимость в другом названии. Дело в том, что горные вершины очень часто несут на себе фирн и ледники, но только с одной стороны, а противоположные склоны остаются свободными от оледенения. На Земле Франца-Иосифа ровные бесснежные плато поднимаются значительно выше климатической снеговой линии, а навесные ледники на склонах этих плато развиваются у самого уровня моря. На Памире мне приходилось подниматься по совершенно лишенным снега сравнительно пологим южным склонам хребтов на высоту 5 600 м, а дойдя до гребня видеть под

собой сплошь оледенелые северные склоны и метров на 800—1 000 ниже — фирновые бассейны ледников. Если в таких условиях руководствоваться определением Энkvиста, граница оледенения может оказаться даже ниже климатической снеговой линии, так как на одной стороне вершины действительная граница вечного снега всегда опускается очень низко. Правильнее будет границей оледенения считать верхний предел распространения бесснежных плато и склонов, не слишком крутых для того, чтобы снег мог на них задерживаться и, следовательно, лишенных фирнового покрова вследствие неблагоприятных микроклиматических условий.

Обычно принято считать, что граница между областью питания и областью абляции ледников, фирновая линия, по высоте соответствует климатической снеговой линии. На этом и основаны почти все методы определения высоты снеговой линии — определяется, собственно, не она, а высота фирновой линии на ледниках. Однако, как известно, это не совсем правильно, а в некоторых случаях даже совсем неправильно. Поверхность ледников не горизонтальна, а высотой климатической снеговой линии является уровень нулевого баланса аккумуляции и абляции на горизонтальной поверхности. На Памире можно наблюдать, как на поверхности даже сравнительно пологого ледника, текущего на север, фирновая линия расположена на 200—250 м ниже, чем на сливающемся с ним леднике, который спускается в ту же долину с противоположной стороны.

Еще более разительные примеры несоответствия между фирновой линией и климатической снеговой линией дают полярные ледники. На ледяном щите Новой Земли сплошная область питания отсутствует, следовательно фирновой линии нет до высоты 800 м, тогда как климатическая снеговая линия вряд ли проходит выше 300—400 м над уровнем океана. Сильные ветры срывают снеговой покров даже с горизонтальной поверхности щита и переносят его далеко к берегам острова и в море. Это делает необходимым ввести еще одно уточнение в понятие климатической снеговой линии. Поскольку неравномерное отложение и переотложение снега при метелях обусловлено все же влиянием рельефа (хотя и не всегда

его можно отнести к категории местных условий), высотой климатической снеговой линии следует считать тот уровень, где твердых осадков выпадает (а не отлагается) столько же, сколько может стаять.

Итак, фирновая линия на ледниках может отклоняться от климатической снеговой линии. Но так как неровности поверхности ледников значительно меньше, чем неровности свободной от оледенения суши, то и фирновая линия отклоняется от климатической снеговой линии несравненно меньше, чем действительная снеговая линия. Подобно тому, как поверхность ледников повторяет рельеф коренного ложа в смягченном виде, так и граница вечного снега на ледниках колеблется гораздо меньше, чем на свободных ото льда пространствах.

Климатическая снеговая линия, фирновая линия и действительная снеговая линия со своим верхним и нижним пределом — все эти понятия необходимо различать для понимания условий развития оледенения — перемещаются во времени. Их положение может быть определено для каждого года в отдельности. Правда, климатической снеговой линией принято считать многолетнее среднее положение линии нулевого баланса аккумуляции и абляции на горизонтальной поверхности (16). Но, если это практически и приемлемо, чтобы избежать случайных колебаний из года в год, такое понимание, как и вся классическая климатология, имеет один недостаток — оно противоречит принципу развития. Из ежегодных колебаний складывается не многолетняя норма, и не только циклические изменения, а эволюция — более или менее быстрое поступательное движение. Поэтому большой интерес представляют данные, относящиеся к одному году, и нужно приветствовать начинание Альмана, не только признавшего отвлеченно эволюцию климата и оледенения, но и определившего высоту фирновой линии ледника «14 июля» на Шпицбергене не за какой-то неопределенный промежуток времени, а в 1934 году.

Величина отклонения границы оледенения и орографической снеговой линии от климатической прямо пропорциональна степени расчлененности рельефа, который и служит причиной возникновения подобных отклонений. Однако есть климатические факторы, которые

также оказывают влияние на величину отклонения. Наибольшие отклонения границы оледенения и орографической снеговой линии от климатической наблюдаются, с одной стороны, в сухих субтропиках, а с другой — в высоких широтах. Непосредственные причины этих явлений различны. В высоких горах сухих субтропических областей, где главную роль в абляции снега и льда играет прямая солнечная радиация, различие экспозиции склонов по отношению к странам света служит причиной сохранения снежников в затененных впадинах на сотни метров ниже климатической снеговой линии и стаивания снега на склонах, перпендикулярных к полуденным солнечным лучам, значительно выше ее. В высоких широтах экспозиция по отношению к инсоляции не имеет существенного значения, так как летом солнце не заходит за горизонт и главную роль играет рассеянная радиация. Зато переотложение снега сильными ветрами достигает в полярных областях гигантских масштабов, вследствие чего верхние части наветренных склонов и ровные плато остаются свободными от снега на большей высоте, а расположенные в «ветровой тени» впадины и подножья склонов являются местом развития наземных ледников гораздо ниже климатической снеговой линии.

И в субтропиках и в высоких широтах большие различия в высоте климатической снеговой линии, границы оледенения и орографической снеговой линии зависят от характера рельефа, но в первом случае причиной является неравномерность абляции под действием прямых солнечных лучей, а во втором — неравномерность аккумуляции под действием ветра. Однако в климатических условиях полярных и сухих субтропических областей есть одна общая черта — малое количество осадков, в первом случае малое абсолютно, а во втором — по крайней мере по отношению к влажным областям тех же широт. Отсюда можно вывести заключение, что различие в высоте климатической снеговой линии, границы оледенения и орографической снеговой линии обратно пропорционально количеству твердых осадков на соответствующих высотах, или, другими словами, обратно пропорционально интенсивности процессов аккумуляции-абляции и энергии оледенения.

Такой вывод можно было бы сделать и а priori: само собой разумеется, что чем больше сумма вертикальных градиентов аккумуляции и абляции, то-есть чем больше углы α и β на рис. 2, тем бóльшая нужна сила, чтобы отклонить действительную снеговую линию от климатической. Сравнение кривых аккумуляции и абляции для Северо-Восточной Земли и ледников Альп (рис. 3) показывает, что в первом случае положение климатической снеговой линии — точка их пересечения — определяется ими значительно менее четко, чем во втором.¹

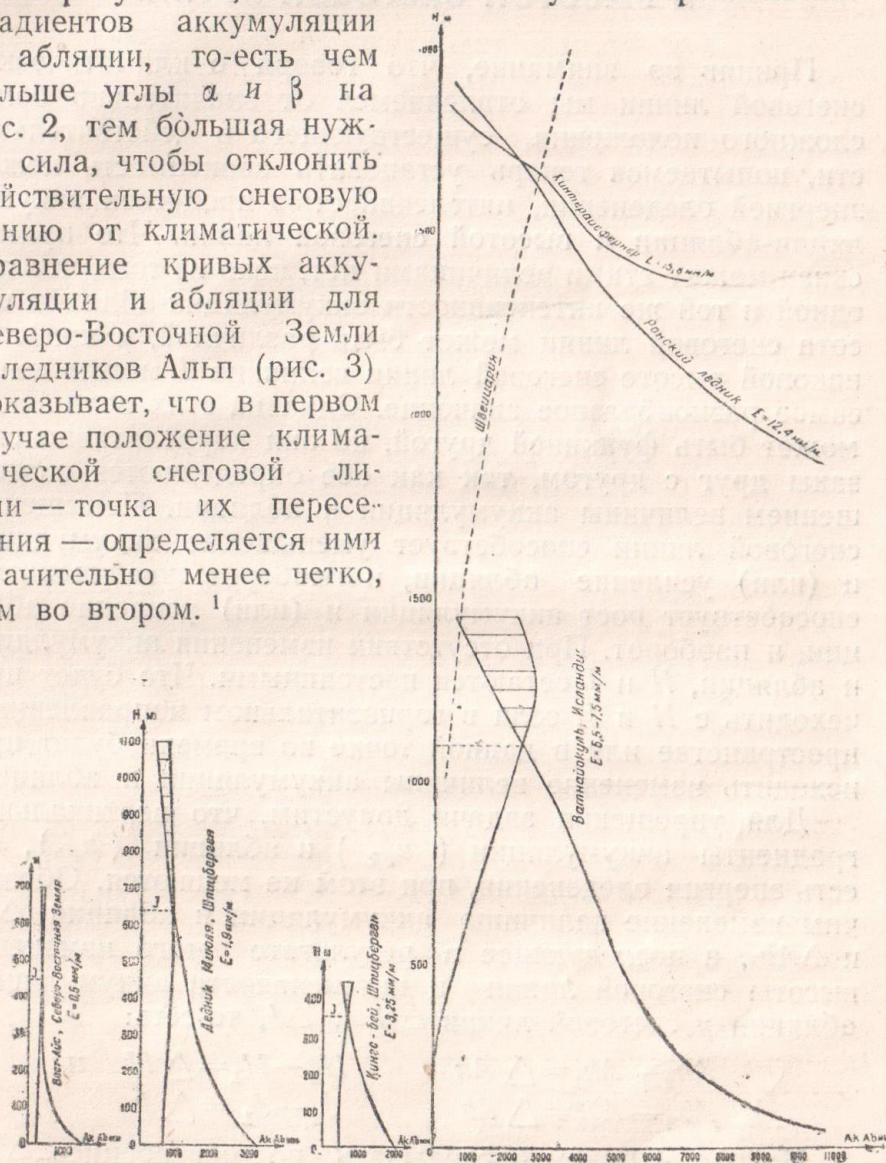


Рис. 3.

¹ В результате своих работ в Гренландии, Альман установил, что разность высот границы оледенения и климатической снеговой линии возрастает при уменьшении количества осадков (11). Вторую

СВЯЗЬ МЕЖДУ ЭНЕРГИЕЙ ОЛЕДЕНЕНИЯ И ВЫСОТОЙ СНЕГОВОЙ ЛИНИИ

Приняв во внимание, что говоря о климатической снеговой линии мы отвлекаемся от значительно более сложного положения, существующего в действительности, попытаемся теперь установить зависимость между энергией оледенения, интенсивностью процессов аккумуляции-абляции и высотой снеговой линии. Что прямой связи между этими величинами нет, ясно из того, что при одной и той же интенсивности аккумуляции-абляции высота снеговой линии может быть различной, и при одинаковой высоте снеговой линии величина J может иметь самое разнообразное значение. Одна из этих величин не может быть функцией другой, но они коррелятивно связаны друг с другом, так как обе определяются соотношением величины аккумуляции и абляции. Повышению снеговой линии способствует уменьшение аккумуляции и (или) усиление абляции, и наоборот; увеличению J способствует рост аккумуляции и (или) усиление абляции, и наоборот. При отсутствии изменения аккумуляции и абляции, H и J остаются постоянными. Что будет происходить с H и J , если в горизонтальном направлении в пространстве или в данной точке во времени будет происходить изменение величины аккумуляции и абляции?

Для упрощения задачи допустим, что вертикальные градиенты аккумуляции (n_{ak}) и абляции (n_{ab}), то-есть энергия оледенения, при этом не меняются. Обозначим изменение величины аккумуляции и абляции ΔAk и ΔAb , а последующее в результате этого изменение высоты снеговой линии и интенсивности аккумуляции-абляции у снеговой линии ΔH и ΔJ , то-есть:

$$\begin{array}{ll} Ak_2 - Ak_1 = \Delta Ak & H_2 - H_1 = \Delta H \text{ и} \\ Ab_2 - Ab_1 = \Delta Ab & J_2 - J_1 = \Delta J \end{array}$$

На рис. 4 будем откладывать по оси абсцисс ΔAk , ΔAb и ΔJ , а по оси ординат ΔH . Прямая I является

часть вывода о различии высот климатической и орографической снеговой линии Альман не сделал, повидимому в связи с тем, что он неосновательно отождествляет орографическую снеговую линию с сезонной.

прямой аккумуляции, а прямая II — прямой абляции после происшедшего изменения. Тогда:

$$OA = \Delta Ak$$

$$DC = \Delta J$$

$$OB = \Delta Ab$$

$$OD = \Delta H$$

$$\operatorname{tg} \alpha = n_{ak}$$

$$OF = \frac{OA}{\operatorname{tg} \alpha} = \frac{\Delta Ak}{n_{ak}}$$

$$\operatorname{tg} \beta = n_{ab}$$

$$OE = \frac{OB}{\operatorname{tg} \beta} = \frac{\Delta Ab}{n_{ab}}$$

Обозначим переменную величину аккумуляции в любой точке прямой I Ak , а переменную величину абляции

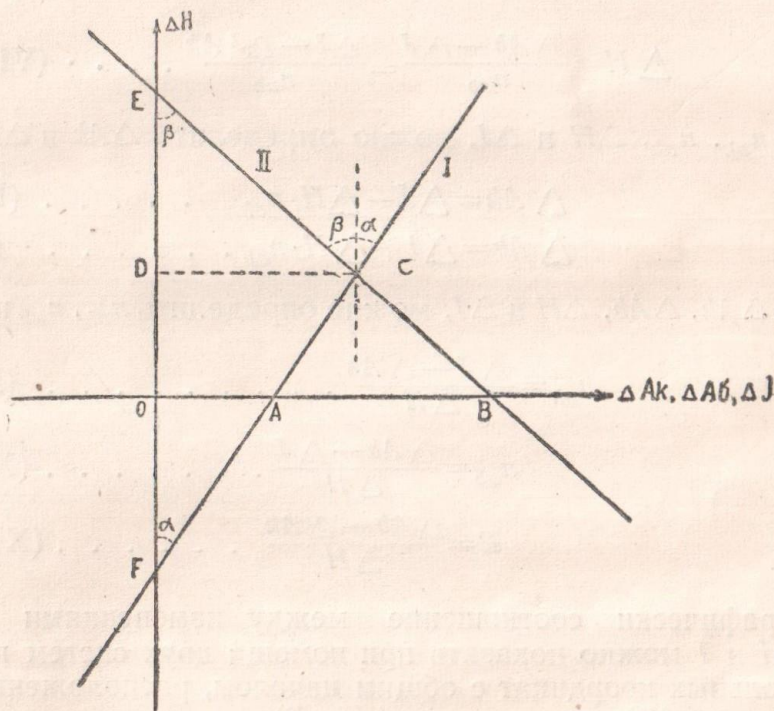


Рис. 4.

в любой точке прямой II Ab . Тогда уравнения прямых будут иметь следующий вид:

$$\text{I} \quad H = -\frac{\Delta Ak}{n_{ak}} + \frac{Ak}{n_{ak}} = \frac{Ak - \Delta Ak}{n_{ak}}$$

$$\text{II} \quad H = \frac{\Delta Ab}{n_{ab}} - \frac{Ab}{n_{ab}} = \frac{\Delta Ab - Ab}{n_{ab}}$$

где H обозначает переменную величину высоты любой точки прямых I и II. Решая эти уравнения для точки C, где $H = \Delta H$ и $Ak = Ab = \Delta J$, получаем:

$$\Delta J = \frac{\Delta Ab \cdot n_{ak} + \Delta Ak \cdot n_{ab}}{n_{ak} + n_{ab}} = \frac{\Delta Ab \cdot n_{ak} + \Delta Ak \cdot n_{ab}}{E} \quad \dots \quad (V)$$

или

$$\Delta J = \Delta Ak + \Delta H \cdot n_{ak} = \Delta Ab - \Delta H \cdot n_{ab} \quad \dots \quad (VI)$$

$$\Delta H = \frac{\Delta Ab - \Delta Ak}{n_{ak} + n_{ab}} = \frac{\Delta Ab - \Delta Ak}{E} \quad \dots \quad (VII)$$

или

$$\Delta H = \frac{\Delta Ab - \Delta J}{n_{ab}} = \frac{\Delta J - \Delta Ak}{n_{ak}} \quad \dots \quad (VIII)$$

Зная n_{ak} , n_{ab} , ΔH и ΔJ , можно определить ΔAk и ΔAb :

$$\Delta Ak = \Delta J - \Delta H \cdot n_{ak} \quad \dots \quad (IX)$$

$$\Delta Ab = \Delta J + \Delta H \cdot n_{ab} \quad \dots \quad (X)$$

Зная ΔAk , ΔAb , ΔH и ΔJ , можно определить n_{ak} , n_{ab} и E :

$$n_{ak} = \frac{\Delta J - \Delta Ak}{\Delta H} \quad \dots \quad (XI)$$

$$n_{ab} = \frac{\Delta Ab - \Delta J}{\Delta H} \quad \dots \quad (XII)$$

$$E = \frac{\Delta Ab - \Delta Ak}{\Delta H} \quad \dots \quad (XIII)$$

Графически соотношение между изменениями Ak , Ab , H и J можно показать при помощи двух систем прямоугольных координат с общим началом, расположенных под углом 45° друг к другу (рис. 5).

Изменению абляции OA и изменению аккумуляции OB соответствуют изменения H OD и изменение J OE . Изменению H OA_1 и изменению J OB_1 соответствуют изменения Ab OD_1 и изменение Ak OE_1 .

Этот график наглядно показывает направление изменений этих переменных. Чтобы графически определить и количественную сторону изменений, следует учитывать, что масштаб по осям ΔAk и ΔAb не соответствует мас-

штабу по осям ΔJ и ΔH . Для оси ΔJ переводной коэффициент равен $\frac{1}{\sin 45^\circ}$, а для оси ΔH $\frac{1}{\sin 45^\circ E}$.

Приведенные формулы и график позволяют сделать следующие выводы:

1) при одинаковом увеличении A_k и A_b H остается постоянной, а J возрастает;

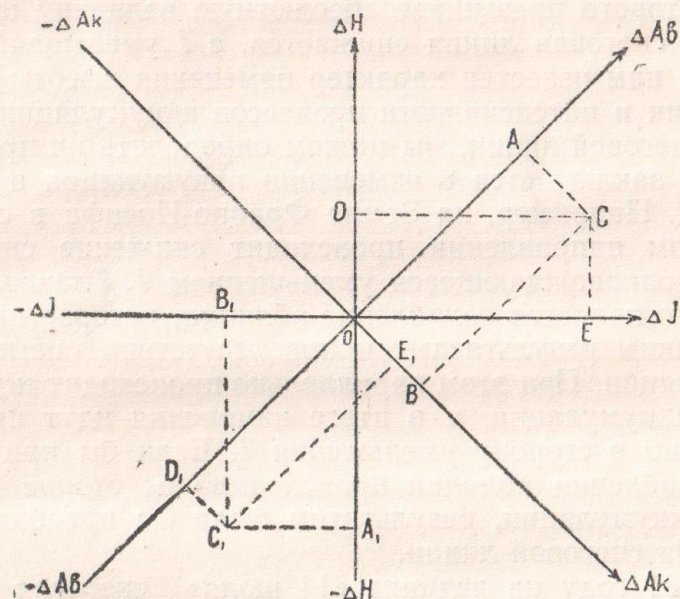


Рис. 5.

2) при одинаковом уменьшении A_k и A_b H остается постоянной, а J уменьшается;

3) при одинаковом по абсолютной величине увеличении A_k и ослаблении A_b снеговая линия снижается, а J остается постоянной;

4) при одинаковом по абсолютной величине уменьшении A_k и усилении A_b снеговая линия повышается, а J остается постоянной;

5) при увеличении A_k , превосходящем абсолютную величину изменения A_b (безразлично — усиление или ослабление), снеговая линия снижается, а J возрастает;

6) при уменьшении A_k , абсолютная величина которого превышает абсолютную величину изменения Ab (любого направления), снеговая линия повышается, а J уменьшается;

7) при усилении Ab , превосходящем абсолютную величину изменения A_k (любого направления), снеговая линия повышается, а J возрастает;

8) наконец, при ослаблении Ab , абсолютная величина которого превышает абсолютную величину изменения A_k , снеговая линия снижается, а J уменьшается.

Если нам известен характер изменения высоты снеговой линии и интенсивности процессов аккумуляции-абляции у снеговой линии, мы можем определить их причину, которая заключается в изменении аккумуляции и (или) абляции. Например, на Земле Франца-Иосифа в северо-восточном направлении происходит снижение снеговой линии, сопровождающееся уменьшением J . Главной причиной его является ослабление абляции, которое привело бы к таким результатам и при отсутствии изменения аккумуляции. При этом параллельно происходит и уменьшение аккумуляции, и в итоге изменения идут преимущественно в сторону уменьшения J . Если бы при быстром ослаблении абляции происходило некоторое увеличение аккумуляции, результатом было бы преобладание снижения снеговой линии.

В 1934 году на леднике «14 июля» снеговая линия повысилась, по сравнению с ее прежним положением, на 150 м. Вертикальный градиент аккумуляции равен 0,1 мм/м, вертикальный градиент абляции равен 1,8 мм/м. К сожалению, данные об изменении J отсутствуют. Если предположить, что величина J не изменилась, то из (V) и (VII) мы получаем, что это произошло за счет уменьшения аккумуляции на 15 мм и усиления абляции на 270 мм.

Если бы при таком изменении аккумуляции и абляции энергия оледенения была равна вместо 1,9 мм/м в 10 раз большей величине — 19 мм/м, то последовало бы повышение снеговой линии не на 150 м, а только на 15 м. Таким образом, энергия оледенения оказывает сильнейшее влияние на колебания высоты снеговой линии: E и ΔH — величины обратно пропорциональные. Равные

изменения аккумуляции и абляции на Северо-Восточной Земле, где $E = 0,5$ мм/м, вызовут в 25—30 раз большие изменения высоты снеговой линии, чем в Альпах, где $E = 12—16$ мм/м.

ЭНЕРГИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ И КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Значение этих выводов будет ясно, если принять во внимание, что причинами наступания или отступления ледников являются только такие изменения условий аккумуляции и абляции, которые ведут к изменению высоты снеговой линии (и, соответственно, фирновой линии). Как бы ни изменялась величина J , если только она не приблизится к нулю, это совершенно не отразится на размерах оледенения при отсутствии изменения высоты снеговой линии. Но большие изменения J , происходящие в процессе эволюции климата, сопровождаются, повидимому, изменениями энергии оледенения, и таким образом, косвенно сказываются на амплитуде колебаний снеговой линии: чем больше энергия оледенения, тем меньшее отклонение снеговой линии вызовут одни и те же изменения аккумуляции и абляции.

Снижение снеговой линии рано или поздно ведет к наступанию ледников, повышение ее — к их отступанию. Однако из того, что при меньшей энергии оледенения одинаковые изменения аккумуляции и абляции влекут за собой большие колебания снеговой линии, еще нельзя вывести заключение, что в высоких широтах ледники подвержены большим колебаниям, чем ледники умеренных и тропических областей. В действительности положение, повидимому, как раз обратное. Большинство ледников Альп отступило с середины прошлого века, некоторые до 3—3,5 км, тогда как на Земле Франца-Иосифа с конца прошлого века незаметно почти никаких изменений. На севере Гренландии, по данным Коха, со времени максимума четвертичного оледенения ледяной щит отступил на 20—100 км, тогда как громадные ледяные щиты Европы и Северной Америки за то же время (?) исчезли совсем, а на Аляске ледник Муир отступил на 20 км за последние 56 лет (13).

Причины такого несоответствия, повидимому, следует искать в следующем. Колебания высоты снеговой линии могут отразиться на размерах ледников, в частности на положении их края, лишь по истечении некоторого времени. Чем более напряженно протекают процессы аккумуляции и абляции и чем подвижнее ледники, тем скорее изменение высоты снеговой линии вызовет наступание или отступление ледника. Следовательно, уменьшение энергии оледенения влечет за собой значительное увеличение его инерции, в результате чего последствия кратковременных циклических колебаний климата будут взаимно аннулироваться, не успевая заметно отразиться на положении края ледника.

С другой стороны, чем более интенсивно протекают процессы питания и убыли ледников, тем большие (абсолютно) происходят отклонения величины аккумуляции и абляции. Если на севере Гренландии в среднем выпадает за год 80—100 мм осадков, то трудно ожидать, чтобы в отдельные годы их выпало более 200—300 мм или менее 50 мм, так же мало должна колебаться и величина абляции. Напротив, на тихоокеанском берегу Аляски, с его обильными снегопадами, в отдельные годы может выпасть колоссальное количество снега и подобное отклонение через некоторое время вызовет наступание ледников. Такого рода быстрые наступания ледников, на 4—5 км после нескольких многоснежных зим, наблюдались на Аляске в 1930-х годах.

Вместе с тем, после максимума последнего оледенения эволюция тех климатических условий, для которых характерна большая энергия оледенения, происходила, повидимому, таким образом, что вызывала большее повышение снеговой линии, чем в районах с малой энергией оледенения.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ АККУМУЛЯЦИИ И АБЛЯЦИИ

Высказывая такое предположение, мы переходим от гляциологических явлений и процессов к их климатическим причинам. При этом мы встречаемся с новой системой сложных функциональных связей, исследованных

еще совершенно недостаточно. Только работы Альмана, Х. Свердруп, А. Онгстрема и Эриксона, а также Соми-лиана в последнее время, положили начало систематическому их изучению.

Нельзя безоговорочно утверждать, что причиной изменения величины аккумуляции является изменение количества осадков, а причиной изменения абляции — изменение температуры, как это часто делают. В частности, слишком мало обращают внимания на то, что питание ледников происходит только за счет твердых осадков; следовательно, кроме общей годовой суммы осадков, необходимо еще знать, какая часть ее выпадает в твердой фазе. В последнее время в литературе очень часто подчеркивается, что для развития оледенения количество осадков имеет большее значение, чем температура, не учитывая при этом конкретных условий. В то же время серьезные исследователи приходят к прямо противоположным выводам.

Чтобы разобраться в значении осадков, нельзя ограничиваться ссылками на такие примеры, как интенсивное оледенение Аляски и отсутствие ледников на Лабрадоре, или более высокое положение снеговой линии в тропиках, чем на экваторе, без анализа того, какую роль при этом играет уменьшение процента твердых осадков и усиление абляции за счет более высоких летних температур и более интенсивной радиации в условиях континентального климата.

Главными факторами абляции являются теплота воздуха и солнечная радиация. Интенсивность радиации зависит от продолжительности солнечного сияния и высоты солнца над горизонтом, от облачности и влажности воздуха. Поверхность ледников отражает значительную часть лучистой энергии (альбедо льда достигает 0,5, а снега — 0,8), а часть поглощенной энергии излучается обратно в атмосферу. Оба эти процесса, в свою очередь, зависят от состояния поверхности ледников, облачности и влажности воздуха, следовательно, косвенным образом, и от температуры. Остающаяся в итоге часть поглощенной энергии при положительных температурах затрачивается на таяние снега и льда, а при низких температурах, главным образом, на испарение — процесс,

который требует в $8\frac{1}{2}$ раз больше энергии, чем таяние, и, следовательно, идет во столько же раз медленнее. Поэтому температура воздуха оказывает сильнейшее влияние на интенсивность абляции за счет радиации.

Абляция за счет теплоты воздуха происходит только при положительных температурах. Теплостойкость и теплопроводность воздуха очень невелики; поэтому необходимым условием для того, чтобы происходила интенсивная абляция, является конвекция. Следовательно, ветры при положительных температурах — важнейший фактор таяния.

Относительная роль теплоты конвекции и радиации в абляции ледников весьма разнообразна. По Альману, чем более обширны ледяные и снежные поля и чем больше их высота над уровнем океана, тем больше значение прямой радиации, а чем ледники меньше и чем ниже они расположены, тем больше значение конвекции (правило отношения абляции к инсоляции и конвекции). Значение этих факторов меняется также в течение периода абляции: в первой его половине большую роль играет радиация, а во второй — конвекция.

Оба основных фактора абляции тесно связаны друг с другом: радиация, наряду с циркуляцией атмосферы, определяет собой температуру воздуха, а последняя, и непосредственно, и через влияние на облачность и влажность воздуха, служит причиной той или иной интенсивности действия радиации на снег и лед. Поэтому в общем можно принять, что абляция изменяется прямо пропорционально температуре и обратно пропорционально облачности и относительной влажности — к такому именно выводу и пришел Сомилиана. Функциональная зависимость между интенсивностью абляции и температурой воздуха, согласно измерениям Альмана на леднике Стиггедал в Норвегии (5), не является линейной; схематически она изображена кривой на рис. 6а.

Величина аккумуляции зависит от общего количества осадков и от относительной роли в нем твердых осадков. Общее количество осадков определяется, с одной стороны, содержанием водяных паров в воздухе, а с другой, возможностью их конденсации. Абсолютная влажность воздуха прямо пропорциональна температуре, а условия

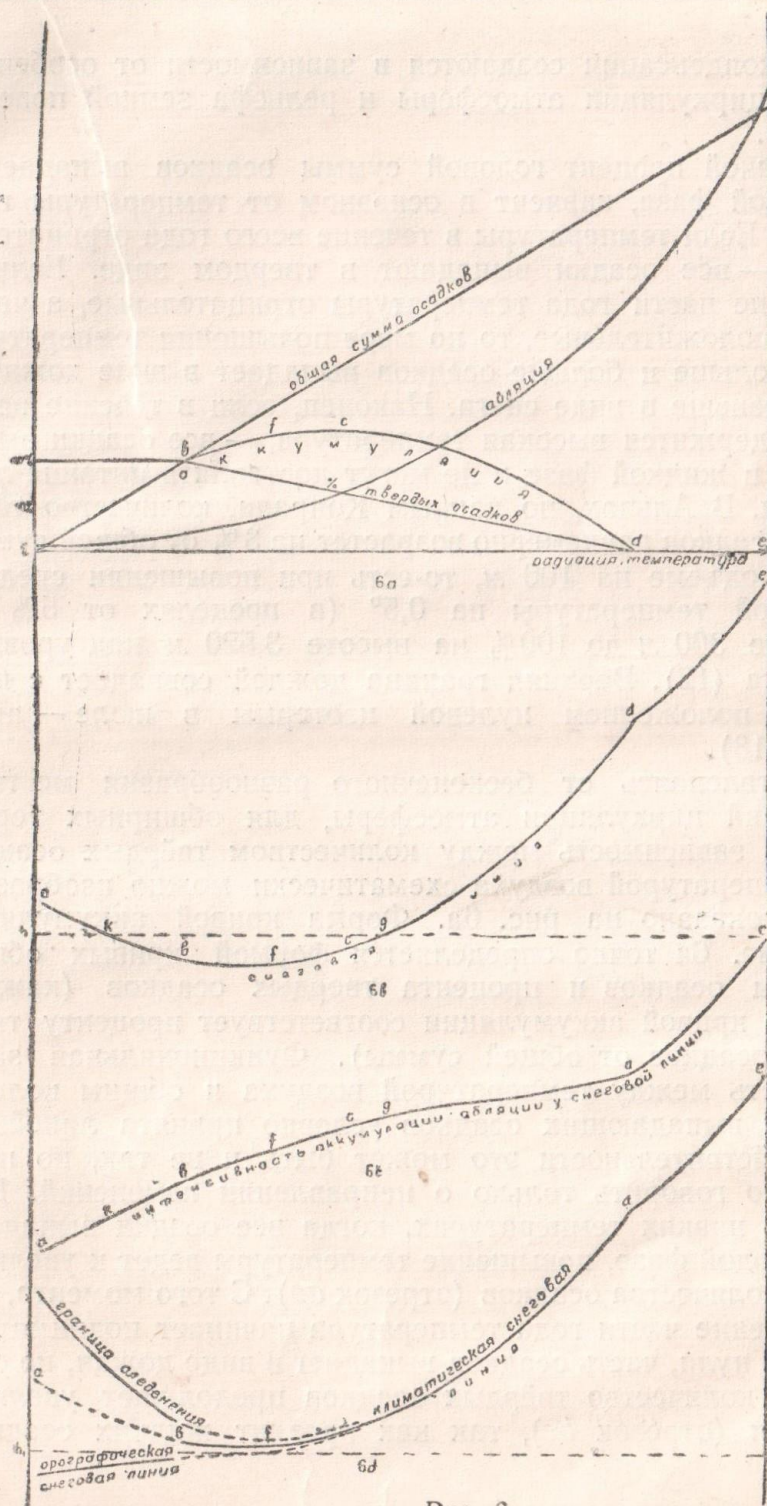


Рис. 6.

для конденсации создаются в зависимости от особенностей циркуляции атмосферы и рельефа земной поверхности.

Какой процент годовой суммы осадков выпадает в твердой фазе, зависит в основном от температуры воздуха. Если температуры в течение всего года отрицательные, — все осадки выпадают в твердом виде. Если в течение части года температуры отрицательные, а часть года положительные, то по мере повышения температуры все больше и больше осадков выпадает в виде дождя и все меньше в виде снега. Наконец, если в течение всего года держится высокая температура, — все осадки выпадают в жидкой фазе и не могут доставлять питание ледникам. В Альпах, по данным Конрада, количество твердых осадков равномерно возрастет на 3% от общей суммы при подъеме на 100 м, то-есть при повышении средней годовой температуры на $0,5^\circ$ (в пределах от 5% на высоте 300 м до 100% на высоте 3 520 м над уровнем океана (12). Верхняя граница дождей совпадает с высшим положением нулевой изотермы в июле — августе (18).

Отвлекаясь от бесконечного разнообразия местных условий циркуляции атмосферы, для обширных территорий зависимость между количеством твердых осадков и температурой воздуха схематически можно изобразить как показано на рис. 6а. Форма кривой аккумуляции на рис. 6а точно определяется формой кривых общей суммы осадков и процента твердых осадков (каждая точка кривой аккумуляции соответствует проценту твердых осадков от общей суммы). Функциональная зависимость между температурой воздуха и общим количеством выпадающих осадков условно принята линейной. В действительности это может быть и не так, но пока можно говорить только о направлении изменений. При очень низких температурах, когда все осадки выпадают в твердой фазе, повышение температуры ведет к увеличению количества осадков (отрезок *ав*). С того момента, как в течение части года температура начинает подниматься выше нуля, часть осадков выпадает в виде дождя, но сначала количество твердых осадков продолжает увеличиваться (отрезок *bc*), так как процент жидких осадков,

равномерно возрастающий от точки *b*, еще очень мал. При дальнейшем повышении температуры, несмотря на увеличение общей суммы осадков, количество твердых осадков всё быстрее уменьшается в результате возрастания процента жидких осадков (отрезок *cd*). Наконец, с некоторого момента все осадки начинают выпадать в виде дождя, и дальнейшее изменение температуры для условий питания ледников не имеет никакого значения (отрезок *de*).

Практически почти во всех современных ледниковых районах зависимость между температурой воздуха и количеством твердых осадков, повидимому, выражается отрезком *bc* и только в Антарктике и, может быть, на севере Гренландии — отрезком *ac*. На Земле Франца Иосифа годовая сумма осадков увеличивается от 190 мм на севере до 225 мм в южной части. Параллельно повышаются температуры воздуха: средняя годовая с $-12,0^{\circ}$ до $-10,1^{\circ}$, июльская с $0,4$ до $1,3^{\circ}$. Благодаря этому в северной части твердые осадки составляют 90% от общей суммы, а на юге — около 75%, и количество твердых осадков к югу почти не изменяется (около 170 мм). Таким образом, зависимость между температурой и количеством твердых осадков на Земле Франца-Иосифа выражается почти горизонтальным отрезком кривой вблизи точки *c* (рис. 6а). В Исландии, несмотря на большое количество осадков (до 1 890 мм), вследствие высоких температур лета и зимы большая часть их выпадает в виде дождя. В Ирландии осадков выпадает до 2 000 мм, но снеговой покров не образуется благодаря слишком высокой температуре. Таким образом, зависимость количества твердых осадков от температуры в Исландии выражается отрезком *cd* (близко к *d*), а в Ирландии, где современного оледенения нет, — отрезком *de*.

КЛИМАТИЧЕСКИЙ ХАРАКТЕР ОЛЕДЕНЕНИЯ

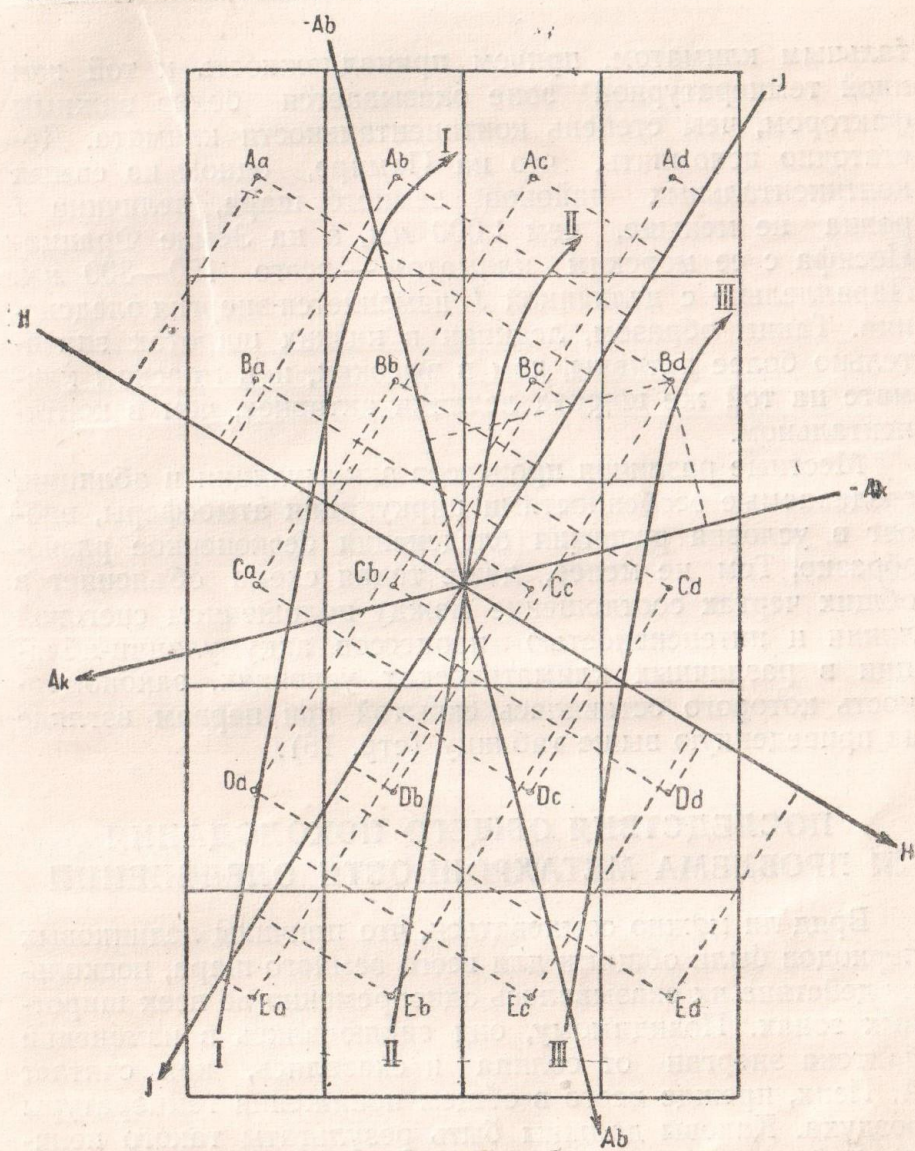
Каким образом изменяются факторы, определяющие собой ход процессов аккумуляции и абляции, в различных климатических условиях? Для низких широт характерны интенсивная радиация, высокие температуры,

большая влажность воздуха и значительное количество осадков, на большой высоте — значительное количество твердых осадков. Для высоких широт характерны слабая радиация, низкие температуры, малая влажность воздуха и незначительное количество осадков, которые, однако, выпадают преимущественно в твердом виде. Поэтому при движении от экватора к полюсам будет происходить быстрое ослабление абляции и более медленное уменьшение аккумуляции твердых осадков.

В пределах каждой широтной зоны разнообразие климатических условий создается, главным образом, тем или иным удалением от берега моря в глубь материка. Морской климат отличается слабой радиацией (вследствие большой влажности воздуха и облачности), сравнительно низкими температурами теплого сезона и большим количеством осадков. Континентальный климат характеризуется более сильной радиацией, более высокими температурами теплого сезона и малым количеством осадков. Поэтому по мере возрастания континентальности климата происходит быстрое уменьшение аккумуляции твердых осадков и более медленное усиление абляции.

На основании этого, при помощи графика соотношения A_k , A_b , H и J (рис. 5), можно дать схему климатологической классификации оледенения, которая в таком виде может служить, конечно, только для иллюстрации самого принципа подобной классификации (рис. 7). Из схемы видно, что снеговая линия снижается от районов с жарким континентальным климатом к районам с холодным морским климатом. Степень континентальности климата оказывает более сильное влияние на высоту снеговой линии, чем географическая широта. Но так как различия условий аккумуляции и абляции между климатом полярным и тропическим достигают значительно большей амплитуды, чем различие между климатом океаническим и континентальным, — влияние широты в конечном счете вызывает большие изменения высоты снеговой линии.

Интенсивность процессов аккумуляции-абляции на уровне снеговой линии уменьшается от районов с жарким морским климатом к районам с холодным континен-



А - полярный климат
 В - субполярный климат
 С - умеренный климат
 D - субтропический климат
 E - тропический климат

a - океанический климат
 b - субокеанический климат
 c - субконтинентальный климат
 d - континентальный климат

Рис. 7.

тальным климатом, причем принадлежность к той или иной температурной зоне оказывается более важным фактором, чем степень континентальности климата. Достаточно вспомнить, что на Памире, одном из самых континентальных районов земного шара, величина J равна не меньше, чем 1 000 мм, а на Земле Франца-Иосифа с ее морским климатом — всего 150—300 мм. Параллельно с величиной J изменяется энергия оледенения. Таким образом, ледники в низких широтах значительно более активны, чем в высоких, и в морском климате на той же широте ледники активнее, чем в континентальном.

Местные различия процессов аккумуляции и абляции, создаваемые особенностями циркуляции атмосферы, вносят в условия развития оледенения бесконечное разнообразие. Тем не менее, даже такая схема объясняет в общих чертах соотношение между положением снеговой линии и интенсивностью процессов аккумуляции-абляции в различных климатических условиях, закономерность которого оставалась скрытой при первом взгляде на приведенную выше таблицу (стр. 15).

ПОСЛЕДСТВИЯ ОБЩЕГО ПОХОЛОДАНИЯ И ПРОБЛЕМА МЕТАХРОННОСТИ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Вряд ли можно сомневаться, что причины ледниковых периодов были общими для всего земного шара, поскольку действие их сказывалось одновременно во всех широтных зонах. Повидимому, они заключались в изменении притока энергии от солнца и сказались, как считает А. Пенк, прежде всего в общем понижении температуры воздуха. Каковы должны быть результаты такого понижения?

Известно, что своеобразие современных физико-географических условий в общих чертах было присуще и четвертичному ледниковому периоду. Однако различные в климатическом отношении области, независимо от изменений в циркуляции атмосферы, должны были реагировать на снижение температуры по-разному.

Снижение температуры всегда ведет к ослаблению абляции. Одновременно оно должно отразиться и на

условиях аккумуляции, причем связь этих изменений будет выражаться кривой *abcde* (рис. 6а). Построим графически (рис. 5) кривые изменений высоты снеговой линии и интенсивности процессов аккумуляции-абляции на ее уровне, соответственно показанным на рис. 6а изменениям аккумуляции и абляции, вызванным снижением температуры (рис. 6в и 6с).

Мы видим, что понижение температуры в районе с теплым климатом, не позволяющим выпадать твердым осадкам (на данном уровне), ведет к снижению снеговой линии; при отсутствии достаточно высоких возвышенностей — к опусканию нижней границы теоретической «непроявленной» хионосферы (отрезок *ed*, рис. 6в). Через некоторое время это приведет к тому, что в данном районе начнут выпадать твердые осадки. Снижение снеговой линии при дальнейшем понижении температуры продолжается еще более ускоренным темпом, так как понижение температуры влечет за собой не только ослабление абляции, но и увеличение аккумуляции твердых осадков (отрезок *dc*). Через некоторое время снижение температуры вызовет уменьшение количества твердых осадков (отрезок *св*), которое пойдет особенно быстро с того времени, как все осадки в данном районе начнут выпадать в твердом виде. Одновременно ослабление абляции будет замедляться, так как она идет только путем испарения. Поэтому с момента *с* при дальнейшем снижении температуры снеговая линия будет опускаться очень медленно, а затем начнет подниматься (отрезок *fa*), особенно заметно с момента *b*.

Следовательно, охлаждение обширной области, не сопровождающееся изменениями в циркуляции атмосферы, повлечет за собой сначала быстрое снижение снеговой линии, затем ее медленное повышение. Если земная поверхность будет расположена на уровне *h* (рис. 6в), с момента *g* она окажется выше снеговой линии и до момента *f* будет происходить наступление оледенения. При дальнейшем снижении температуры оледенение будет отступать и в момент *K* поверхность окажется ниже снеговой линии. При новом повышении температуры все явления повторятся в обратном порядке. В результате область испытает две ледниковых эпохи, разделенные

межледниковой эпохой, но последняя будет не теплой, а холодной. Она наступит не вследствие усиления абляции, а благодаря уменьшению аккумуляции твердых осадков при ничтожной абляции.

В этом и заключается идея метакронности оледенений, поддерживаемая большинством исследователей по отношению к Антарктике и недавно выдвинутая К. К. Марковым и И. П. Герасимовым по отношению к Восточной Сибири (1). Наличие ледникового антициклона делает ее по отношению к Антарктике еще более вероятной. Общее похолодание, послужившее причиной оледенения северного полушария и гор тропических областей, могло вести только к повышению снеговой линии и отступанию ледяного покрова Антарктики.

Однако посмотрим, что происходит с интенсивностью процессов аккумуляции-абляции у снеговой линии при снижении температуры. В промежутке db J довольно медленно уменьшается. После момента b , одновременно с повышением снеговой линии, J начинает быстро уменьшаться, в точке a приближаясь к нулю (рис. 6с). Одновременно с J неизбежно приближается к нулю и энергия оледенения. Если мы захотим при этом определить изменение высоты снеговой линии по формуле (VII), то по-

лучим $\Delta H = \frac{\Delta Ab - \Delta Ak}{O}$. Это значит, что понятие высоты снеговой линии в таких условиях вообще не имеет смысла. Мы уже видели, что по мере уменьшения энергии оледенения в высоких широтах положение снеговой линии становится все более и более неопределенным, граница оледенения и орографическая снеговая линия все более отклоняется от климатической.

В Антарктике такая неопределенность достигает максимума: весь материк полностью лежит выше снеговой линии, весь он является одной гигантской областью питания; тем не менее, неравномерности абляции и особенно аккумуляции твердых осадков под влиянием ветров всдуд к существованию свободных ото льда и фирна участков, где по условиям рельефа снег мог бы накапливаться. То же самое имеет место в северной Гренландии, отчего определения высоты снеговой линии там весьма противоречивы. Снижение температуры, развитие сиккусака и

другие признаки указывают на опускание климатической снеговой линии, и Кох и Вегенер считают, что на Земле кронпринца Христиана она лежит на уровне океана. Однако наличие обширных, свободных ото льда, высоких плагов на Земле Пири как будто бы противоречит этому. Альман (7, 8) проводит границу оледенения и фирновую линию в северной Гренландии на высоте 750 и даже 1 500 м. Противоречие разрешается тем, что климатическая снеговая линия действительно может быть расположена у самого уровня моря, но в таких условиях она имеет очень мало отношения к реальной действительности, так как граница оледенения, орографическая снеговая линия и фирновая линия при ничтожной энергии оледенения отклоняются от климатической снеговой линии на тысячи метров. Таким образом, действительная картина изменения высоты снеговой линии при снижении температуры выглядит так, как показано на рис. 6д.

Но что же обозначает такое «исчезновение» снеговой линии? Если повернуть рис. 6а на 90° , то можно видеть, что он чрезвычайно напоминает рис. 1. Изменения аккумуляции и абляции, соответствующие снижению температуры в горизонтальном направлении в пространстве или в данной точке во времени, совершенно аналогичны изменениям аккумуляции и абляции с высотой над уровнем моря. Это и понятно, так как причины их в обоих случаях совершенно одинаковы: снижение температуры и радиации и сначала увеличение, а затем уменьшение количества твердых осадков. Следовательно, двигаясь в пространстве или во времени близ уровня моря к области с крайне низкими температурами и малым количеством осадков, мы попадаем в условия очень малой мощности хионосферы и приближаемся к ее верхней границе.

Если энергия оледенения приближается к нулю, то никакое дальнейшее поднятие вверх не может привести к достижению зоны вечного снега, так как никакое дальнейшее ослабление абляции не может скомпенсировать уменьшения аккумуляции вследствие отсутствия влаги в атмосфере. Там, где интенсивность процессов аккумуляции и абляции приближается к нулю, находится граница хионосферы, но не нижняя граница, а верхняя.

У нижней границы хионосферы интенсивность аккумуляции-абляции и энергия оледенения никогда не бывают равны нулю, так как эта граница возникает вследствие того, что по направлению вниз абляция начинает преобладать над аккумуляцией. Наоборот, верхняя граница возникает благодаря тому, что при почти неизменной ничтожной величине абляции происходит еще большее уменьшение аккумуляции.

Зона вечного снега, окружающая земной шар, в разных его частях занимает различное положение и имеет различную мощность. Верхняя граница хионосферы поднимается выше в жарком поясе, где идет сильное испарение, а вертикальные токи воздуха заносят большое количество влаги высоко в атмосферу, и опускается к полюсам. Аналогичные изменения, но в меньшем масштабе испытывает и нижняя граница хионосферы: под экватором и в тропиках она поднимается до высоты 5—6,5 км, а в высоких широтах спускается до уровня моря, испытывая только более сильные колебания над материками и океанами. Мощность хионосферы максимальна в жарком поясе и над океанами и значительно уменьшается в высоких широтах.

Напряженность аккумуляции-абляции у верхней границы хионосферы близка к нулю; книзу она возрастает и у снеговой линии достигает максимума там, где мощность хионосферы наибольшая — в жарком поясе и в районах с морским климатом. Уменьшение J в высоких широтах является следствием и признаком уменьшения мощности хионосферы и приближения ее верхней границы. Там, где верхняя и нижняя границы хионосферы сливаются, снеговая линия исчезает, а энергия оледенения равна нулю.

Энергия оледенения — понятие, относящееся к нижней границе хионосферы. Сумма вертикальных градиентов аккумуляции и абляции у снеговой линии всегда должна быть больше нуля, так как в противном случае зоны вечного снега вообще не будет. При подъеме над снеговой линией сумма вертикальных градиентов аккумуляции и абляции через некоторое время начинает уменьшаться, достигает нулевого значения на уровне максимального избытка аккумуляции над абляцией, а затем становится

отрицательной величиной — аккумуляция убывает с высотой быстрее, чем абляция, что и ведет к приближению верхней границы хионосферы. Таким образом, выше уровня максимального избытка аккумуляции над абляцией условия для питания ледников начинают ухудшаться с высотой. В Антарктике ряд явлений дает основания полагать, что возможно никакого улучшения условий питания ледяного покрова с высотой не происходит. Частые температурные инверсии и выпадение осадков не из облаков, образующихся при восходящих токах воздуха, а от соприкосновения нисходящих токов воздуха в антициклоне с переохлажденной поверхностью ледяного покрова указывает на то, что аккумуляция возрастает, а абляция ослабевает по мере уменьшения высоты над уровнем океана. Это несколько не противоречит утверждению, что ухудшение условий питания с высотой, то-есть отрицательное значение $n_{ak} + n_{ab}$ вплотную к снеговой линии невозможно. По окраинам Антарктики, где снеговая линия только приближается к уровню моря, ухудшение условий питания с высотой действительно невозможно. Если же такое явление существует во внутренних областях материка, то это значит, что земная поверхность здесь расположена не только выше снеговой линии, но и выше зоны оптимальных условий для развития оледенения, в тонкой верхней части хионосферы, которая одна только здесь и имеется налицо.

Источником своеобразной жизни царства льда и мороза — движения ледников, как и большинства других проявлений движения и жизни на земле, является солнечная энергия. Там, где приток солнечной энергии к земной поверхности интенсивнее, ледники сокращаются и оттесняются к высочайшим горным вершинам, но жизнь их протекает более напряженно. У полюсов, где приток солнечной энергии мал, ледники разрастаются, но жизнь их замирает. Поэтому малоподвижное оледенение высоких широт представляет собой нечто сильно отличающееся от активного оледенения низких широт.

Чрезмерное охлаждение обширной области должно вести к отступанию оледенения. Но что, собственно, представляла бы собой «холодная межледниковая эпоха» в Антарктике? Прекращение аккумуляции при почти

полном отсутствии абляции. Это должно было бы вызвать уничтожение шельфового льда, подвергающегося разъеданию морской водой, уменьшение мощности и омертвление ледяного покрова на материке, но никак не исчезновение последнего. К такой эпохе название «межледниковой» приложимо лишь весьма условно. Тем более, что вокруг области, попавшей в условия «межледниковой эпохи», должно сохраняться кольцо оледенения, так как теоретическая хионосфера оказалась бы в таком случае прорванной только земной поверхностью (рис. 8). Как ни странным покажется такое утверждение, однако имен-

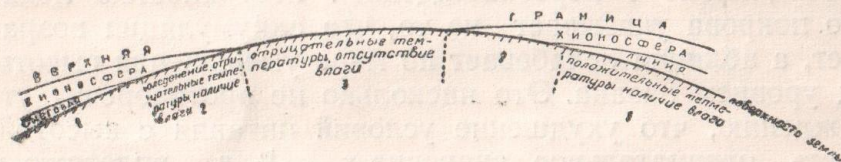


Рис. 8.

но об этом, по существу, идет речь, когда говорят о проблеме метасинхронности оледенения.

Несколько иначе обстояло бы дело, если бы при понижении температуры какая-нибудь территория вообще не попадала в зону выше снеговой линии. Представим себе, что земная поверхность расположена на высоте h_1 (рис. 6d). Тогда похолодание и снижение снеговой линии все же не повлечет за собой образования покровного оледенения, так как климатическая снеговая линия не коснется земной поверхности. Дальнейшее снижение температуры приведет к повышению воображаемой снеговой линии, а затем к ее исчезновению. Такой ход процессов обозначал бы, что зона вечного снега оказалась бы прерывистой сама по себе, без соприкосновения с земной поверхностью. Тогда только нарушение нормальных условий циркуляции атмосферы высокими горными хребтами могло бы заставить конденсироваться последние остатки влаги в количестве большем, чем ее может испариться, и создать острова малоактивных горных ледников. На уровне же h_1 , вследствие опускания орографической снеговой линии, возникали бы только навесные ледники и неподвижные маломощные фирновые поля в

особенно благоприятных условиях аккумуляции, которые затем сохранялись бы в виде каменного льда очень долго, так как почти не подвергались бы действию абляции. Одновременно большое развитие получила бы вечная мерзлота. Таким образом, получилось бы нечто подобное «сибирскому» или «восточно-сибирскому» типу оледенения в понимании А. А. Григорьева и К. К. Маркова, или отсутствие оледенения с точки зрения классической гляциологии, относящей к категории ледников только массы льда, обладающие собственным движением. Как бы ни называть эти явления, но, при наличии общих причин, они синхронны ледниковым эпохам районов, подвергающихся покровному оледенению, так как дальнейшее снижение температуры не меняет условий развития оледенения вследствие того, что подъем климатической снеговой линии компенсируется опусканием орографической снеговой линии.

ГИПОТЕЗА СИМПСОНА

Английский метеоролог Симпсон в 1934 году изложил интересную гипотезу о причинах четвертичного ледникового периода, являющуюся дальнейшим развитием воззрений, к которым он пришел в результате своих работ в Антарктике в качестве участника экспедиции Р. Скотта 1910—1913 годов (19). По мнению Симпсона, в четвертичном периоде высокие широты земного шара испытали четыре оледенения, разделенные тремя межледниковыми эпохами, которые явились результатом двух циклических колебаний солнечной радиации. Усиление радиации служит причиной повышения температуры, увеличения облачности и количества осадков. Сначала количество твердых осадков увеличивается, а повышенная облачность препятствует таянию, что ведет к оледенению. Вторичным следствием оледенения является понижение температуры в районах, непосредственно им охваченных, или находящихся под его влиянием. Дальнейшее усиление радиации вызывает таяние ледников и наступление теплой межледниковой эпохи. При обратном изменении интенсивности радиации снова наступит ледниковая эпоха, а затем межледниковая, которая, как и эпоха, с

которой начинался цикл изменений, будет холодной. Гюнцское и миндельское оледенение были разделены теплой межледниковой эпохой. Миндель-рисская межледниковая эпоха была холодной. Рисское и вюрмское оледенения, вызванные вторым циклом колебаний радиации, были разделены тёплой межледниковой эпохой, а послеледниковое время является снова холодной межледниковой эпохой.

Гипотеза Симпсона подверглась критике со стороны геологов и биологов, так как она не в состоянии объяснить многие факты истории четвертичного периода. Однако она представляет большой интерес для климатологии и гляциологии. С этой точки зрения главным недостатком считается неразработанность ее количественной стороны, но с качественной стороны основные ее положения, насколько мне известно, не вызывали серьезных возражений.

Причиной оледенения, по Симпсону, является усиление солнечной радиации и повышение средней годовой температуры, которая влечет за собой увеличение количества выпадающих осадков. На чем основано такое парадоксальное утверждение?

Согласно сказанному выше, общее количество осадков зависит, с одной стороны, от содержания водяных паров в воздухе и, с другой, от условий их конденсации. Первый фактор определяет общую возможность выпадения осадков: если абсолютная влажность воздуха низка, то никакие благоприятные условия конденсации не создадут большого количества осадков, что мы и наблюдаем в высоких широтах. Но в тропических и субтропических пустынях абсолютная влажность воздуха велика, однако осадки не выпадают. Для того, чтобы содержащаяся в атмосфере влага могла конденсироваться, необходимо охлаждение значительных масс воздуха, которое происходит при перемешивании воздушных масс различной температуры, при движении воздуха в более холодные области, а главным образом при его адиабатическом расширении в восходящих токах. Наличие влаги в атмосфере зависит от интенсивности испарения с земной поверхности, значит от температуры и солнечной радиации, и является фактором, общим для обширных территорий. Условия кон-

денсации влаги, наоборот, меняются в зависимости от местных особенностей циркуляции атмосферы и рельефа земной поверхности. Изменения этого второго фактора во времени и в пространстве значительно менее закономерны, и их трудно предусмотреть. Поэтому, когда ставится вопрос об общих для обширных территорий последствиях изменения солнечной радиации и температуры, речь может идти только об изменении содержания влаги в атмосфере, а не об условиях ее конденсации.

Повышение радиации и средней годовой температуры быть может способно вызвать местные улучшения условий для развития оледенения при благоприятных изменениях в циркуляции атмосферы, так же как в пространстве улучшаются условия для оледенения при переходе от континентального климата к морскому. Однако естественно, что местные и, повидимому, небольшие снижения снеговой линии, сопровождающиеся к тому же повышением ее в других районах, не могут служить причиной для наступления ледниковой эпохи на земле. Для этого нужна причина всеобщего значения. Но утверждать, что повышение радиации и температуры должно вести к всеобщему улучшению условий для развития оледенения, было бы не только парадоксально, но и прямо неверно. Если усиление радиации и повышение температуры должно повсеместно вызывать увеличение испарения, выпадения осадков, аккумуляции снега и оледенение, которое будет иметь своим последствием снижение температуры и уменьшение испарения, то такой ход явлений вообще невозможен, так как действие аннулирует причину и, во всяком случае, не может оказаться сильнее причины.

Поэтому не без основания Симпсон начинает все свое построение с рассмотрения последствий повышения радиации не в обычных условиях, а в стране, где летняя температура не поднимается выше 0° , и летнее таяние почти или совсем отсутствует, например в Антарктике (19, стр. 430—431). Он совершенно правильно указывает, что повышение радиации и средней годовой температуры в такой стране повлечет за собой повышение количества осадков, которые сначала будут выпадать только в твердой фазе а с некоторого момента частично в жидкой. Дальнейшее

повышение радиации и температуры через некоторое время вызовет уменьшение снегопадов. В то же время испарение и таяние усиливаются. Таким образом, Симпсон чертит кривые аккумуляции и абляции, совершенно аналогичные показанным на рис. 6а (ограничиваясь их средней частью, насколько это необходимо для его целей). В точке пересечения кривых годовая аккумуляция равна годовой абляции, и при дальнейшем повышении температуры накопления снега не происходит — мы скажем, что снеговая линия поднимается выше поверхности страны. В начале цикла изменений радиации происходило сравнительно небольшое накопление снега, затем оно усиливается, снова уменьшается и, наконец, прекращается. В применении к двум полным циклам изменений солнечной радиации, предполагаемым в четвертичном периоде, кривые получают вид, показанный на рис. 9 (I—V). Симпсон снова отмечает, что они относятся к «обширной территории, содержащей в современных условиях вечный лед — скажем, фирновое поле ледника или часть полярной ледяной шапки» (19, стр. 431).

Это рассуждение совершенно верно, и при желании называть сухой и холодной межледниковой (?) эпохой условия материкового льда или фирнового бассейна ледника, где температуры настолько низки, что все осадки выпадают в виде снега, действительно можно сделать вывод: в результате двух полных циклов изменений солнечной радиации наступят четыре оледенения (увеличения избытка аккумуляции), две теплые и влажные межледниковые эпохи (стаивание льда) и одна холодная и сухая «межледниковая» эпоха (уменьшение избытка аккумуляции). Нечётные межледниковые эпохи будут тёплыми и влажными, а чётные — сухими и холодными. Против этого решительно ничего возразить нельзя.

Однако в ходе дальнейшего изложения Симпсон совершает ошибку, которая в логике носит название *quaternio terminorum*. Он воссоздает картину изменений циркуляции атмосферы, условий питания и таяния ледяного покрова северного полушария в четвертичном периоде. Но если оставить в стороне детали, основной ход рассуждений Симпсона можно свести к следующему простому силлогизму:

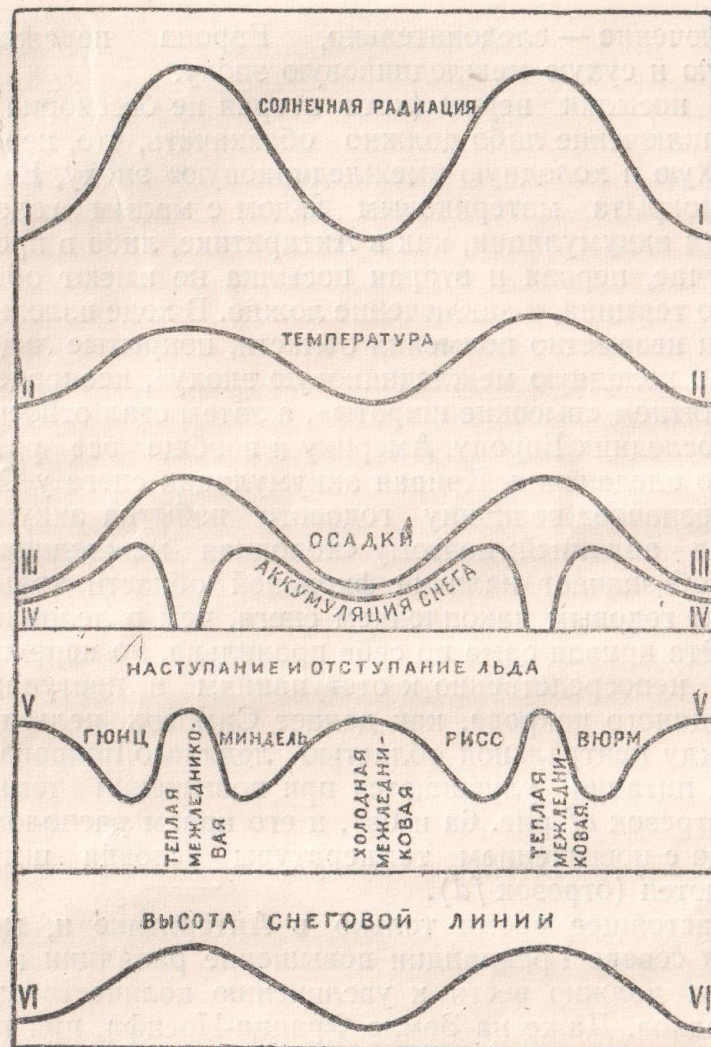


Рис. 9.

большая посылка — районы, подвергающиеся оледенению в сухие холодные межледниковые эпохи, в результате изменений солнечной радиации испытывают смену ледниковых эпох с теплыми и влажными (нечетные) и холодными и сухими (четные) межледниковыми эпохами;

малая посылка — Европа переживает четную (четвертую) межледниковую эпоху;

заключение — следовательно, Европа переживает холодную и сухую межледниковую эпоху.

Обе посылки верны (хотя вторая не бесспорна), но такое заключение либо должно обозначать, что, переживая сухую и холодную «межледниковую» эпоху, Европа сейчас покрыта материковым льдом с малым годовым избытком аккумуляции, как в Антарктике, либо в противном случае, первая и вторая посылка не имеют общего среднего термина, и заключение ложно. В ходе изложения Симпсон незаметно подменил области, покрытые льдом в «сухую и холодную межледниковую эпоху», неопределенным понятием «высокие широты», а затем стал относить к числу последних Европу, Америку и вообще все районы древнего оледенения. Кривая аккумуляции снега у Симпсона обозначает величину годового избытка аккумуляции над абляцией; поэтому «холодная межледниковая эпоха» обозначает наличие фирновой области только с меньшим годовым накоплением снега, чем в ледниковую эпоху. Эта кривая сама по себе правильна, но переходить от нее непосредственно к отступаниям и наступаниям края ледяного покрова, как делает Симпсон, нельзя, так как между центральной областью ледяного покрова, где условия питания улучшаются при повышении температуры (отрезок *af* рис. 6а и 6в), и его краем расположена зона, где с повышением температуры условия питания ухудшаются (отрезок *fd*).

В настоящее время только в Антарктике и, может быть, на севере Гренландии повышение радиации и температуры должно вести к увеличению количества твердых осадков. Даже на Земле Франца-Иосифа, при повышении температуры и общей суммы осадков в южном направлении, количество твердых осадков не меняется, а во всех остальных районах, в том числе и в Восточной Сибири, повышение температуры и радиации несомненно повлечет за собой уменьшение годовой аккумуляции снега, если оно не будет сопровождаться нарушениями циркуляции атмосферы. Другими словами, все районы, подвергавшиеся древнему оледенению в четвертичном периоде, в настоящее время находятся в таких условиях, когда зависимость между изменениями радиации и температуры, с одной стороны, и твердых осадков,

с другой, выражается отрезком fd и даже cd кривой аккумуляции (рис. 6а). Поэтому кривые Симпсона следует дополнить кривой изменения высоты снеговой линии для областей древнего оледенения (VI, рис. 9). Таким образом, как правило, повышение радиации и температуры в районах древнего оледенения может вести только к подъему снеговой линии и отступанию оледенения, а никак не к его наступанию.

Этот вывод и непосредственно следует из того, что ухудшение условий питания в фирновых областях при понижении температуры является результатом снижения, а не повышения хионосферы, следовательно, оно должно сопровождаться снижением снеговой линии и наступанием оледенения.

Области активного древнего оледенения, к которому относятся сезероамериканский и европейский ледяные щиты, существовавшие в условиях сравнительно высоких температур и большой энергии оледенения, прежде всего должны были освободиться ото льда при отступании оледенения, так как здесь происходило быстрое повышение снеговой линии. Именно поэтому исчезновение ледяных щитов шло путем образования мертвого льда и его стаивания на месте: при быстром подъеме снеговой линии значительные площади плоского ледяного щита сразу теряли область питания и прекращали свое движение. Этому способствовали в значительной мере и условия рельефа — обратный уклон ложа. Если снеговая линия поднимается медленно, это должно вести к медленному отступанию ледяного фронта, сохраняющего свою активность.

Симпсон видит в образовании мертвого льда в позднеледниковое время подтверждение своих взглядов о том, что в настоящее время мы переживаем холодную межледниковую эпоху. Однако в холодную межледниковую эпоху, то-есть в условиях крайне малой энергии оледенения, хотя и должно происходить омертвление ледяного покрова, но оно не может сопровождаться его стаиванием вследствие очень низких температур. При повышении радиации и температуры в таких районах сначала происходит некоторое наступание оледенения (увеличение его мощности), сопровождающееся ростом его активности,

и только после перехода определенного предела (точка f) начинается его отступление.

Тем самым мы ответили на поставленный выше вопрос: почему эволюция климатических условий в послеледниковое время вела к различным изменениям высоты снеговой линии в районах с разной энергией оледенения. В настоящее время энергия оледенения и интенсивность аккумуляции-абляции крайне низки в Антарктике и на севере Гренландии, а во время ледникового периода область холодного аридного климата с мало активным оледенением должна была распространяться гораздо шире. Повышение температуры в таких областях, как мы видели, ведет сначала к наступанию оледенения, а затем к сравнительно медленному отступанию, сопровождающемуся ростом активности ледников. Таким образом, повышение температуры земного шара после максимума четвертичного оледенения привело к исчезновению энергичных ледяных щитов Европы и Северной Америки и мало отразилось на размерах оледенения Антарктики и Гренландии, вызвав лишь повышение его активности.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВ

Рассмотренный выше ход эволюции оледенения во время ледниковых периодов земли дает основание для выводов о классификации ледников. Основой для генетической классификации ледников является учение о цикле оледенения, разработанное Хоббсом (17). Каждый цикл оледенения начинается при соприкосновении снеговой линии с высшими точками земной поверхности. При дальнейшем опускании снеговой линии относительно земной поверхности растет положительная и уменьшается отрицательная разность оледенения (2), вследствие чего зародышевые формы горных ледников, разрастаясь, превращаются в сетчатое оледенение или шпицбергенский тип, а при приближении отрицательной разности оледенения к нулю — в покровное оледенение. При обратном изменении высоты снеговой линии наступает регрессивная фаза развития оледенения, когда процесс идет в противоположном направлении, но получающиеся в результате его формы ледников

несколько отличаются от аналогичных форм прогрессивной фазы.

В зависимости от рельефа поверхности, на которой развивается оледенение, формы ледников в начале и конце цикла могут быть весьма разнообразны; только в стадии ледяного щита форма не зависит от подстилающей поверхности, а определяется физическими свойствами, движением и условиями питания и абляции льда. Цикл оледенения на равнине будет отличаться от такового в горной стране тем, что в нем совершенно выпадут начальные и конечные формы и развитие начнется сразу с образования ледяных шапок или сплошного ледяного покрова. Напротив, горные районы будут иметь полный, в морфологическом отношении, цикл оледенения.

Однако понятие цикла оледенения достаточно всеобъемлюще, чтобы вместить в себя не только морфологические, но и климатические и динамические типы оледенения. Снижение снеговой линии в результате общей эволюции климата сопровождается изменением интенсивности процессов аккумуляции-абляции у снеговой линии и энергии оледенения. Цикл оледенения может достигнуть своей максимальной фазы при больших J и E , может дойти до крайне низких J и E и относительного подъема снеговой линии, или, наконец, может прерываться посередине, когда J и E достигнут нуля, а снеговая линия исчезнет, то-есть, когда хионосфера в данном районе совершенно прервется. Полным с точки зрения климатической будет такой цикл, при котором J и E достигнут нуля. При меньшем похолодании цикл будет неполным, при большем — прерванным посередине «холодной межледниковой эпохой».

Все формы цикла оледенения могут быть размещены на кривой изменения высоты снеговой линии в зависимости от соотношения ее с высотой земной поверхности. Будем под высотой земной поверхности подразумевать ее средний уровень в данной стране, который для обширных территорий будет близок к уровню равнин. Если снеговая линия значительно превышает земную поверхность, то на данной стадии цикла оледенения возможны только формы горного оледенения. По мере приближения снеговой линии к земной поверхности возникают переход-

ные формы — предгорные ледники, ледники скандинавского и шпицбергенского типов, ледяные шапки, и, наконец, развивается покровное оледенение.

В зависимости от соотношения снеговой линии с земной поверхностью полный климатический цикл оледенения может вести к развитию ледниковых организмов, в которых различные морфологические стадии достигаются при разных величинах J и E . Из бесконечного разнообразия возможных сочетаний при этом можно выделить три наиболее типичных генетических ряда.

1. Стадия покровного оледенения достигается при большой энергии оледенения. Характерны весьма активные горные формы оледенения, сменяющиеся активным покровным оледенением, которое затем эволюционирует в сторону уменьшения активности и, наконец, может превратиться в мертвый лед (рис. 10, I).

2. Стадия покровного оледенения достигается при малой энергии оледенения. Активные сначала формы горного оледенения по мере разрастания теряют свою активность, и возникающее покровное оледенение уже мало активно. При дальнейшем развитии оно также сменяется мертвым льдом. Таким образом, отличие второго ряда от первого заключается в том, что стадию большой активности оледенение проходит полностью в форме горных ледников, вследствие чего отсутствует тип активного покровного оледенения (рис. 10, II).

3. Стадия покровного оледенения вообще не достигается. Формы горного оледенения, разрастаясь, теряют активность и приближаются к мертвому льду. На равнинах после максимального снижения снеговой линии и значительного уменьшения энергии оледенения развиваются навейные ледники, неподвижные фирновые поля и вечная мерзлота (рис. 10, III).

Первый генетический ряд характерен для низких широт и морского влажного климата, то-есть для районов с большой мощностью хионосферы в начале цикла оледенения. Таким образом развивалось оледенение Северной Америки и Европы в четвертичном ледниковом периоде. Начальные фазы этого ряда представлены в настоящее время оледенением гор умеренного и тропического поясов.

Второй ряд характерен для более высоких широт и средней степени континентальности, то-есть для районов со средней мощностью хионосферы в начале цикла оледенения. Он представлен оледенением Антарктики, Гренландии и островов Арктики.

Третий ряд характерен для высоких широт и резко континентального аридного климата, то-есть для районов с малой мощностью хионосферы в начале цикла оледенения. Так развивалось оледенение восточной Сибири, северной Аляски и, может быть, Северной Канады.

Таким образом, эволюция оледенения идет по разным путям в различных климатических условиях в зависимости от географической широты и степени континентальности климата, то-есть в зависимости от мощности хионосферы и соотношения ее с земной поверхностью. Отмеченные пути эволюции оледенения (рис. 10, I, II, III) при общем снижении температуры соответствуют изменению его климатического характера, показанному стрелками на схеме климатической классификации оледенения (рис. 7, I, II, III). Следовательно, исходя из общих климатических условий и рельефа страны, можно до некоторой степени предвидеть, какие морфологические и динамические типы оледенения можно ожидать здесь встретить в настоящее время или в прошлом. И, наоборот, характер оледенения может помочь классифицировать современные климатические условия страны и расшифровать историю их изменений.

Накопление фактических данных в будущем позволит подойти к детализации и количественной характеристике различных типов, построенной на принципе эволюции морфологически-динамической систематики ледников.

В действительности эволюция оледенения происходит не только благодаря общему изменению климата по направлениям, указанным на рис. 7, но и вследствие изменения циркуляции атмосферы и рельефа земной поверхности. Это должно чрезвычайно усложнить ход развития оледенения, его направление и его результаты. Рассматривать снижение температуры как причину оледенений и умозаключать к её вероятным последствиям, как это было сделано выше, можно только по отноше-

нию к обширным территориям или ко всему земному шару в целом. Чем к более ограниченному району относится анализ, тем больше нужно учитывать своеобразие местных условий. Большим шагом вперед в этом отношении является работа К. К. Маркоза и И. П. Герасимова о ледниковом периоде на территории СССР. Реставрируя историю оледенения, необходимо принимать во внимание возможные изменения климатических условий (радиации, температуры, ветров, влажности, облачности, осадков) и преломление их влияния в связи с формой, высотным положением, экспозицией ледников и различные другие факторы. При этом, в большинстве случаев, решающим фактором является температурный режим, — к такому выводу пришел Альман на основании своих исключительно интересных исследований в Исландии.

Решение многих проблем палеогеографии возможно именно тем путем, каким уже в течение четверти века идет Альман. Гляциология и палеогеография ледниковых периодов только тогда станут на твердую почву, когда вся сложная цепь взаимодействий между ледниками и окружающей средой будет открыта перед нашим взором.

В заключение я хочу выразить благодарность кандидату геолого-минералогических наук П. О. Бойченко за ценные указания, которые помогли мне при работе над настоящей статьей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М.-Л. 1939.
2. Калесник С. В. О некоторых новых формах ледниковых образований в центральном Тянь-Шане. ИРГО, 66, в. 3, 1934.
3. Калесник С. В. Общая гляциология. Ленинград, 1939.
4. Тиндаль Д. Альпийские ледники. Москва, 1866.
5. Ahlmann H. W. Ablation Physico-Geographical Researches in the Horung Massif, Jotunheim, IV. Geografiska Annaler, IX, H. 1—2, 1927.
6. Ahlmann H. W. Glaciology. Scientific Results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the Summer of 1931, p. VIII, Geografiska Annaler, XV, H. 2-3, 4, 1933.
7. Ahlmann H. W. Present Glaciation round the Norwegian Sea. Scientific Results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the Summer of 1931, p. X. Geografiska Annaler, XV, H. 4, 1933.
8. Ahlmann H. W. The Fourteenth of July Glacier. Scientific Results of the Norwegian-Swedish Spitsbergen Expedition in 1934, p. V, Geografiska Annaler, XVII, H. 3—4, 1935.
9. Ahlmann H. W. The Regime of Hofellsjökull. Vothajökull, Scientific Results of the Swedish-Icelandic Investigations 1936—37—39. Ch. VII, Geografiska Annaler, XXI, H. 3—4, 1939.
10. Ahlmann H. W. The Styggedal Glacier in Jotunheim, Norway. Geografiska Annaler, XXII, H. 3—4, 1940.
11. Ahlmann H. W. Studies in North-East Greenland, 1939—1940. Geografiska Annaler, XXIII, 1941, XXIV, 1942.
12. Conrad V. Der Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag und seine Beziehungen zu den Eiszeiten. Beiträge zur Kenntnis der Schneedeckeverhältnisse, 3. Gerlands Beiträge zur Geophysik, B. 45, H. 3, 1935.

-
13. Cooper W. S. The Problem of Glacier-Bay, Alaska-Study of Glacier Variations. The Geographical Review, January, 1937.
 14. Dobrowolski A. B. Historia naturalna lodu. Warszawa, 1923.
 15. Hess H. Die Gletscher, Braunschweig, 1904.
 16. Hess H. Das Eis der Erde. Handbuch der Geophysik herausgegeben von Prof. Dr. B. Gutenberg. B. VII, L. I. Berlin, 1933.
 17. Hobbs W. H. The Glaciers of Mountain and Continent. Zeitschrift für Gletscherkunde, B. XXII, 1935.
 18. Maurer S. Temporäre Schneegrenze und mittlere Schmelzwasserhöhen im Schweizerischen Alpengebiet nach neueren Erhebungen. Meteorologische Zeitschrift, B. 26, H. 12, 1909.
 19. Simpson G. C. World Climate during the Quaternary Period. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 60, No 257, October, 1934.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Хионосфера	5
Энергия оледенения	8
Интенсивность процессов аккумуляции и абляции на уровне сне- говой линии	13
Геологическая деятельность ледников	16
Снеговая линия	18
Связь между энергией оледенения и высотой снеговой линии . .	24
Энергия оледенения и колебания ледников	29
Метеорологические факторы аккумуляции и абляции	30
Климатический характер оледенения	35
Последствия общего похолодания и проблема метасинхронности оле- денений	38
Гипотеза Симпсона	45
Генетическая классификация ледников	52
Литература	58



ОГИЗ

**ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР
Государственное издательство
географической литературы**

ВЫШЛИ ИЗ ПЕЧАТИ

1. Вопросы географии. Научные сборники Московского филиала Географического общества Союза ССР, выпуск 1-й, 1946, цена 10 руб.

2. Семенов-Тянь-Шанский П. П. «Путешествие в Тянь-шань», первое издание, просмотренное академиком Л. С. Бергом, со вступительной статьей Н. Г. Фрадкина, 1946, цена 14 руб.

3. Рихтер Г. Д. «Север Европейской части СССР», ответственный редактор академик А. А. Григорьев, 1946, цена 7 руб.

4. Каманин Л. Г. «Первые исследователи Дальнего Востока», из серии «Русские путешественники», 1946, цена 2 руб.

5. Андреев Д. Л. и Матвеев С. Н. «Замечательные исследователи горной Средней Азии», из серии «Русские путешественники», 1946, цена 3 руб.

6. Баян О. А. «Первые исследователи Центральной Азии», из серии «Русские путешественники», 1946, цена 2 руб.

ОГИЗ

ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

**Государственное издательство
географической литературы**

ВЫХОДЯТ ИЗ ПЕЧАТИ

1. Пржевальский Н. М. «Монголия и страна тангутов», со вступительной статьей Э. М. Мурзаева, второе издание, 1947.

2. Козлов П. К. «Монголия и Кам», второе издание, сокращенное, под редакцией и со вступительной статьей В. П. Козлова, 1947.

3. Берг Л. С., академик. «Географические зоны Советского Союза», т. I, 3-е издание, 1947.

4. Рязанцев С. Н. «Киргизия». Предисловие академика А. А. Григорьева, 1947.

5. Суслов С. П. «Западная Сибирь». Ответственные редакторы: академик А. А. Григорьев и доктор географических наук проф. Г. Д. Рихтер, 1947.

6. Саушкин Ю. Г. «Географические очерки природы и сельскохозяйственной деятельности населения в различных районах Советского Союза», 1947.

Редактор *В. С. Воынская*
Редактор карт *Г. В. Яников*
Худ. редактор *В. В. Шукина*
Техн. редактор *В. В. Крыночкина*
Обложка работы худ. *Е. Я. Кривинской*

Сдано в производство 5/X—46 г. Подписано
к печати 28/I-47 г. А-03734. Печатных л. 4
Учетно-изд. 3 л. Тираж 5 000 экз. Заказ 1781
Цена 2 р. 50 к.

3-я тип. «Красный пролетарий» треста
«Полиграфкнига» ОГИЗа при Совете Ми-
нистров СССР. Москва, Краснопролетар-
ская, 16