

УДК 551.338

А. В. ПОЗДНЯКОВ

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск

ЛЕДНИКОВЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ: ПРИНЦИПЫ САМООРГАНИЗАЦИИ

Рассматриваются процессы самоорганизации ледниковых геосистем на примере ледниковых щитов. Впервые выделен и охарактеризован конвейерный тип движения — движение поверхностного хрупкого слоя за счет вязкопластического растекания нижнего слоя. В этом случае движение льда может осуществляться и по горизонтальной поверхности за счет уменьшения толщины при сохранении объема нижележащих слоев льда, находящихся под давлением, достаточным для вязкопластической деформации.

Ключевые слова: самоорганизация, ледник, геосистема, деформация, гляциология.

The self-organization processes of glacial geosystems are considered by using ice sheets as an example. The conveyor type of movement, i. e. the movement of the surface brittle layer due to the viscoplastic diffuence of the lower layer, has been identified and characterized for the first time. In this case, the movement of ice can also proceed across the horizontal surface through a decrease in its thickness, with an invariable volume of the lower-lying layers of ice under a pressure sufficient for viscoplastic deformation.

Keywords: self-organization, glacier, geosystem, deformation, glaciology.

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЯЕМОГО МЕТОДОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА

Для раскрытия механизмов самоорганизации систем предлагается методологический подход, согласно которому система рассматривается как свободно развивающаяся структура. В широком смысле это метод научной абстракции, состоящий в том, что начальной задачей ставится исследование механизмов смены состояний системы в идеальных, не меняющихся в течение времени внешних условиях. Это допущение необходимо, чтобы иметь возможность увидеть, как рассматриваемая геосистема, в данном случае ледниковая, формируясь и саморазвиваясь, меняет условия своего развития, в частности, определяет собственный расход вещества, а через него и морфометрические характеристики.

Применительно к ледниковому щиту начальные условия состоят в следующем.

1. Базисная поверхность, на которой формируется ледовый покров, горизонтальна, и ее уклон α не меняется в течение всего характерного времени формирования системы — $dH/dx = 0$.

2. Постоянство во времени климатических условий внешней среды. Предполагается, что количество приносимых осадков к леднику не зависит от его морфометрических характеристик, но меняется только в пределах самой геосистемы в связи с изменением ее размеров.

3. Самоорганизующаяся гляциальная геосистема, как и все другие типы геосистем, развивается с насыщением, т. е. у нее имеются ограничивающие, демпфирующие ее формирование пределы по всем морфометрическим параметрам.

4. Условия развития системы называются свободными, если она не ограничивается действием каких-либо сил или пограничных тел иного рода. Иначе говоря, размеры ее базисной поверхности беспредельны, изменяются только ее собственные морфометрические характеристики и пространственно-временные координаты.

Наиболее изученной является динамика горно-долинных ледников. На основе результатов исследований известных в этой области ученых [1–3] разработаны модели движения ледников. Общие выводы сводятся к тому, что нижние горизонты ледников движутся медленнее приповерхностных слоев и эпюра скоростей движения имеет неотличимые сходства с таковой движения по уклону жидкости. Для горно-долинных ледников, текущих по уклонам, несомненно, определяющую роль играют сдвигающие усилия, создаваемые весом льда. Вязкопластические деформации имеют подчиненное значение, поскольку скорость течения льда за их счет значительно меньше скорости скольжения льда, обусловленного гравитационными процессами. Да и толщина горно-долинных ледовых потоков недостаточна для совершенного развития вязкопластических деформаций.

Динамика ледниковых щитов принципиально отличается от динамики горно-долинных ледников. Основная масса льда в покровных ледниках на глубинах в сотни и тысячи метров практически неподвижна [4]. Согласно [4], в Антарктиде возраст приповерхностных слоев льда менее 2 тыс. лет, а нижних слоев — 400 тыс. лет. Скорость движения поверхностных слоев льда, как можно судить по карте движения льда [5], составляет менее 1,5 м/год в центральных частях щита и 1000 м/год в выводных ледниках. Ледовые массы в выводных ледниках формируются не только за счет выпадения значительно большего количества осадков в краевых частях ледового континента (700 мм/год), но и за счет поступления масс льда из центральных районов.

По изложенным причинам профиль краевых частей Антарктического щита приобретает вид эллиптической кривой. Таким образом, структура ледового покрова на щитах существенно отличается от таковой горно-долинных ледников. Фактические данные о строении и динамике ледниковых щитов, несмотря на усилия международных групп ученых, ведущих изучение покровных ледников, скудные. Поэтому о механизмах движения льдов здесь можно судить по теоретическим абстрактным моделям, создаваемым на основе знания закономерностей физики льда.

ЭЛЕМЕНТЫ, СОСТАВЛЯЮЩИЕ ГЛЯЦИАЛЬНУЮ ГЕОСИСТЕМУ

Ледниковые щиты, так же как океаны, континенты и крупнейшие морские течения (например, Гольфстрим), в иерархии геосистем относятся к наивысшему их рангу — глобальным самоорганизующимся и, соответственно, саморегулирующимся структурам. Принципы саморегуляции у всех геосистем сходны, различия состоят в особенностях обмена веществом и энергией со средой и другими системами. Ледниковые щиты как системы формируются и эволюционируют вследствие глобального обмена веществом и энергией, поступающими в воздушных потоках, за счет чего осуществляется саморегуляция и достигается их устойчивость (самосохранение).

Элементами, образующими ледниковую систему, являются разнообразные имманентные свойства веществ, вступающих во взаимодействие и образующих ледниковую систему: 1 — вязкость η вещества (или внутреннее трение), благодаря которому образующееся из снега и льда тело не может мгновенно менять свою форму и пространственные координаты; 2 — высота $y(t, x)$ поверхности льда и высота $h(t, x)$ базисной поверхности, следовательно, и их уклоны α , под воздействием внешних сил меняющиеся во времени t и по площади S (в одномерном варианте по длине или профилю — x); 3 — толщина $M(t)$ ледника — $M(t) = y(t, x) - h(t, x)$. Следующим элементом ледниковой системы является количество $Q(t, S, h)$ выпадающих на поверхность ледника осадков.

Определенную роль в жизни ледовых щитов играет и «мертвый лед», который можно рассматривать в качестве действующего элемента гляциальной геосистемы.

В движении льда, каким бы способом оно ни осуществлялось, находится не весь объем, а лишь некоторая его часть, зависящая от рельефа подстилающего ложа и от сочетания уклонов поверхности. «Мертвый» объем льда — это та часть всего объема льда, которая необходима для движения его верхних слоев, но сама в движении не участвует. Это лед, участвующий в выравнивании поверхности ложа для поддержания его уклонов в значениях, достаточных для преодоления сил трения и сцепления сдвигающими усилиями, создаваемыми весом вещества.

Выходных характеристик ледниковой геосистемы, как и других систем, две. Первая — размеры тела ледника: толщина $M(t, x)$ ледового покрова, следовательно, его масса $P(t)$ и объем $V(t)$; форма поверхности — $y(t, x)$. Данные элементы образуют инвариант структуры ледниковой системы — минимальную совокупность элементов, предполагающую ее образование и динамику. Вторая выходная характеристика — расход q льда в зоне абляции, м³/год: $q = h \cdot S$.

На первый взгляд может показаться, что осадки представляют собой входную вещественную характеристику. На самом деле ледниковый покров в размерах континента, например Антарктиды или Гренландии, по силе воздействия выполняет функцию глобального климатического регулятора, а именно, управляет количеством выпадающих на его поверхность осадков. Причем с увеличением массы ледника и его высоты количество осадков уменьшается до некоторого предела.

ЕМКОСТЬ СРЕДЫ, В КОТОРОЙ ФОРМИРУЕТСЯ ЛЕДНИКОВЫЙ ЩИТ

В динамике самоорганизующихся геосистем любых типов к основным управляющим факторам относится и емкость среды, в которой система формируется и развивается. Эту емкость, по аналогии с терминологией, используемой в геоэкологии, можно назвать экологической емкостью и тем самым

привнести антропогенную или техногенную направленность в описание динамики косной среды, к каковым относятся и ледниковые геосистемы. Поскольку смысл понятия «экологическая емкость» ничуть не противоречит существу рассматриваемого предмета, оно вполне приемлемо и для характеристики геосистем любого генезиса.

В самом деле, область формирования ледников приурочена к особой зоне поверхности Земли — хионосфере, оконтуриваемой так называемой снеговой линией. Снеговая линия ограничивает области, внутри которых на горизонтальной и незатененной поверхности снег, выпавший за зиму, не успевает растаять за лето. Следовательно, выше снеговой линии в хионосфере происходит накопление снега и льда. Таким образом, хионосфера является емкостью среды для ледниковых щитов (покровов) и ледников в целом; это площадь территории суши, в пределах которой сумма отрицательных температур и количество осадков достаточны для накопления льда (снега, превращающегося в фирн и лед).

На суше в настоящее время такие условия имеются лишь в Антарктиде, Гренландии, в высокогорьях (купольные покровы, долинные ледники), в пределах акваторий Северного Ледовитого океана, в прибрежной шельфовой зоне Антарктиды, где формируются своеобразные и единственные в своем роде ледниковые аквапокровы.

КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Положительная часть баланса вещества Q , способствующая формированию и накоплению льда, представлена исключительно атмосферными осадками, выпадающими на территории, ограниченной снеговой границей и образующей хионосферу, которая, по существу, выполняет функции экологической емкости ледникового покрова. Увеличение массы ледового тела (увеличение толщины льда H) ведет к развитию процессов вязкопластического течения — ползучести.

Лед может сжиматься в основном за счет удаления пор, воздушных пузырьков и др. Коэффициент β сжимаемости льда характеризуется незначительной величиной (при изменении давления в интервале $(1...5) \cdot 10^7$ Па и $t = -7$ °С $\beta = 1,2 \cdot 10^{-10}$ 1/Па). Поэтому увеличение силы давления не приводит к заметному уменьшению объема тела ледника при существенном изменении его формы, и этим фактором можно пренебречь.

Согласно современным исследованиям, ползучесть льда обусловлена скольжением молекулярных слоев льда, параллельных базисным плоскостям. Например, по результатам экспериментальных исследований А. Хигаши [6], предельные напряжения, вызывающие ползучесть в направлениях, параллельных базисным плоскостям, у льда составляли 0,4 МПа (4,08 кгс/см²), а в перпендикулярном направлении — 9,0 МПа $((4-9) \cdot 10^6$ Па, или 91,8 кгс/см²). Толщина базисных плоскостей составляет 0,06 мм и в пределе, при значительном давлении, начальный объем слоя льда может растекаться в ленту указанной толщины. Например, кристалл льда объемом в 1 см³ растекается в длину до 166,66 см. Возможно, что такие деформации в условиях большого давления происходят в толще антарктического ледникового покрова. Во всяком случае, вязкопластическое течение льда играет существенную роль в балансе вещества в ледниковых покровах и горно-долинных ледниках.

Когда давление на нижележащие слои льда достигает величины $P > 5 \cdot 10^4$ Па [7], начинается процесс вязкопластической ползучести, отражающийся на морфологии ледникового покрова и, следовательно, на самом процессе его движения. Именно поэтому расходная часть q баланса льда создается потоками двух генетических типов: во-первых, потоком, вызываемым вязкопластическими свойствами льда и, как следствие, ползучести. При этом данный процесс действует независимо от уклонов базисной поверхности (он проявляется и при их отсутствии), а критической величиной в нем выступает масса льда и создаваемая ею сила давления. Во-вторых, гравитационным потоком слоя льда, образующегося на наклонных участках поверхности самого ледового тела или коренного основания (в горно-долинных ледниках), в условиях, когда сдвигающее усилие $\tau = \rho gh \sin \alpha$ больше сил внутреннего трения η (вязкости) льда.

Ледниковый покров состоит из трех толщ, различающихся по физическому состоянию кристаллов льда и динамике его движения (рис. 1). Поверхностный слой толщиной $M < M_{пр}$, давление в котором недостаточно для развития ползучести и вязкопластических деформаций, по принципам движения разделяется на две части. Движение слоя льда (1) (см. рис. 1), находящегося на горизонтальной или слабонаклонной поверхности покрова, осуществляется за счет пластического растяжения нижележащих слоев («конвейерный» тип движения, см. ниже). В то же время на части поверхностного слоя льда мощностью $M < M_{пр}$, находящейся в краевой наклонной зоне ледникового покрова (2) (см. рис. 1), движение обуславливается сдвигающими усилиями $\tau = \rho gh \sin \alpha$, инициируемыми силой

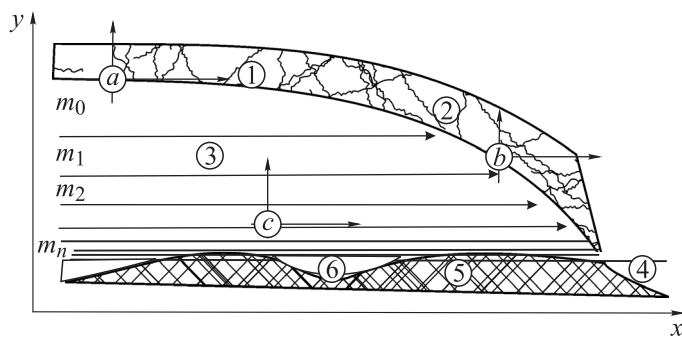


Рис. 1. Схематическая характеристика ледникового покрова.

1–3 — толщи льда; 4 — базис ледника; a — зона аккумуляции, b — зона абляции (ледового крипа); 5 — коренное ложе ледника; 6 — мертвый объем льда (поясн. см. в тексте).

В слоистой толще льда (3) (см. рис. 1) сила давления достаточна ($F > 5 \cdot 10^4 - 3 \cdot 10^7$ Па/см²) для вязкопластических деформаций льда и развития процессов ползучести.

Уместно напомнить, обращаясь к конкретным примерам строения ледовых покровов в Антарктиде и Гренландии, что вес толщи льда 3000 м создает давление в 29,42 МПа (300 кгс/см²), тогда как для начала ползучести необходимо давление $5 \cdot 10^4$ Па, или 0,51 кгс/см² [7].

КОНВЕЙЕРНЫЙ ТИП ДВИЖЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ЛЬДА

При увеличении массы льда в его теле, в результате нарастающего с глубиной давления, образуется множество параллельных друг другу слоев, толщина которых с глубиной уменьшается (см. рис. 1). Это обусловлено увеличением давления более 29,4 МПа (300 кгс/см²) и временем его действия. Характерное время (максимальная продолжительность времени от момента действия нагрузки до возникновения развитых деформаций ползучести) зависит от силы давления и вязкости вещества. Например, характерное время развития вязкопластических деформаций в земной коре составляет не менее 10^4 лет. В ледниках оно значительно меньше и измеряется годами.

Вязкопластическое расползание льда к базисам ледника представляет собой многослойный ламинарный поток, формирование каждого слоя в котором начиналось в разное время с постепенно нарастающей силы давления. При этом, как упоминалось выше, уклон поверхности и, следовательно, сдвигающие усилия не являются определяющими; главную роль в движении ледового покрова играют пластические деформации — увеличение длины слоев льда за счет уменьшения их толщины. Поэтому утверждения, что лед не может двигаться по равнинной поверхности, несостоятельны. За счет пластических деформаций он может двигаться и против уклона.

Пластическое сжатие слоя начальной толщины m ведет к пропорциональному увеличению его длины. За счет этого поверхностный слой хрупкого льда испытывает растяжение, в результате чего разрывается на части, каждая из которых смещается на величину удлинения нижележащих слоев. Такой тип перемещения льда можно назвать конвейерным (рис. 2). Двукратное сжатие слоя с начальной толщиной m_0 до толщины m_2 ведет к восьмикратному увеличению его длины, закономерному понижению поверхности в соответствии с направлением течения слоев.

С увеличением общей толщины льда возрастает не только сила давления, вызывающая вязкопластические деформации льда и развитие процессов ползучести ($F > 5 \cdot 10^4 - 3 \cdot 10^7$ Па/см²), но и воз-

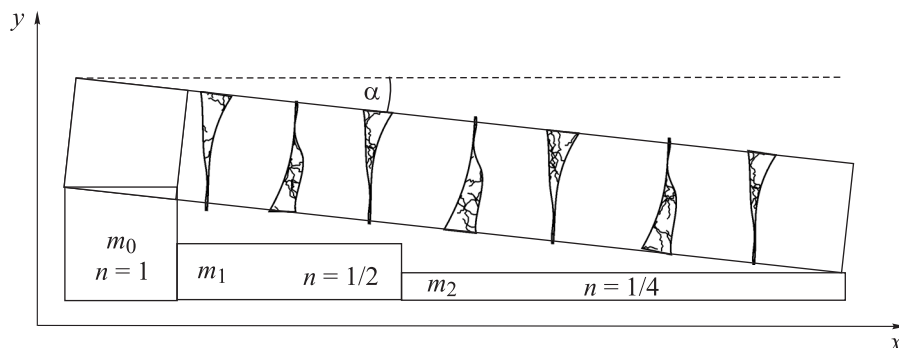


Рис. 2. Схема механизма конвейерного типа движения поверхностного слоя льда вследствие вязкопластической ползучести (течения) нижних слоев льда.

раст слоев льда (возраст глубинных слоев льда в Антарктиде, например, составляет более 400 тыс. лет). В результате этого происходит расслаивание толщи льда и закономерное увеличение длины каждого слоя, механизм которого показан на рис. 2. Единица объема льда, растекаясь и уменьшаясь в толщине в 0,5 раза, образует слой длиной $L = L_n + N - 1$, где N — число раз уменьшения начальной толщины слоя по сравнению с предыдущей толщиной. В первом приближении толщина слоев убывает по закону $m_n(H) = m_0 e^{-ktH}$, где $m_0 e^{-ktH}$ — декремент затухания толщины слоев льда по мере увеличения общей толщины льда: m_n — толщина слоя на заданной глубине H ; m_0 — толщина поверхностного слоя; k — коэффициент затухания.

Очевидно, что длина слоев льда будет закономерно возрастать с глубиной. Поэтому с приближением к границам емкости (территория в пределах снеговой границы) в краях ледникового покрова уклоны поверхности ледникового покрова будут увеличиваться. Это, в частности, подтверждается данными по строению рельефа поверхности ледникового щита Антарктиды. Здесь уклоны поверхности резко возрастают с приближением к границам покрова, где поперечный профиль ледникового покрова представляет почти идеальную эллиптическую кривую, которая и образуется вследствие закономерного уменьшения длины слоев льда в направлении к поверхности. По результатам бурения здесь установлено, что на больших глубинах (более 1000 м) лед становится тонкослоистым и, что особенно важно для предлагаемой модели течения льда в покровах, слои залегают практически горизонтально [8, 9].

Это доказывает, что движение слоев осуществляется за счет их утонения и что смещение слоев относительно друг друга осуществляется по базисным плоскостям кристаллов. Данный процесс, на наш взгляд, является основной причиной образования своеобразной трещиноватости поверхности ледовых покровов, наблюдаемой, например, в Антарктиде. Правильные, почти параллельные трещины свидетельствуют об однородном продольном напряжении. Чем сильнее напряжение, тем сложнее рисунок трещин.

БАЛАНС ЛЬДА В ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЗОНЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛЕДНИКОВОГО ПЛАТО

Баланс расходов льда ($Q - q$) в приповерхностной зоне ледового покрова определяется приходной Q и расходной q частями льда (рис. 3). Приходная часть создается за счет аккумуляции снега, который впоследствии, уплотняясь, переходит в фирновый лед. Высота поверхности $a-b$ ледового покрова повышается до положения $a'-b'$ за счет аккумуляции снега и фирна (приращение толщины M конвейерного слоя льда $M(t) = M + \Delta m$) и в то же время уменьшается на $-\Delta m$ за счет сжатия нижележащих слоев снега и превращения его в фирн и лед. В конечном счете этот слой оказывается на глубине, достаточной для вязкопластического течения.

Саморегулирование в динамике ледового покрова на данном участке осуществляется по схеме: увеличение высоты поверхности $dy/dt = kdm/dx \rightarrow$ уменьшение количества выпадающих осадков q (мм/год) \rightarrow уменьшение величины прироста толщины льда Δm . Процесс направлен на достижение баланса между $+\Delta m(t)$ и $-\Delta m(t)$, что обусловлено действием обратной связи между размерами щита (его абсолютной высоты и площади поверхности), температурой и количеством выпадающих осадков. С ростом высоты и площади поверхности покрова понижается температура воздуха (в среднем на $0,6^\circ$ на каждые 100 м), возрастает количество отражаемого тепла в пространство и усиливается процесс самоохлаждения, увеличивающий устойчивость покрова. Одновременно с увеличением абсолютной высоты поверхности существенно уменьшается количество осадков и возрастают скорости течения воздушных масс. Поэтому на таких огромных ледниковых щитах, как в Антарктиде, значительную роль в балансе вещества, видимо, играет пространственное ветровое перераспределение снега, сдувание его в краевые части.

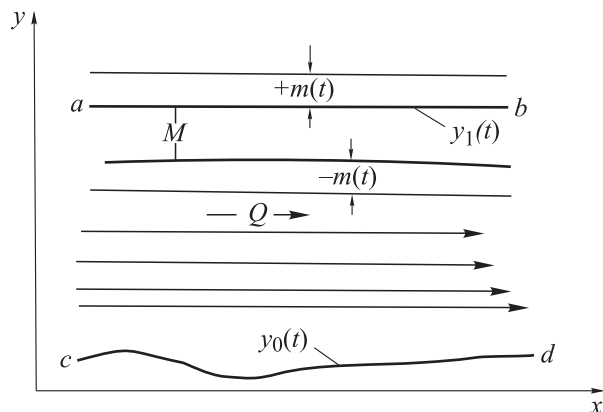


Рис. 3. Схема расчета баланса льда на горизонтальной части ледникового щита (поясн. см. в тексте).

БАЛАНС ЛЬДА НА СКЛОНАХ КРАЕВОЙ ЗОНЫ ЩИТА (ЗОНЫ АБЛЯЦИИ)

В динамике щита участвуют разные по физической сущности процессы. Главный из них — вязкопластическое ламинарное течение (ползучесть). Движение верхнего «конвейерного» слоя кристаллического льда осуществляется за счет его растяжений и разрыва на части; движение данного слоя по наклонной поверхности происходит за счет сдвигающих усилий, создаваемых собственным весом.

Принципиальная схема динамики льда в краевой зоне ледникового щита (зоне абляции) показана на рис. 4. Здесь H — толщина ледового потока (ледника), создаваемого сдвигающей гравитационной силой; M — толщина этого потока по нормали ($M = m \cos \alpha$); $+\Delta m_1$ — приращение мощности слоя M за счет выпадающих осадков $m + \Delta m_1$; $+\Delta m_2$ — приращение мощности слоя за счет корразии — разрушения поверхности коренного тела льда движущимся гравитационным ледовым потоком $m + \Delta m_2$; ∇q — основной гравитационный поток льда мощностью m ; Q — вязкопластическое ламинарное течение основной массы тела ледникового щита; y_1 — высота экспонированной поверхности склона ледника; y_2 — высота поверхности основания ледового потока (поверхности вязкопластического тела ледника); $a-b$ — профиль поверхности ледникового покрова; $c-d$ — профиль поверхности коренного тела ледника; α — угол наклона склона.

Для выявления действительных путей развития ледникового покрова (ледника) необходимо выяснить, как изменяется скорость аккумуляции льда на поверхности за счет выпадения осадков, и определить расход льда в результате вязкопластического течения и гравитационного смещения поверхностного слоя льда предельной мощностью по профилю поверхности ледника.

Динамика слоя льда (его толщины по профилю) на наклонной ледовой поверхности в общем виде может характеризоваться уравнением:

$$dM/dt = -kdy/dt - \nabla \bar{q}, \tag{1}$$

где t — время; M — толщина потока льда на склоне краевой зоны щита; y — высота поверхности коренного тела ледникового покрова; k — коэффициент уплотнения слоя (переход: снег → фирн → лед), а $\nabla \bar{q}$ — поток слоя льда на наклонной части ледникового покрова (см. рис. 4).

В правой части уравнения (1) первое слагаемое — приращение толщины слоя ледового потока, с одной стороны, за счет выпадения осадков ($+m_1$), а с другой — за счет поступления льда в результате вязкопластического вытягивания слоев льда в теле ледового массива ($+m_2$). Второе слагаемое — баланс льда в потоке, определяемый в общем случае формулой $\nabla \bar{q} = \partial q_x / \partial x + \partial q_z / \partial z$, где q_x и q_z — соответственно компоненты потока вдоль осей x и z . Когда длина, форма склона и все прочие условия по простиранию водораздела не меняются, зависимостью всех величин от z можно пренебречь, и тогда $\nabla \bar{q} = \partial q / \partial x$ (плоский случай).

Уравнение (1) справедливо для всех типов ледниковых потоков, в том числе и горно-долинных.

Движение слоя льда на наклонной поверхности определяется балансом вязкопластических сил трения между слоями $\eta(\partial v_1 / \partial m) + \tau$ и проекцией веса вышележащего слоя на ось l (см. рис. 4). Уравнение для нахождения скорости v_1 движения слоя:

$$\eta(\partial m) = \rho g (M - m) \sin \alpha - \tau, \tag{2}$$

где η — динамическая вязкость; τ — предельное сдвигающее усилие; g — ускорение свободного падения.

Интегрируя (2) по m от нуля, где $v_1 = 0$, до глубины m , получаем

$$v_1(m) = \int_0^m [\rho g (M - m) \sin \alpha - \tau] dm / \eta. \tag{3}$$

При этом надо учитывать, что там, где сдвигающее усилие $\rho g (M - m) \sin \alpha$ меньше τ , подынтегральное выражение следует считать равным нулю (сдвигающего усилия недостаточно для преодоления сил внутреннего трения).

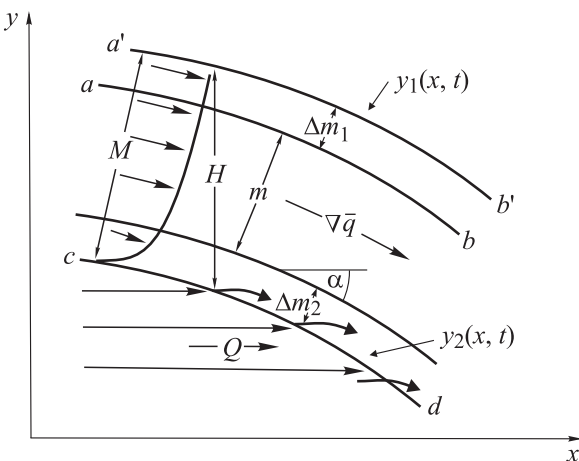


Рис. 4. Принципиальная схема строения склона краевой (приграничной) зоны ледникового щита и гравитационного потока льда (ледового крипа). К выводу уравнения движения ледового потока в зоне абляции.

Если известно распределение скоростей в поверхностном слое льда, то можно определить расход льда в потоке.

На скорость движения слоя льда на наклонной поверхности существенно влияют погодные условия, конкретно — температурный режим льда. При повышении температуры вязкость льда значительно снижается и скорость его движения увеличивается.

ЛЕДНИКОВАЯ АКВАГЕОСИСТЕМА

Ледниковая аквагеосистема, располагающаяся в пределах акватории Северного Ледовитого океана, — это также единственный в своем роде ледник. Если говорить об оледенении в целом, то и эту территорию надо относить к категории глобальной ледниковой геосистемы, однако она формируется на водной поверхности и принципы ее саморегулирования, оставаясь в общем-то подобными тем, что действуют на ледниковых щитах, имеют и некоторые существенные отличия.

Емкость данной ледниковой геосистемы измеряется акваторией в пределах снеговой границы, практически совпадающей с 66° с. ш. Все, что находится южнее границ Северного полярного круга, можно относить, согласно предлагаемой нами классификации ледниковых геосистем, к зоне абляции данного ледника.

Саморегулирование здесь, как и во всех других типах геосистем, осуществляется в основном за счет обратной отрицательной связи, действующей со стороны емкости среды. Отличие лишь в том, что по мере заполнения емкости среды по площади увеличивается расход Q льда и разница в приросте объема Δq льда и его абляции Δp приближается к нулю. Заполнение емкости в данной геосистеме происходит только по одному параметру — площади $S(t)$ ледового покрова. Расширение границ льда осуществляется вследствие образования разводий, которые затем покрываются льдом; площадь льда возрастает и распространяется за пределы снеговой границы.

Если исходить из средней площади ледяных полей в 5 км^2 , то при современной площади льдов в Северном Ледовитом океане, равной 6 млн км^2 , количество льдин составит $1,2 \text{ млн шт.}$ Если же допустить, что средняя ширина разводий равна 1 м ($0,001 \text{ км}$), то площадь покрываемой льдом акватории за счет замерзания разводий увеличится на $19\,200 \text{ км}^2$, соответственно граница ледового покрова в пределах этой акватории будет спускаться к югу. Но тогда будет усиливаться тепловое воздействие водных (главным образом теплых течений Атлантического океана и его морей) и воздушных масс, и процессы абляции ускорятся, приводя к уменьшению площади ледовой поверхности. В установившемся режиме (в стадии динамического равновесия) площадь льдов за счет образования трещин будет практически непрерывно возрастать на $19\,200 \text{ км}^2/\text{год}$ и на такую же величину убывать.

Естественно, данный процесс, обладая инерционностью развития (не мгновенной реакцией на происходящие изменения среды), развивается с запаздыванием, поэтому в отдельные годы площадь ледового покрова может выходить за пределы средних характеристик емкости как в большую, так и в меньшую стороны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадд У. Ф. Динамика масс льда. — Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 236 с.
2. Патерсон У. Физика ледников. — М.: Мир, 1972. — 312 с.
3. Шумский П. А. Динамическая гляциология. — М., 1969. — 172 с.
4. McCines B., Radok V. Estimated ages and the temperatures of South Pole ice // Antarctic US. — 1984. — Vol. 19, N 1. — P. 10–12.
5. Первая карта движения льда по территории континента Антарктида. Спутник ALOS (Jaxa), Envisat (ESA), Radarsat-2, ERS-1 и ERS-2. — <http://www.flickr.com/photos/europeanspaceagency/6058724802/>
6. Higashi A. Mechanisms of plastic deformation in ice single crystals // Jap. J. Physics of Snow and Ice. Institute of Low Temperature Science. — Hokkaido: University, 1967. — Vol. 1, N 1. — P. 277–289.
7. Козлов Д. В. Основы гидрофизики. — М.: Изд-во МГУП, 2004. — 246 с.
8. Липенков В. Я., Полякова Е. В., Дюваль П., Преображенская А. В. Особенности строения антарктического ледникового покрова в районе станции Восток по результатам петроструктурных исследований ледяного ядра // Проблемы Арктики и Антарктики. — 2007. — № 76. — С. 68–77.
9. Марков А. Н. Связь динамики льда и слоистой структуры поверхности отражения радиолокационного сигнала в ледниковом покрове Восточной Антарктиды // Материалы гляциол. исследований. — 2008. — Вып. 103. — С. 170–176.

Поступила в редакцию 14 июня 2012 г.