

Динамика покровных ледников Антарктиды и Гренландии по результатам скважинных, радиолокационных и космических наблюдений

© 2016 г. А.Н. Марков^{1*}, D. Dahl-Jensen², В.М. Котляков³, В.Н. Голубев⁴, М.Г. Леонов⁵, В.В. Лукин⁶

¹Центр полярных исследований, Цзилиньский университет, Чанчунь, КНР; ²Центр льда и климата, Копенгагенский университет, Копенгаген, Дания; ³Институт географии РАН, Москва; ⁴Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; ⁵Геологический институт РАН, Москва; ⁶Российская антарктическая экспедиция, Санкт-Петербург

^{1*}am100@inbox.ru

Dynamics of Antarctic and Greenland ice sheets using the borehole, radio sounding and space observations

A.N. Markov^{1*}, D. Dahl-Jensen², V.M. Kotlyakov³, V.N. Golubev⁴, M.G. Leonov⁵, V.V. Lukin⁶

¹Polar Research Center, Jilin University, Changchun City, China; ²Center for Ice and Climate, University of Copenhagen, Denmark;

³Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ⁴Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

⁵Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ⁶Russian Antarctic Expedition, St. Petersburg, Russia

^{1*}am100@inbox.ru

Received March 28, 2016

Accepted May 30, 2016

Keywords: *Antarctica, Earth's crust, geotectonics, glacier, Greenland, ice sheet, ice sheet dynamics.*

Summary

Based on data of measurements in deep ice boreholes, as well as of radar and space geodetic observations in Antarctica and Greenland, a number of new features of the ice mass transport had been revealed. Note that these features do not correspond to the traditional but still hypothetical notions (ideas) of the monotonous and uniform spatial changes in the ice sheet dynamics. Using results of the long-term monitoring of the borehole coordinate axes at the Vostok station (down to 1920 m), east profile Vostok – Vostok 1 – Pionerskaya – Mirny (1409 km, down to the depth of 450 m), and analysis of radar sections, Russian specialists revealed the following: a) the Antarctic ice sheet has stratified changes in speed and a fan-like change in the flow direction along the depth; b) plastic firn layer has individual parameters of dynamics and actually flows down from more monolithic body of the ice sheet (the flow directions differ by 30–80°); c) in some places inside the sheet, the underlying ice masses flow faster than the upper ones. Researchers from the United States and Denmark registered on the radar sections of the lowest third of the ice domes in the central regions of the Antarctica (AGAP) and Greenland (NEEM) some folded structures, which were not typical of ice sheets (vertical amplitude of the folds is about 400 m, inclination of the wings is about 45 degrees or more). The tectonic analysis we have performed allows making a conclusion that a genesis of these ice structures is identical to the diapir folds and to diapirs which are formed at a displacement of lower plastic ice masses by the upper monolithic ones, or to echelon folds of crumpling of lower ice layers at their faster flow along original bed as compared with the overlying ice mass. This makes possible to suggest that a turbulent ice flow can occur in the spacious near-bottom and the most plastic area, and a model of the ice sheet dynamics is considered as extruding of underlying masses by the overlying ones. Specialists of the United States analyzed results of the radar interferometry obtained from satellites of Canada, the US, Europe, and Japan (RADARSAT-1, 2; Envisat ASAR; ERS-1/2; ALOS PALSAR) and determined a velocity of the flow of the day surface of the Antarctic ice sheet. They constructed a map of the 3D-structure of the ice flows and had revealed that the dominating ice diffuence from the central area down to the coastal zone is in a complicated way composed by many local streams. We conducted the morphological analysis and made the conclusion that these flows interact to one another under conditions of the strong differentiation of a surface inclination of the ice flow moving down along the mountain relief of original bedrock, and this process is similar to a merging of glaciers with individual characteristics due to different ice-catchments.

Поступила 28 марта 2016 г.

Принята к печати 30 мая 2016 г.

Ключевые слова: *Антарктида, геотектоника, Гренландия, динамика ледникового покрова, земная кора, ледник, ледниковый покров.*

На основании измерений в глубоких ледниковых скважинах, радиолокационных и космогеодезических наблюдений в Антарктиде и Гренландии зарегистрирован ряд явлений массопереноса льда, не укладывающихся в традиционные представления о монотонном единообразном изменении в пространстве динамики покровных ледников. Наличие новых экспериментальных данных диктует необходимость пересмотра сложившейся модели динамики ледниковых покровов с учётом следующих особенностей: 1) ледяной поток характеризуется субгоризонтальной расслоённостью по структуре, свойствам и скорости движения льда; 2) радиолокационные разрезы отражают не только «изохронные», но и «изореологические» поверхности; 3) верхний фирновый слой «стекает» с нижней толщи; 4) нижние массы льда в покрове местами перемещаются быстрее верхних, что сопровождается, в частности, образованием структур нагнетания; 5) в нижней трети разреза присутствуют структуры складчатого турбулентного течения льда; 6) общее растекание ледникового покрова представляет собой совокупность локальных ледниковых потоков.

Введение

Ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии занимают более 8,4 и 1,1% поверхности Земли и существуют около 20 и 18 млн лет соответственно, т.е. весь четвертичный и большую часть неогенового периода. Их можно рассматривать в качестве геологических объектов, т.е. как часть твёрдой оболочки Земли. С геологической точки зрения снежно-фирновые слои относятся к осадочным образованиям, вся толща льда ледниковых покровов представляет собой консолидированные кристаллические и метаморфические горные породы мономинерального состава, а динамика покровных ледников может анализироваться как одна из форм тектонических процессов, протекающих в земной коре. В соответствии с такой позицией ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии отличаются таким же многообразием тектонических структур и форм динамики твёрдых минеральных масс, как и хорошо известные иные геологические оболочки Земли, но сейчас их только начинают выявлять во всё ещё мало изученных полярных ледниковых шапках. В последние десятилетия обнаружены разнообразные структуры и явления, противоречащие «классическим» представлениям о динамике ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии, что заставляет существенно корректировать современные представления. В настоящей работе на основе новых данных и их анализа рассматриваются некоторые аспекты структуры и кинематики покровных ледников и предлагается обновлённая модель их общей геодинамики.

Современные представления о параметрах течения покровных ледников

В настоящее время общепринята модель монотонного изменения реологических свойств и скорости сдвига (течения) льда с глубиной [1–9]. Такое изменение связывается с равномерным возрастанием с глубиной температуры в толще льда, которое обусловлено геотермальным потоком. Но это положение служит определённым допущением, так как не учитывает «сохранность» в слоях льда «реликтов» температурного воздействия климатических колебаний температуры на палеоповерхности ледникового покрова. Не принимается во внимание и неравномерность изменения с глубиной динами-

ческого давления и сдвиговых напряжений в теле ледникового покрова [3, 10–14]. При этом обычно используют осреднённые реологические характеристики [14–16], не учитывающие субслоевую дифференциацию петроструктурных, петрографических и петрофизических свойств льда [17], которые возникают в результате вариаций температуры и иных климатических условий, существовавших на поверхности во время образования новых слоёв льда.

Для установившегося (вторичного) течения льда в диапазоне сдвиговых напряжений 0,05–0,2 МПа, наблюдающихся на ледниках, связь между скоростью сдвига и сдвиговым напряжением описывается близкими по характеру законами.

1. Законом Глена:

$$\varepsilon^* = k\sigma^n, \quad (1)$$

где ε^* – скорость сдвига, с^{-1} ; σ – сдвиговое напряжение, Па; k и n – эмпирические параметры; причём, среднее значение n , определённое по деформации скважин, равно трём и не зависит от температуры, а коэффициент k при изменении температуры определяется из уравнения Аррениуса:

$$k = k_0 e^{-\frac{W_A}{K_B T}}, \quad (2)$$

где k_0 – константа, зависящая от размера зёрен; W_A – энергия активации связи молекул с соседними частицами, Дж моль $^{-1}$, которую необходимо преодолеть для их смещения; K_B – постоянная Больцмана, Дж К $^{-1}$ ($K_B = R/N_A$, где R – универсальная газовая постоянная, Дж моль $^{-1}$ К $^{-1}$; N_A – число Авогадро, моль $^{-1}$); T – абсолютная температура льда, К [4, 5].

2. Согласно представлениям У.Ф. Бадда [5], для выражения зависимости скорости деформации от температуры можно также использовать несколько эмпирических законов:

основанный на аналогии с функцией Аррениуса –

$$\varepsilon^* = A(\sigma) e^{-\frac{W_A}{RT}} \text{ и}$$

скорректированный для диапазона температур естественных масс льда –

$$\varepsilon^* = A(\sigma) e^{K\Theta},$$

где $A(\sigma)$ – функция, зависящая от напряжения при постоянной температуре; K – константа, определённая экспериментально (изменяется в диапазоне от 1/6 до 1/11); R – универсальная га-

зовая постоянная; T – абсолютная температура, К; Θ – температура, °С [5].

3. Считается, что хорошо согласуется с экспериментальными данными при приближении температур от -40 к 0 °С закон, установленный К.Ф. Войтковским [2]:

$$\varepsilon^* = \frac{K_B}{(1-\Theta)\sigma^n},$$

где n – константа, составляющая 1,6–2,2 в диапазоне напряжений $(0,1-3)10^5$ Н/м²; K_B – константа равная $(1,6-4)10^5$ °С/Кг/ч [5].

Согласно У.Ф. Бадду [5], Дж. Най [18, 19] установил, каким образом типичное температурное распределение, вычисленное для льдов Гренландии, влияет на вертикальный профиль скорости течения льда, рассчитанный по закону Глена (рис. 1, а, 1).

Характеристики движения ледникового покрова Антарктиды (расчётные, экспериментальные и натурные данные)

Связь сдвиговых напряжений и деформации. Экспериментальные данные показывают существенное отличие процессов деформации льда в природных условиях от теоретических расчётов. Результаты измерения скорости деформации сдвига льда на стенках скважин в ледниковых покровах [15, 20, 21] позволили предположить, что в общепринятом законе Глена коэффициент k в уравнениях (1) и (2), выводимый из уравнения Аррениуса – уравнение (2), должен быть дополнен ещё одним эмпирическим коэффициентом E [7, 21]:

$$k = E k_0 e^{-\frac{W_A}{K_B T}}.$$

Тогда закон Глена для реальных ледниковых покровов принимает следующий осреднённый вид:

$$\varepsilon^* = 0,16A\sigma^n.$$

Величина E изменяется по глубине ледникового покрова не монотонно [20] (см. рис. 1, а, 2), и в некоторых слоях почти на порядок (в 6 раз) уменьшает общепринятое теоретическое [5, 6] соотношение между скоростью деформации и напряжением сдвига во льду, основанное на параметрах модели доминирующего действия литостатического давления.

Субслоиная дифференциация скорости течения льда. В существующих моделях динамики льда не учитывается, что уравнение Глена (1) определяет соотношение сдвигового напряжения и скорости сдвига не только в зависимости от температуры и литостатического давления, но и от размера зёрен льда k_0 и энергии активации связи молекул W_A – формула (2). Энергия активации в объёме льда может зависеть как от энергии активации внутри отдельных кристаллов, так и от энергии активации внутри всей формации кристаллов. Поэтому на реологические свойства льда влияют также особенности его петроструктуры (размер кристаллов, анизотропия) и вещественного состава (содержание газов, микрочастиц пыли), которые не связаны с монотонным увеличением по глубине температуры и давления [1, 5, 10, 23], а имеют субслоиновую дифференциацию по глубине ледникового покрова (см. рис. 1 и рис. 2) [24, 25].

Традиционные представления о движении ледниковых покровов и ледников как сплошного вязкопластического тела, характеризующегося нелинейной зависимостью скорости деформации от действующего усилия, базировались на положениях, постулирующих изотропное строение ледников и ледниковых покровов и постоянство реологических свойств в основной части льда. Кроме того, допускались существенные изменения его строения и свойств лишь в нижней зоне ледникового покрова, ближайшей к ложу [5, 6, 8, 15, 19]. Отметим, что послойная дифференциация течения с аномальными проявлениями может реализовываться практически на любой глубине внутри ледников. Примером могут служить данные по сланцеватости в горных ледниках, исследования льда ледникового купола Вавилова на Северной Земле, материалы по тектонике ледникового покрова Гренландии, а также лабораторные эксперименты по деформированию льда [12, 26–28].

Вместе с тем наличие периодических текстурно-структурных неоднородностей различного масштаба (границы годовых слоёв и горизонты напластования, прослой с повышенным содержанием аэрозольных частиц или химических примесей) свидетельствует об отсутствии не только строения, но и механических свойств льда в ледниковой толще, что, в свою очередь, предполагает возможность релаксации напряжений за счёт деформации вдоль таких неоднородностей. Практически постоян-

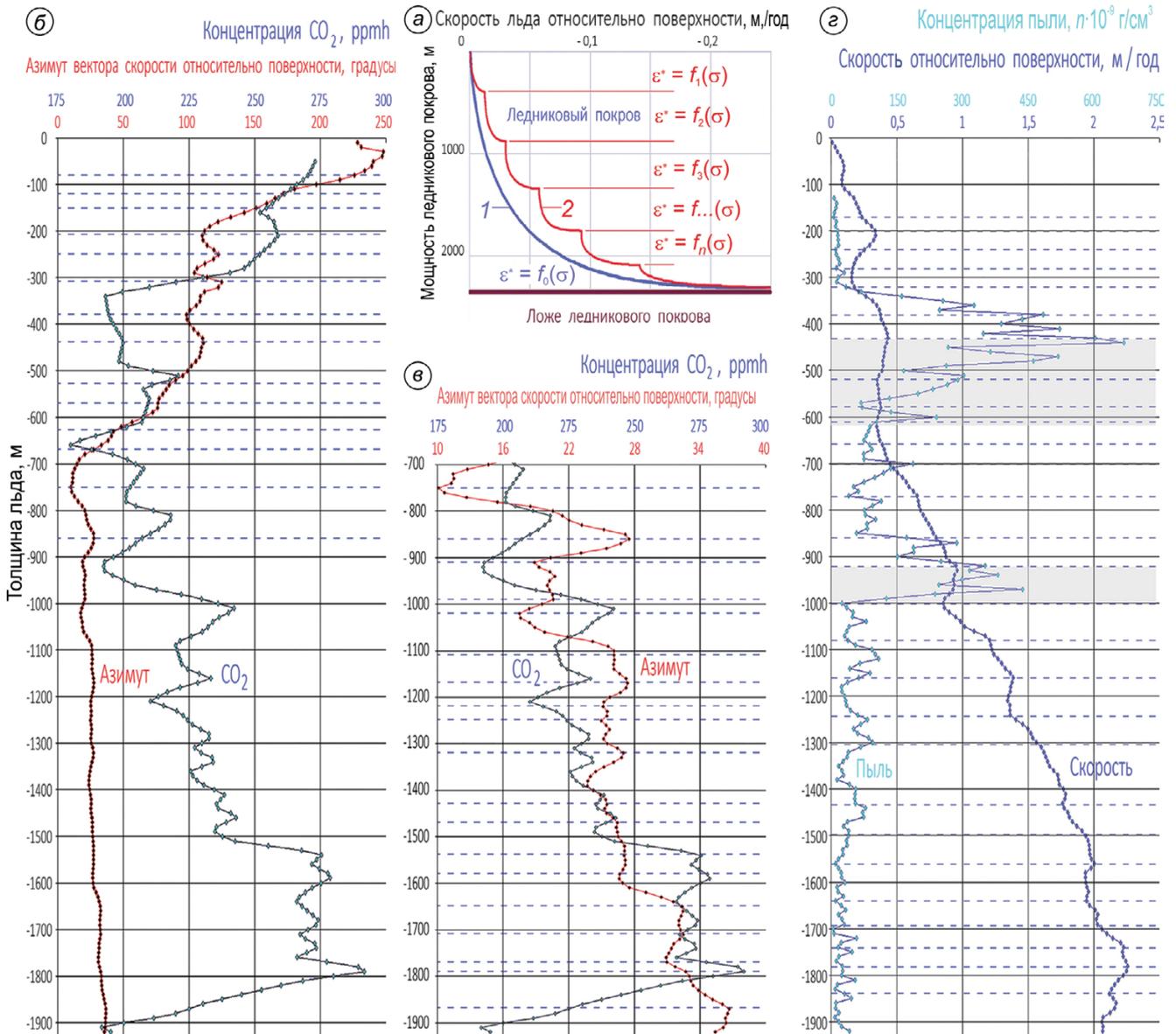


Рис. 1. Изменение по глубине скорости течения льда относительно поверхности (а): 1 – рассчитанное по закону Глена при типичном монотонном распределении температуры по глубине для ледникового покрова Гренландии [18, 19]; 2 – предполагаемое при послойном изменении параметров (например, константы k_0 , зависящей от размера зёрен) в законе Глена. Пример соответствия послойного изменения по глубине в районе станции Восток параметров течения [30–35] и вещественного состава льда [24, 25]. Закономерную однотипную слоистую структуру имеют изменения параметров: б, в – азимута течения слоёв льда относительно поверхности и концентрации газа CO_2 (на рис. 1, в увеличен горизонтальный масштаб графика CO_2); з – скорости течения слоёв льда относительно поверхности и концентрации микрочастиц пыли (серым выделены пласты максимальной аномальной концентрации пыли, соответствующие ледниковым периодам)

Fig. 1. Change the ice flow velocity in depth relative to the surface (а): 1 – have been calculated by Glen law for typical monotonous temperature distribution in depth for the Greenland ice sheet [18, 19]; 2 – which are assumed for stratified changing parameters (for example, k_0 of constants, depending on the grain size) in Glen law. Example conformity layered by depth changes the parameters ice flow in depth in the Vostok station area [30–35] and the material composition of the ice [24, 25]. Regularities of the same type of layered structure have changes in parameters: б, в – azimuth for speed flow for layers of ice relative to the surface, and the amount of CO_2 gas (at Fig. 1 (б) is increased horizontal scale of graphics of CO_2); з – the flow velocity relative to the surface layers of ice and content of the microparticles dust (gray marked are layers maximum anomalous dust content, which corresponds to the ice ages)

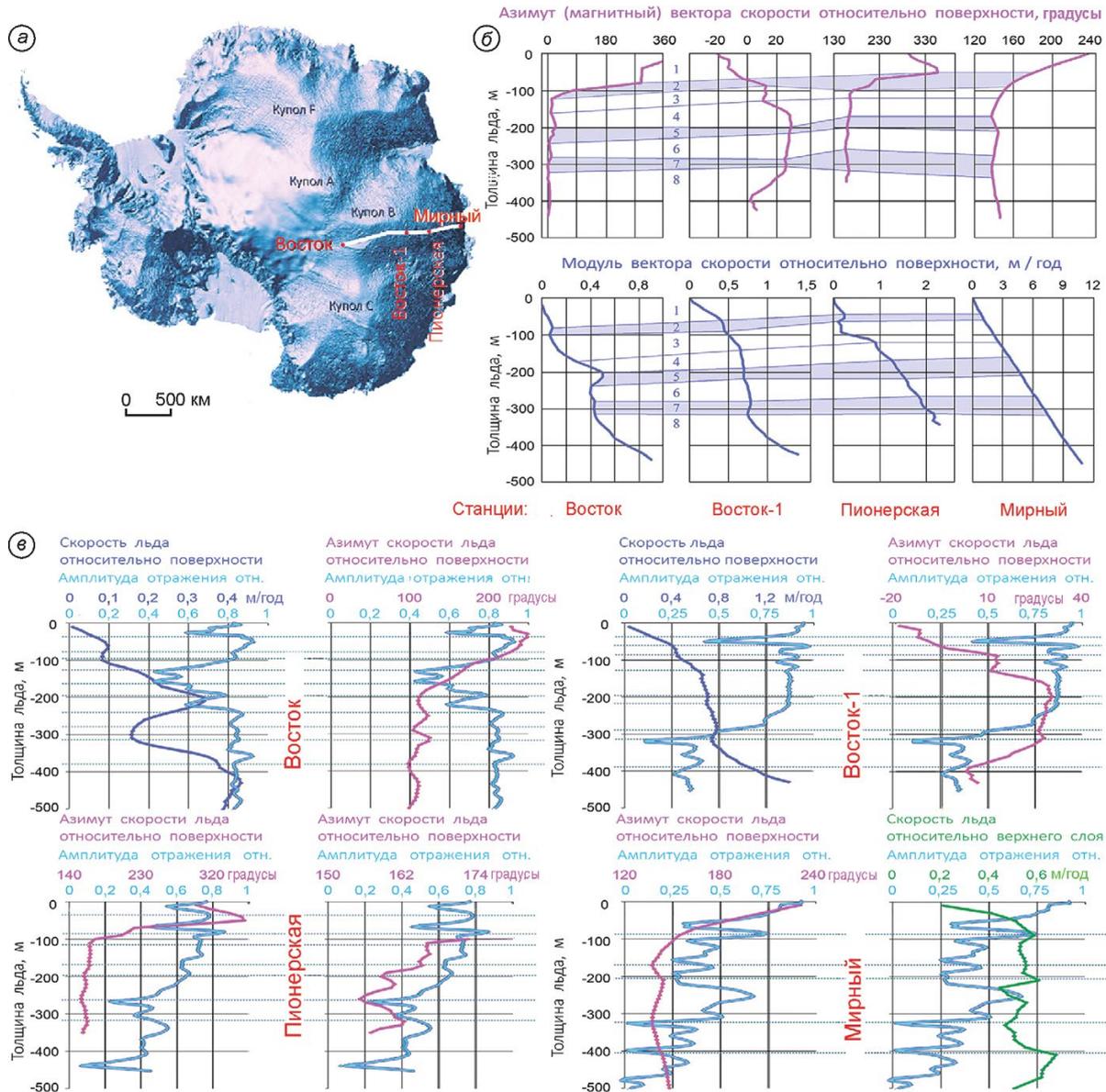


Рис. 2. Расположение четырёх исследованных скважин на станциях Восток, Восток-1, Пионерская, Мирный по меридиональному профилю длиной 1400 км (а) и послойное (номера слоёв с 1 по 8) изменение по глубине параметров (скорости и направления) течения льда, имеющее закономерную структуру (б), которая прослеживается по профилю между четырьмя районами станций Восток – Восток-1 – Пионерская – Мирный [30–35]. Слои 2, 5, 7 (тёмный тон) имеют обратное изменение скорости по глубине по сравнению с выше- и нижезарегистрированным; в – соответствие послойного изменения по глубине параметров течения льда в районе станций Восток, Восток-1, Пионерская: скорости и магнитного азимута течения слоёв льда относительно поверхности и относительно вышележащего слоя в районе станции Мирный [30–35] и послойного изменения относительной амплитуды отражённого радиолокационного сигнала [36–39], зарегистрированных в этих районах по профилю протяжённостью 1400 км

Fig. 2. Location of the investigated four boreholes at Vostok, Vostok-1, Pionerskaya, Mirny meridian in profile 1400 km length (a) and layer by layer (layer number 1 to 8) change parameters by depth (speed and direction) of flow of ice having regularities of structure (b) which is traced in the profile 1400 km in length between the four regions Vostok, Vostok-1, Pionerskaya, Mirny stations [30–35]. The layers 2, 5, 7 (the dark tone) have a inverse speed change by depth compared to above and below the registered; в – matching fibrewise changes by depth of ice flow parameters in the region of Vostok, Vostok-1, Pionerskaya, Mirny stations: speed and the magnetic azimuth for flow of layers of ice of relative to the surface ice sheet and relatively overlying layer in the region of Mirny station [30–35] and layer by layer changes in the relative amplitude of the reflected radar signal [36–39], which are registered in the regions of in the profile length of 1,400 km

но регистрируемые ступенчатый (рывками) характер деформации льда и движения ледников, звуковая эмиссия, сопровождающая такие перемещения, а также повсеместное присутствие на поверхности ледников и ледниковых покровов систем тонких трещин, формирующих сланцеватость (листоватость) ледникового льда, указывают на существенную роль процессов хрупкого разрушения и глыбового скольжения в механизме движения ледников [17, 26, 27].

Трещины, как правило, имеют относительно крутые углы падения ($40-80^\circ$) в глубь ледника, и вдоль них часто фиксируются вертикальные сдвиговые смещения соседних ледяных блоков [5–7, 13, 18, 27, 28]. Возникновение внутри- и межкристаллических микротрещин, способствующих формированию поверхностей сланцеватости и смещения, возможно лишь при некоторой критической величине энергии упругой деформации кристаллов $P = \varphi D^3 \delta^2 / 2E$, которая превышает величину поверхностной энергии $A = 2\beta\gamma D^2$ возникающих внутрикристаллических микротрещин, т.е. когда

$$\delta \geq 2 \sqrt{\frac{\varphi}{\beta} \frac{\gamma E}{D}}, \quad (3)$$

где δ – действующее сжимающее усилие; β и φ – соответственно показатели формы сечения и объёма среднего зерна; γ – свободная энергия сформировавшейся в кристалле поверхности раздела (трещины); E – модуль упругости льда; D – средний размер зёрен в ледяном горизонте.

При $\delta = \rho_{\text{ср}} g H$, где $\rho_{\text{ср}}$ – средняя плотность вышележащей толщи льда, уравнение (3) можно преобразовать в следующее соотношение между глубиной формирования микротрещин H^* и средним размером ледяных кристаллов:

$$H^* = B/D^{0,5},$$

где $B = 4E\gamma\beta/\varphi$ – коэффициент пропорциональности, зависящий от температуры в силу зависимости E и γ от температуры ($B = 5,5 \cdot 10^3 \text{ см}^{1,5}$ при $T \approx 260 \text{ К}$). Тогда при размере зёрен ледникового льда $D = 0,5 \div 2 \text{ см}$ зарождение микротрещин в них возможно с глубины $H^* \approx 80 \div 35 \text{ м}$.

При объединении микротрещин, возникших в зёрнах ледникового льда, возможно образование поверхностей сланцеватости и смещения. Подобные поверхности могут располагаться в пределах текстурно-структурных неоднородно-

стей ледникового льда, характеризующихся пониженными прочностными свойствами, а также иметь иное по сравнению с неоднородностью направление при условии, что суммарное усилие при сдвиге в данном направлении будет минимальным, т.е. сдвиг расположенного выше блока льда по некоторой поверхности $C-C$ возможен, если

$$L_0 \tau_0 > 2L_C \tau_C, \quad (4)$$

где L_0 и L_C – соответственно протяжённость поверхностей сдвига вдоль ложа или текстурно-структурной неоднородности и вдоль $C-C$; τ_0 и τ_C – предельные сопротивления сдвигу в этих направлениях соответственно вдоль неоднородности (ложа) и по массиву льда.

Протяжённость поверхностей сдвига вдоль $0-0$ и $C-C$ составляет:

$$L_0 = h_i \cos \alpha / \sin(\alpha - \beta);$$

$$L_C = h_i \cos \alpha / \sin(\varphi + \alpha),$$

где h_i – толщина ледника в данной точке; α , β и φ – соответственно углы наклона поверхности ледника, поверхности ложа (или текстурно-структурной неоднородности) и поверхности сдвига; L_C уменьшается по мере возрастания φ и становится минимальной при $\varphi + \alpha = 90^\circ$.

Соотношение (4) можно выразить через наклон поверхности ледникового массива α , наклон ложа (или текстурно-структурной неоднородности) β , наклон поверхности сдвига φ и величины сопротивления сдвигу τ_0 и τ_C :

$$\sin(\varphi + \alpha) > 2(\tau_C/\tau_0)\sin(\alpha - \beta). \quad (5)$$

Минимальные значения угла φ определяются уравнением (5), а максимальные – исходя из того, что $\sin(\varphi + \alpha) \leq 1$. Минимальные значения φ возрастают, и диапазон значений φ сужается при увеличении отношения τ_C/τ_0 и наклона поверхности α , а также при уменьшении наклона ложа β . При определённых сочетаниях τ_C/τ_0 и β/α угол φ может принимать отрицательные значения. В этом случае азимуты падения плоскостей сланцеватости, наклона поверхности и ложа ледника совпадают, а угол их наклона приближается к углу наклона поверхности ледника или даже занимает промежуточное положение между наклоном его поверхности и наклоном ложа. При учёте работы трения и работы против сил гравитации средняя толщина льда $H_{\text{ср}}$, при

которой ледяные блоки могут быть смещены относительно друг друга по образовавшимся поверхностям сланцеватости, определяется следующим выражением [2,22]:

$$\sin \varphi \geq \operatorname{tg} \alpha \left(\frac{4 \tau^*}{\rho g H_{\text{cp}} \cos^2 \beta} - 0,9 \right),$$

где $\tau^* = 0,1 \div 0,5$ МПа – предельное сопротивление сдвигу при данной температуре; $\rho g H_{\text{cp}}$ – среднее значение массовых сил, действующих на площади поверхности сдвига.

Тогда при наклоне поверхности ледника $\alpha = 15^\circ$ и наклоне поверхности ложа или текстурно-структурной неоднородности $\beta = 0,7\alpha$ наклон поверхностей сланцеватости φ уменьшается с 75° при толщине ледника 35 м до 40° при толщине 50 м и до 7° при 120 м. На ещё большей глубине направление падения поверхностей сдвигов может изменяться до значения, совпадающего с направлением наклона поверхности и ложа ледника, и, в частности, совпадать с годовыми слоями, поскольку в общем случае сопротивление сдвигу вдоль текстурной неоднородности меньше сопротивления сдвигу в массиве льда. В результате постепенного изменения крутизны наклона плоскостей сланцеватости форма интегральной поверхности смещения, протягивающейся от ложа до поверхности ледникового массива и объединяющей поверхности сланцеватости, которые формируются на локальных участках разреза, приближается к гиперболической, асимптотами которой служат поверхности годовых слоёв и плоскость, перпендикулярная поверхности ледника.

При надвиге вышележащей толщи льда по сформировавшейся поверхности сдвига происходит локальный рост толщины ледника. В нижележащей толще в зоне надвига обновляются уже существующие или формируются новые поверхности сдвига, вдоль которых оконтуренные этими поверхностями ледяные блоки могут последовательно наползть на нижерасположенную часть ледника. Такие последовательные смещения блоков льда могут создавать волну локального роста толщины и скорости движения ледника, постепенно смещающуюся по направлению к его фронту, и представляют собой основной элемент *эстафетного механизма движения ледника*. Последовательные смещения

блоков происходят вдоль нескольких поверхностей сдвига, расположенных друг под другом. Поэтому интегральное смещение поверхности ледника может превышать смещение вдоль отдельной поверхности сдвига, а соотношение между поверхностной и придонной скоростями зависит от количества неоднородностей, в пределах которых действующие напряжения достигают критических значений, т.е. определяются толщиной и строением ледника.

Очевидно, что основной участок возрастания скорости должен находиться в нижней части поперечного сечения ледника, в зоне высоких напряжений и соответственно в районе с высокой концентрацией потенциальных поверхностей деформации. По мере приближения к фронту ледника и уменьшения его толщины снижается и количество потенциальных поверхностей сдвига в его вертикальном сечении, что собственно и вызывает быстрое падение скорости движения ледника.

Общие закономерности немоного изменения скорости течения льда и горных пород. Послойная дифференциация реологических свойств и параметров течения (см. рис. 1 и 2), в частности константы, зависящей от размера зёрен льда и энергии активации связи молекул в законе Глена – формулы (1) и (2), в ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии может быть вызвана несколькими причинами: а) циклическими изменениями климата на поверхности ледникового покрова; б) «первичной» послойной дифференциацией структуры и состава льда в период образования каждого слоя в приповерхностном интервале глубин льда от 0 до 200 м; в) послойной дифференциацией плоскости наклона поверхности течения в период формирования каждого слоя; г) различными условиями существования и эволюции слоёв внутри ледникового покрова на разных глубинах и в разных морфологических районах; д) усилением послойной реологической дифференциации под воздействием метаморфических и динамометаморфических преобразований слоёв льда внутри ледникового покрова.

В соответствии с теоретическими представлениями, максимальное градиентное изменение с глубиной параметров течения и реологических свойств льда возможно лишь в нижней области, ближайшей к ложу ледникового покрова [1, 5,

10, 11, 23]. Однако существование послойной дифференциации течения с аномальными проявлениями на любой глубине внутри ледников подтверждают экспериментальные данные по исследованию сланцеватости в горных ледниках [27, 28]. Ряд гипотез, основанных на изучении материковых льдов ледникового купола Вавилова на Северной Земле [25], и анализ тектоники ледникового покрова Гренландии [28] предполагают наличие сланцеватости в структуре течения льда и для ледниковых покровов.

С помощью натуральных экспериментов [29] были смоделированы механизмы возникновения и развития слоистой дифференциации течения твёрдых масс и для горных пород, слоисто изменяющихся петрографических свойств, вещественного состава или гранулярной структуры. Признаки тектонических процессов, имеющих слоистое (сланцеватое) субгоризонтальное течение, наблюдаются в самых разных геологических объектах, в том числе и в консолидированной земной коре [29]. Многочисленные аналогии закономерностей динамики ледниковых и других геологических оболочек Земли позволяют рассматривать ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии как природную модель для изучения в реальном масштабе времени общих закономерностей процессов тектоники, происходящих в иных геосферах на недоступных для наблюдения глубинах и в геологических масштабах времени.

Всё изложенное здесь показывает, что реологические свойства и течение льда в ледниковом покрове могут быть послойно дифференцированы и существенно отличаться от монотонного изменения по глубине. Подобное предположение не только не противоречит теоретическим упрощённым представлениям о динамике покровных ледников (в частности, закону Глена), но и во многом ими определяется. Плохо соответствует объективной реальности и представление о единой закономерности течения на всех глубинах естественного ледникового покрова без изменения реологических коэффициентов. При послойном изменении размеров зёрен льда и энергии активации связи молекул «классические» закономерности Глена (Бадда, Войтковского, Ная) сохраняются, но параметры для каждого из слоёв, составляющих всю толщу, различаются (см. рис. 1, а, 2).

Вещественный состав и параметры динамики ледникового покрова. Мы проанализировали данные многолетнего мониторинга (до 25 лет) изменения координат осей четырёх скважин в ледниковом покрове Восточной Антарктиды на внутриконтинентальном профиле протяжённостью 1400 км между станциями Восток и Мирный (см. рис. 2). Эти наблюдения проводились до глубины 1920 м на станции Восток, около 450 м на станциях Восток-1 и Мирный и до 350 м на станции Пионерская. На основании корреляционного и структурного анализов установлена слоистая субгоризонтальная структура дифференциации скорости и направления течения льда с немонотонным изменением по глубине и аномальными проявлениями на локальных горизонтах (см. рис. 1, б–г и рис. 2) [30–35]. Обнаружено также, что скорость течения льда по глубине похожа во всех районах наблюдения. Это позволяет выделить в исследованном интервале глубин разреза (0–450 м) восемь основных слоёв. В каждом из выделенных слоёв (см. рис. 1 и 2) скорость сдвига изменяется по глубине практически в соответствии с законом Глена. Однако для каждого слоя коэффициенты соотношения сдвиговых напряжений и деформаций имеют индивидуальное значение (аналогично графику функции на рис. 1, а, 2).

В исследованном интервале глубин (до 450 м) выделены также три слоя, в которых скорость сдвига по глубине имеет закономерное обратное изменение по сравнению с выше и ниже зарегистрированным (слои 2, 5 и 7 на рис. 2, б). Аналогичные слои с закономерным обратным изменением скорости течения периодически наблюдаются по всему исследованному интервалу глубины (до 1920 м) в районе станции Восток (см. рис. 1, б–г). Некоторые из этих слоёв образовались в ледниковые периоды и имеют максимально высокое содержание микрочастиц пыли (см. интервалы 430–610 и 920–1000 м на рис. 1, г). Это даёт возможность утверждать, что лёд, сформировавшийся в ледниковые периоды, имеет особые (наиболее упругие) реологические свойства.

Изменение параметров движения верхнего снежно-фирнового пласта до глубины около 100–120 м позволяет выделить его как локальную динамическую структуру на поверхности ледникового покрова Антарктиды. В этом пласте направление течения льда значительно отличается (на 30–80°) от направления течения нижележащей толщи (см. рис. 1, б и рис. 2).

При анализе данных мониторинга изменения координат осей четырёх скважин по меридиональному профилю в Восточной Антарктиде (между станциями Восток и Мирный протяжённостью 1400 км до максимальной глубины 1920 м) обнаружено послойное изменение по глубине скорости и направления течения льда в ледниковом покрове Антарктиды. Это послойное закономерное изменение течения льда отличается от общепринятых теоретических представлений монотонного изменения.

В районе станции Восток в результате корреляционного и структурного анализов результатов геофизического мониторинга скважин и гляциологических исследований керна до глубины 1920 м установлена связь [30–35], а также соответствие глубин границ слоёв изменения параметров динамики (а именно: модуля скорости течения слоёв льда относительно поверхности и вышележащего слоя; направления скорости течения слоёв льда относительно ледниковой поверхности и вышележащего слоя) глубинам точек перегиба или локального экстремума функций параметров его вещественного состава [24, 25] и петрофизических характеристик [36–39] (а именно: объёмной концентрации микрочастиц пыли, CO_2 , дейтерия, CH_4), а также электромагнитных свойств (по данным радиолокации).

На основании значительной корреляции (не менее 0,73) параметров течения, вещественного состава, петрофизических свойств льда, а также однотипного немонотонного, с аномальными проявлениями на локальных горизонтах их изменения по глубине можно говорить о значимых причинно-следственных связях между параметрами течения (направлением и скоростью) и вещественным составом, а также петрофизическими (электромагнитными) свойствами льда. Всё это характеризует ледниковый покров Антарктиды как слоистую субгоризонтальную структуру на основании всех параметров льда, в том числе реологических.

Послойное изменение течения ледникового покрова и реологических свойств льда, вероятно, представляет собой следствие циклических изменений климатических условий образования льда на поверхности ледникового покрова в области снежно-фирнового слоя. Эти изменения первоначально дифференцируют реологические свойства льда и направление наклона поверх-

ности течения (местоположение доминирующих ледниковых куполов — центров растекания). Индивидуальные для каждого слоя условия течения сохраняются при послойном накоплении льда и последующем погружении слоёв в толщу ледникового покрова.

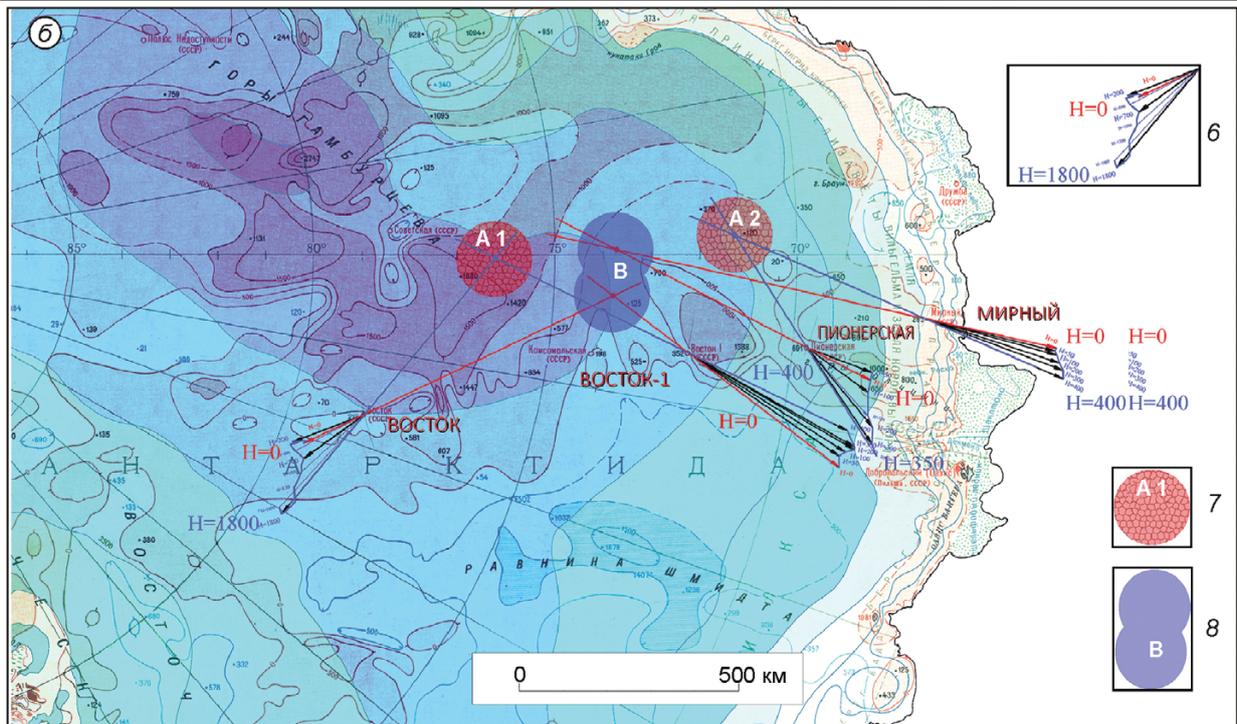
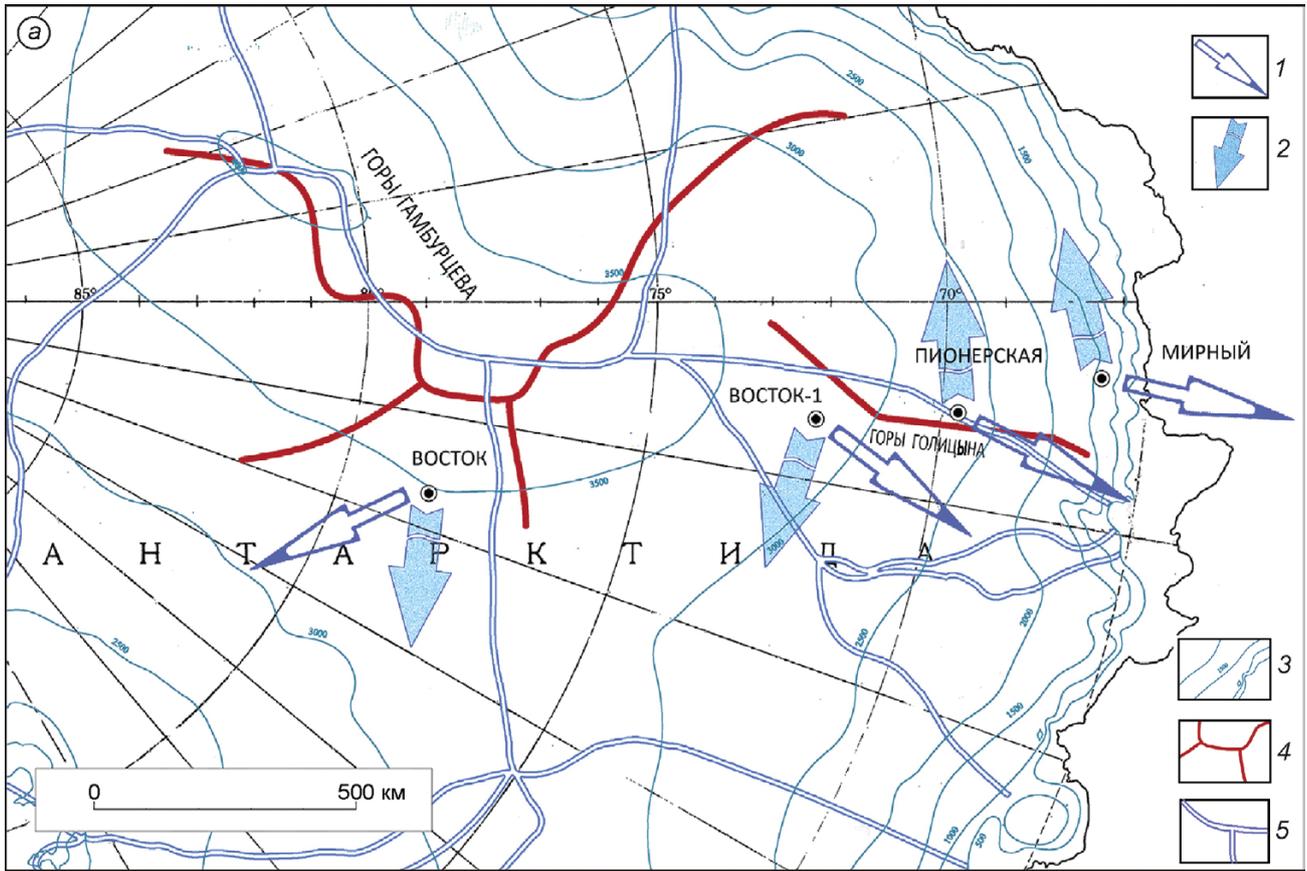
Структурно-реологическая расслоённость ледникового покрова и данные радиолокации. По результатам наземного радиолокационного профилирования ледникового покрова в районах станций Восток, Восток-1, Пионерская, Мирный на всём исследуемом нами разрезе (на всех упомянутых станциях до глубин 1920, 430, 350 и 500 м) по профилю протяжённостью 1400 км определены поверхности локальных максимумов и минимумов амплитуды отражённого радиолокационного сигнала [36–39]. Установлено, что изменение по глубине относительной амплитуды отражённого радиолокационного сигнала характеризует ледниковый покров Антарктиды как слоистую субгоризонтальную структуру [36–39] (см. рис. 2, в). Выявлена высокая корреляция (0,74) изменения скорости, направления течения льда и изменения относительной амплитуды отражённого радиолокационного сигнала. Зарегистрировано соответствие глубин границ слоёв с разными характеристиками течения глубинам точек перегиба или локальных экстремумов функций относительной амплитуды отражённого радиолокационного сигнала [30–35] (см. рис. 2, в).

Соответствие границ слоёв с разными формами и скоростями течения льда и поверхностей контрастного отражения радиолокационного сигнала зарегистрировано в разрезе профиля протяжённостью 1400 км до глубины 1920 м. Это позволяет утверждать, что на временных радиолокационных разрезах отображается слоистая структура распределения параметров реологических свойств и течения ледникового покрова Антарктиды.

Течение льда и морфоструктура ложа ледникового покрова. На основе суммирования векторов скорости течения поверхности ледникового покрова относительно Земли (геодезические измерения) [40, 41] и скорости течения слоёв внутри ледникового покрова относительно поверхности (мониторинг координат осей скважин) [30–35] мы вычислили векторы скорости течения слоёв внутри ледникового покрова

Антарктиды относительно Земли (коренного ложа) (рис. 3) для четырёх исследованных нами районов: Восток, Восток-1, Пионерская и Мирный

Эти районы равномерно распределены на внутриконтинентальном профиле протяжённостью 1400 км, поэтому можно утверждать, что



зарегистрированные общие закономерности для этих районов объективны практически для всей Восточной Антарктиды.

Установлено, что абсолютная (относительно Земли) скорость течения слоёв льда увеличивается с глубиной в трёх из четырёх рассмотренных районов: Восток, Пионерская, Мирный. А причина слабого изменения по глубине модуля вектора скорости слоёв в районе Восток-1, вероятно, связана с нахождением его на ледоразделе (линии «равновесия» – равновероятного «выбора» направления). Также обнаружено [30–35], что слои внутри ледникового покрова дополнительно к общему течению всей толщи по направлению наклона дневной поверхности имеют «веерное» смещение направления течения. Это веерное смещение происходит в сторону наклона поверхности ближайшей локальной морфологической структуры коренного ложа и ледораздела.

Такое смещение индивидуально в каждом районе (см. рис. 3). Например, в области гор Голицына при всеобщем доминирующем направлении течения с юга на север верхние слои «стекают» относительно нижних в противоположные стороны на разных сторонах ледораздела, приуроченного к подледниковому хребту гор Голицына: в районе станции Восток-1 – в восточном направлении, а в районе станций Пионерская и Мирный (на противоположной стороне локального ледораздела гор Голицына) – в западном направлении (см. рис. 3). В районе станции Восток при всеобщем доминирующем направлении течения с востока на запад верхние слои имеют веерное смещение относитель-

но нижних в южном направлении. Это обусловлено различием направления наклона дневной поверхности и коренного ложа южного склона ближайшего ледораздела, расположенного к северу от станции Восток (см. рис. 3).

Сопоставление векторных диаграмм скорости течения слоёв относительно коренного ложа с особенностями морфологии ледникового покрова позволило сформулировать два вывода: 1) течение нижних слоёв сонаправлено наклону поверхности локальных морфологических структур коренного ложа (возвышенность района гор Гамбурцева и структура восточнее гор Голицына, области «А1» и «А2» на рис. 3, б); 2) течение верхних слоёв сонаправлено наклону современной дневной поверхности всего ледникового покрова, сnivelированной по сравнению с поверхностью коренного ложа и образовавшейся, вероятно, в процессе слияния локальных ледниковых куполов из областей «А1» и «А2» в морфологическую структуру «В» на рис. 3, б. На основании анализа экспериментальных наблюдений мы установили, что направление наклона поверхности коренного рельефа локальных районов изменяет общее доминирующее направление течения индивидуально для каждого слоя. Вместе с тем выявлена важная особенность динамики всего ледникового покрова Антарктиды – абсолютная (относительно коренной поверхности) скорость течения слоёв закономерно возрастает с глубиной.

Космогеодезические данные о динамике поверхности ледникового покрова Антарктиды. Специалистами США по результатам обработ-

Рис. 3. «Веерная» зависимость изменения направления течения слоёв льда внутри ледникового покрова Антарктиды от различий в направлениях наклона поверхности локальных морфологических структур коренного ложа и поверхности:

a – направление течения дневной поверхности Антарктиды (1); направление смещения течения верхних слоёв относительно нижних внутри ледникового покрова (2); изолинии высоты дневной поверхности (3); основные морфологические структуры коренного ложа (4); ледоразделы (5); *б* – «веерное» изменение векторов скорости течения слоёв льда относительно Земли (коренного ложа) (6); предполагаемые «центры» растекания нижних слоёв (7); предполагаемый «центр» растекания верхних слоёв (8) [30–35] (масштаб векторов на рисунке в районе станции Мирный уменьшен в 10 раз по отношению к масштабу векторов в районах станций Восток, Восток-1, Пионерская)

Fig. 3. «Fan-shaped» dependence for changing the direction of flow of ice layers in the ice sheet of Antarctica from differences directions of inclination of the surface of the local morphological structures of the bedrock and the surface of ice sheet:

a – the flow direction of the surface of ice sheet of Antarctica (1); the flow offset direction of the upper layers of relatively the lower inside the ice sheet (2); height of the surface isoline (3); basic geomorphologic structures of the bedrock (4); ice divide (5); *б* – «fan-shaped» change in flow velocity vectors of ice layers relative to the Earth (bedrock) (6); the probable «centers» spreading the lower layer (7); putative «center» of spreading the upper layers (8) [30–35] (the scale of the vectors in the figure in the region of Mirny station been reduced by 10 times in relation to the scale of the vectors in the areas of Vostok, Vostok-1, Pionerskaya)

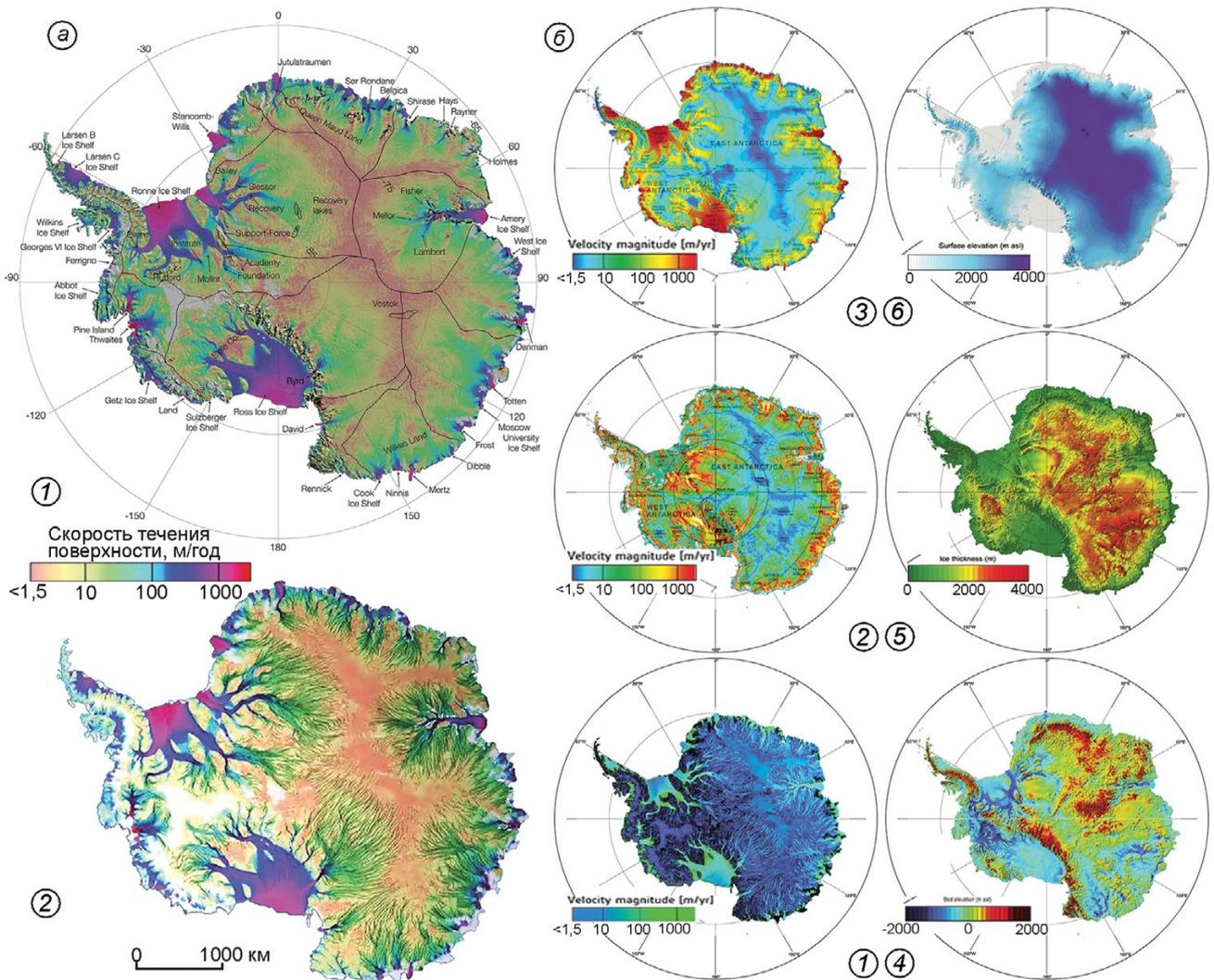


Рис. 4. *a* – карта скорости течения дневной поверхности Антарктиды и структура ледосборных бассейнов (1), а также трёхмерная её интерпретация с детализацией локальных потоков льда (2) [42]; *б* – карты Антарктиды, отображающие взаимное соответствие дифференциации в пространстве основных параметров морфологии и динамики ледникового покрова: 1 – локальные потоки льда по результатам мониторинга и 3D-интерпретации скорости поверхности; 2 – локальная скорость течения дневной поверхности; 3 – интегральная (осреднённая по площади) скорость течения дневной поверхности; 4 – высота коренного ложа; 5 – толщина ледникового покрова; 6 – высота дневной поверхности [42]

Fig. 4. *a* – Map of the flow rate of the surface of ice sheet of Antarctica and structure of collecting ice pools (1), as well as its three-dimensional interpretation and detailed elaboration of local streams of ice (2) [42]; *б* – maps of Antarctica, displaying the mutual conformity of differentiation in the space of the main parameters of the morphology and dynamics of the ice sheet: 1 – the local flows of ice on the results of monitoring and 3D interpretation of the velocity for surface ice sheet; 2 – the velocity of local flows for the surface ice sheet; 3 – integrated (averaged over a the area) the velocity of flow for surface ice sheet; 4 – the height of the bedrock; 5 – the thickness of the ice sheet; 6 – height of the surface ice sheet [42]

ки данных радиолокационной интерферометрии со спутников RADARSAT-1,2 [Canadian Space Agency (CSA) and MacDonald, Dettwiler, and Associates Limited (MDA)], Envisat ASAR, ERS-1/2 [European Space Agency (ESA)], (ALOS) PALSAR [Japan Aerospace Exploration Agency

(JAXA)] определены значения скорости течения дневной поверхности ледникового покрова Антарктиды и составлена карта ледоразделов и ледосборных бассейнов [42] (рис. 4, *a*, 1).

Интерпретация данных мониторинга течения поверхности даёт картину сложной трёхмерной

структуры распределения потоков льда. При доминирующем растекании ледникового покрова из центрального района к прибрежным общий поток практически повсеместно состоит из множества локальных (см. рис. 4, а, 2; 4, б, 1 и 4, б, 2) [42]. Выполненный нами анализ взаимосвязи структуры выявленных потоков льда с морфологией рельефа коренного ложа, дневной поверхности и толщины ледникового покрова Антарктиды (см. рис. 4) позволяет сделать ряд выводов.

1. «Прародителем» большей части ледниковых потоков служит центральная область Восточной Антарктиды и непосредственно обширная подледниковая горная система гор Гамбурцева, имеющая сильно дифференцированный горный рельеф, аналогичный Альпам как по перепаду высот (до 1500–2000 м), так и по крутизне склонов (в среднем 10–15°, а местами до 20–30° и более) с характерными для горной системы долинами и хребтами.

2. Перепад высот и линейные размеры горных структур коренного ложа соразмерны с мощностью всего ледникового покрова, что уже само по себе существенно не соответствует допущениям «классических» теоретических представлений об одном из основных условий динамики покровного ледника – течению по плоской или хотя бы квазиплоской поверхности.

3. Потоки льда в значительной степени определяются (задаются и соответствуют) сложным рельефом коренного ложа (хребты, долины) (см. рис. 4, б, 4), который на большей части поверхности Антарктиды можно характеризовать как горный.

4. Наклон дневной поверхности ледникового покрова (см. рис. 4, б, 6) сильно выположен и в целом направлен вдоль общего интегрального потока (см. рис. 4, б, 3) из центральной области к периферийной ввиду того, что дневная поверхность, как и общий поток, представляет собой «снивелированную производную» от рельефа коренного ложа.

5. Направление наклона дневной поверхности ледникового покрова (см. рис. 4, б, 6) не определяет повсеместно распространённые локальные потоки льда (см. рис. 4, а, 2; 4, б, 1, 2) и поэтому не может быть основным условием при моделировании динамики покрова.

6. Аналогично ледникам обширных горных систем (Гималаи, Памир и т.п.) потоки льда внутри ледникового покрова зарождаются на горных

(подледниковых) вершинах (см. рис. 4, а, 2; 4, б, 1, 4, 5) в областях с минимальной толщиной покрова и стекают в подледниковые долины в область с максимальной толщиной покрова (см. рис. 4, б, 5).

7. Локальные потоки льда из разных ледосборных бассейнов (см. рис. 4, б, 4–6) имеют неодинаковые параметры течения (см. рис. 4, б, 1–3), что обусловлено отличительными особенностями морфологии и массообмена бассейна «прародителя».

8. При слиянии потоков, «зародившихся» в разных ледосборных бассейнах и имеющих индивидуальные параметры течения, возможно сложное взаимодействие этих потоков друг с другом (см. рис. 4, а, 1 и 4, б, 1) в условиях сильной дифференциации наклона поверхности течения по горному рельефу коренного ложа (см. рис. 4, б, 4).

Рассмотренные экспериментальные данные позволяют предполагать, что по всей длине линии тока разные слои внутри ледникового покрова попадают в различные индивидуальные условия течения в разных районах как внутри локального потока, так и особенно в области слияния или границы с потоком, имеющим иные характеристики. Ввиду зарегистрированной явно выраженной дифференциации общего течения ледникового покрова на локальные потоки, аналогичные горным ледникам (см. рис. 4, а, 1 и 4, б, 1), следует в более значительной степени, чем это делается сейчас, учитывать известные закономерности динамики горных ледников при моделировании массопереноса всего ледникового покрова Антарктиды и Гренландии.

Структуры турбулентного течения в ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии (по данным радиолокации)

Исследователями США и Дании на радиолокационных разрезах в нижней трети ледниковых куполов центральных областей Антарктиды (AGAP) и Гренландии (NEEM) зарегистрированы складчатые структуры, которые, как считалось ранее, не характерны для покровных ледников (вертикальная амплитуда складок – около 400 м, наклон крыльев – 45° и более). На радиолокационном разрезе в центральной области Восточной Антарктиды в районе гор Гамбурцева зарегистрирована такая своеобразная ледовая структура (рис. 5) [43]. Авторы, обнаружившие

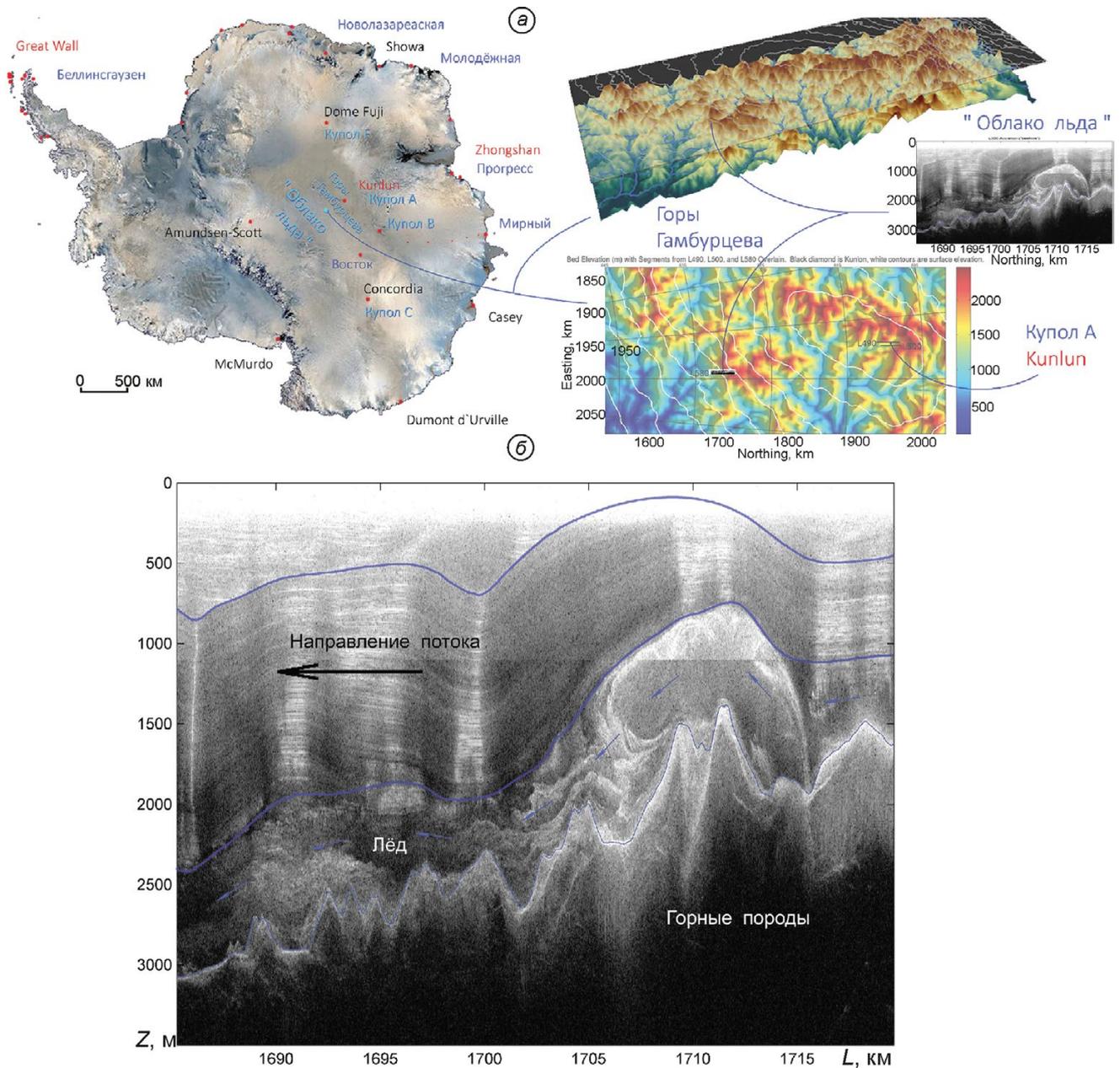


Рис. 5. Турбулентная структура течения в центральной области Восточной Антарктиды в районе гор Гамбурцева: *a* – местонахождение; *b* – радиолокационный разрез, линии – границы основных пластов по результатам структурного анализа; нижняя тонкая линия – рельеф ложа ледникового покрова [43]

Fig. 5. Turbulent flow structure in the central region of East Antarctica in the region of Gamburtseva mountains: *a* – the location; *b* – radar cross-sectional, lines are boundaries of the main layers on the results of the structural analysis; the lower thin line is the relief of bed the ice sheet [43]

эту структуру, высказали «гляциогидрологическую» гипотезу, согласно которой она возникла в результате намерзания подледниковой воды (якобы зарегистрированной радиолокацией в подледниковой горной долине, но ещё неизвестно в достаточном ли количестве для таких объёмов ледовой структуры) путём её «затаскивания»

поток ледникового покрова на подледниковую горную вершину.

Мы предлагаем иную – «гляциогеологическую» точку зрения. Общий поток льда распространяется из области Купола А (станция «Kunlun»). Нижний, наиболее пластичный лёд стеснён в жёлобе локальной горной долины

коренного рельефа и перекрыт вышележащей менее пластичной толщей ледникового покрова. При движении по жёлобу подледниковой долины поток льда «упирается» в подледниковый горный массив, который имеет значительное превышение высоты (500 м на расстоянии 2000 м) и сравнительно большой наклон поверхности (около 15°). Горный массив для потока льда служит преградой, перед которой возникает область избыточного давления и формируется структура нагнетания. Ширина (горизонтальный размах) структуры нагнетания составляет около 15 км, относительное увеличение мощности в ядре (высота) — приблизительно 200 м. Согласно имеющимся данным (см. рис. 5), происходит выдавливание нижнего, наиболее пластичного льда из области высокого давления перед склоном горы в область меньшего давления над её вершиной, где мощность вышележащей толщи меньше и где может существовать зона разупрочнения ледникового покрова за счёт его изгиба в соответствии с рельефом. В результате образуется «раздув» — ядро нагнетания. Прорыву ядра на поверхность препятствует вышележащий, менее пластичный слой льда, поток которого «срезает» ядро нагнетания, вовлекая ледовую массу ядра в общее движение, преодоление препятствия в виде горного хребта и дальнейшее растекание.

Описанная структура морфологически схожа с диапиром, однако к нему не относится, а принадлежит к категории протрузий. С точки зрения морфологической тектоники, протрузия — это ограниченная в пространстве масса горных пород, находящаяся вне своего первичного местоположения и имеющая во внутренней структуре и во взаимоотношениях с окружающими образованиями признаки тектонического внедрения. Протрузия как процесс — это внедрение горных масс в вышележащие слои в результате вязкостной неоднородности (вязкостной инверсии) различных объёмов коры и литосферы. Внедрения в горизонтальном направлении получили названия горизонтальных протрузий или плито-потоков [29].

Интересна также структура, зарегистрированная на радиолокационном разрезе в восточной краевой области ледникового покрова Восточной Антарктиды в районе станции Мирный на меридиональном профиле протяжённостью около 70 км от берега (рис. 6). В этой зоне лед-

никовый покров практически на всю мощность (около 1000 м) смят в складчатые структуры, которые перекрыты независимо залегающей и не смятой в складки субгоризонтальной слоистой фирновой толщей мощностью около 200 м. Ширина зарегистрированных складок — 1–2 км, высота складок — 200–500 м. (см. рис. 6, б). Число антиклинальных (местами сундучных) складок несколько преобладает над числом синклиналиных. Вероятно, это можно объяснить «замещением» синклиналиных складок разрывными нарушениями (трещинами), которые многократно и проблемно проявили себя на поверхности в этом районе при проведении работ Российской антарктической экспедиции. Аналогичная закономерность характерна и для доменов земной коры с покровно-чешуйчатой структурой, в частности для территории Фанских гор (Южный Тянь-Шань) [29], структура которых связана с субгоризонтальным растеканием горных масс в условиях их гравитационной неустойчивости.

Явно выраженный складчатый характер течения ледовой массы на всю толщину ледникового покрова в рассматриваемой области, вероятно, представляет собой следствие и/или аналогию «краевого эффекта» «срыва» ламинарного потока и переход его в турбулентную форму течения на границе двух сред (ледникового покрова и внешней среды). Район станции Мирный не уникален с точки зрения динамики ледникового покрова, поэтому можно предполагать, что аналогично по всей периферии ледникового покрова прибрежная область до 50–70 км от края имеет турбулентное течение льда, не соответствующее представлению о динамике покровного ледника. Возможно, именно турбулентное «перемалывание» толщи ледникового покрова вблизи его границ и последующая быстрая эрозия раздробленного льда служат причиной наблюдаемых «барьерных», а не плавно выполаживающихся краёв ледниковых покровов.

В Гренландии для примера мы выбрали «неламинарные» ледовые структуры, которые обнаружены в районах, близких к центральной области Северной Гренландии около станции NEEM (рис. 7). Описание структур в ракурсе морфологической тектоники соответствует не отдельному ледовому «диапиру», а системе ледовых диапировых складок нагнетания. Это — антиклинальные куполовидные складки, ха-

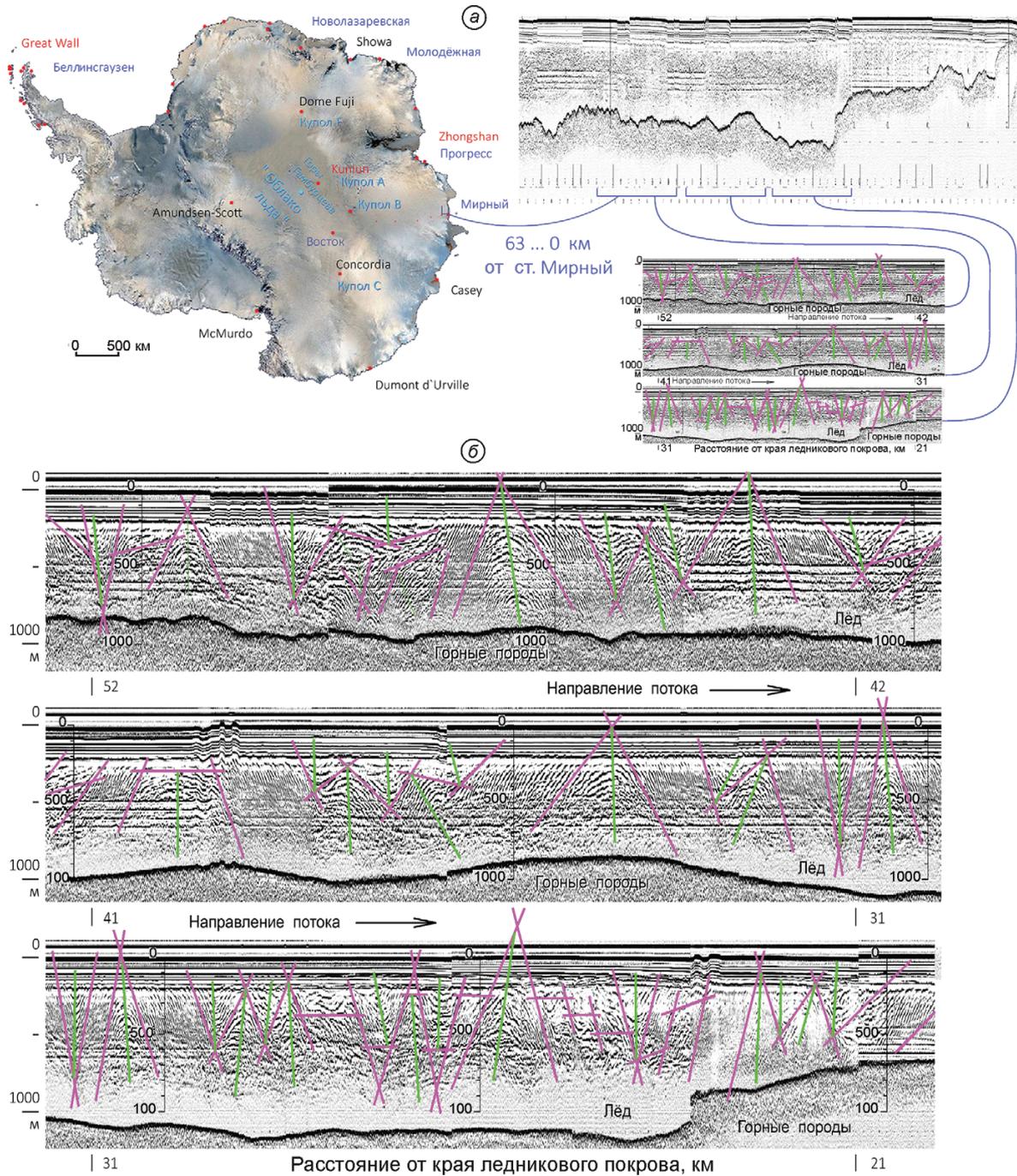


Рис. 6. Складчатые структуры в ледниковом покрове Антарктиды в районе прибрежной станции Мирный в разрезе субмеридионального профиля (трассы Мирный – Восток) протяжённостью 70 км от берега (предоставлено С.В. Поповым по результатам его полевых работ в январе 2003 г.):

a – местонахождение; *б* – радиолокационный разрез: линейментный структурный анализ крыльев (красный) и осей складок (зелёный); стрелки – направление потока льда, горизонтальные полосы в верхней части разреза – фирн; контрастная тёмная толстая поверхность отражения – нижняя граница покрова

Fig. 6. Minipleat structures in the Antarctic ice sheet in the region of coastal stations Mirny in meridional cross-sectional profile (route Mirny – Vostok) with length of 70 km from the coast (courtesy of S.V. Popov on the results of its of field work in January 2003):

a – the location; *b* – radar cross-sectional: a structural analysis of the lineament for wings or creases axe (red and green); arrows – the direction of ice flow, horizontal stripes in the upper part the cross-sectional – the firn; contrasting the dark thick reflection surface – the lower bound sheet

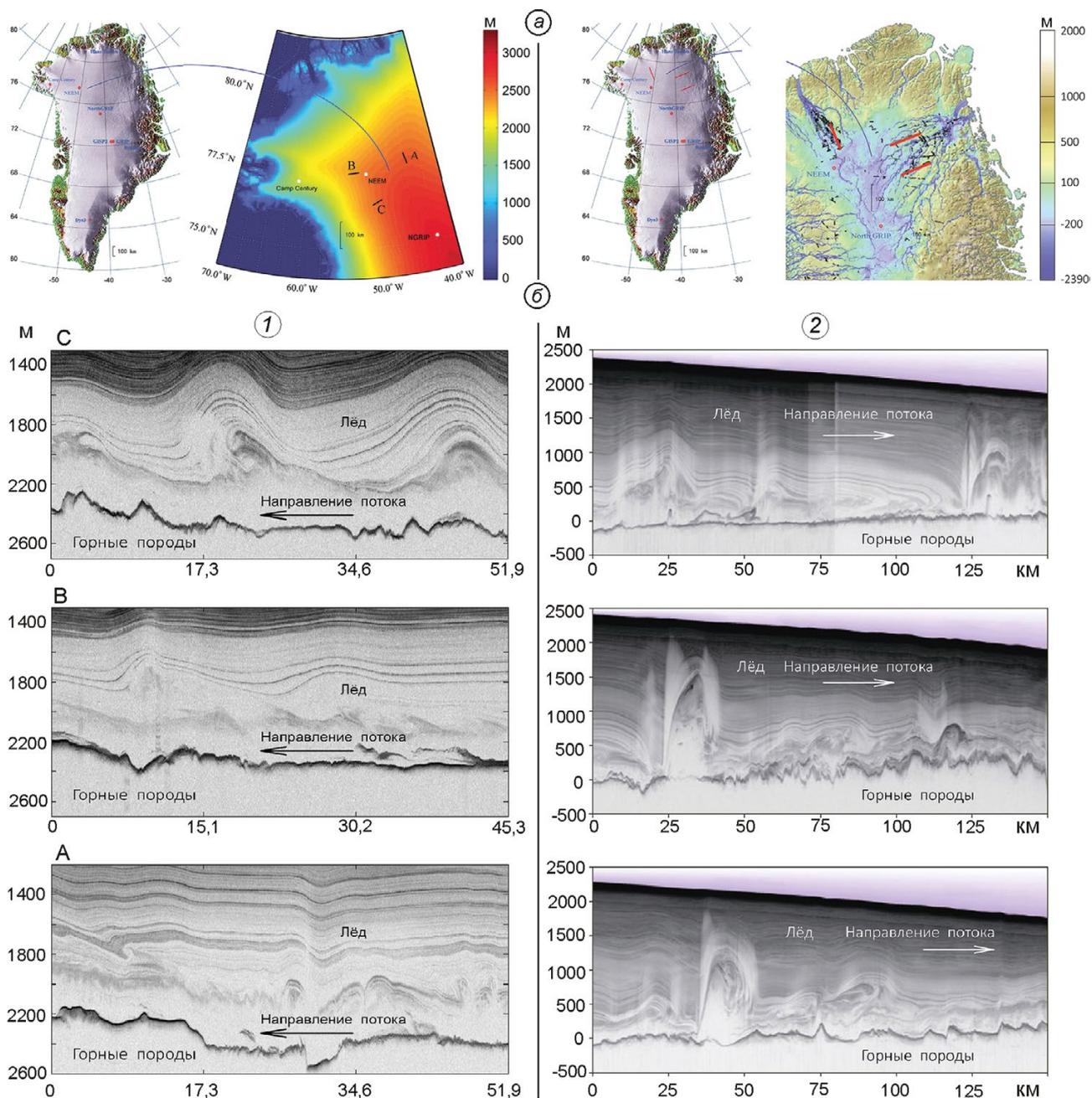


Рис. 7. Турбулентные структуры течения ледникового покрова Гренландии:

a – в северо-западной области [ftp://data.cresis.ku.edu/data/rds/] (вертикальная шкала – высота поверхности, м) и в северной и северо-восточной областях [47] (вертикальная шкала – высота коренного ложа ледникового покрова, м); *б* – радиолокационные разрезы; см. текст

Fig. 7. Turbulent structure in flow of Greenland ice sheet:

a – in the North-Western region [ftp://data.cresis.ku.edu/data/rds/] (vertical scale – the height of the surface, m) and in the North and Northeast region [47] (the vertical scale is the height of the bedrock of the ice sheet, m); *b* – radar cross-sectionales; see text

рактирующиеся наличием сильно перемятого ядра (так называемого ядра протыкания), которое состоит из более древнего высокопластичного льда; поверхность ядра пересекает границы полого залегающих слоёв крыльев складки. Ге-

незис анализируемой ледовой структуры идентичен генезису подобной структуры в горных породах. В земной коре складки нагнетания развиваются как в осадочном чехле, так и в фундаменте, причём в чехле это нередко происхо-

дит независимо от строения фундамента. Они представляют собой антиклинальные структуры, образующиеся в слоистых толщах при внедрении в них пород с низкой вязкостью: солей, ангидритов, гипсов, углей, насыщенных водой глин, а также катаклазированных (гранулированных) кристаллических и метаморфических пород, способных пластично деформироваться и течь в направлении областей декомпрессии.

В Гренландии ледовые складки нагнетания не приурочены к горному массиву коренного рельефа со значительными перепадами высот, как это зарегистрировано для аналогичной структуры в Антарктиде. Они расположены на относительно выровненной поверхности коренного рельефа, для которой характерны небольшие амплитуды изменения высот ($\pm 100 \div 150$ м на протяжении 4–6 км) и незначительные углы наклона (около $3\text{--}5^\circ$). Поэтому в данном случае в коренном рельефе отсутствуют «барьеры», которые могли бы быть катализатором для образования «неламинарных» структур в субгоризонтальном потоке льда. Складки нагнетания в Гренландии соразмерны с габаритами протрузивных тел Антарктиды: ширина приблизительно 25 км, а высота около 200–300 м («аномально» до 1000 м, что видно на рис. 7, б, 2).

Возможная причина образования складок нагнетания в Гренландии — выдавливание более пластичных нижних масс льда под действием вертикального гравитационного литостатического давления вышележащего ледникового покрова по механизму формирования диапиров за счёт плотностной инверсии. Кулисные складки нагнетания могут также образоваться в результате дисгармонии реологических свойств в соседствующих по вертикали ледовых потоках (вязкостная инверсия), а также при различной скорости течения льда и неоднородности поля напряжений в текучем, относительно более тёплом и пластичном нижнем пласте и перекрывающем его менее текучем и более холодном слое. В этом случае нагнетание материала в вышележащую толщу происходит по ослабленным зонам: областям уменьшения мощности ледникового покрова или участкам пониженной прочности, приуроченным к тектоническим деформациям.

Как следует из приведённого здесь материала, «неламинарные» структуры в нижней части ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии

могут быть интерпретированы как структуры нагнетания, которые образуются при выдавливании наиболее пластичного льда из нижней области ледяного покрова в верхнюю. Условиями нагнетания ледовых масс могут быть следующие факторы: а) упор горизонтального потока пластичного льда в преграду подледникового рельефа; б) действие вертикального литостатического давления вышележащих масс льда; в) действие горизонтального избыточного динамического давления более скоростного потока льда в нижнем пласте; г) возникновение зон пониженного давления в областях уменьшения мощности ледникового покрова. Особо отметим, что области формирования ледовых протрузий и складок нагнетания могут возникать не только над локальными возвышенностями (горами), но и в местах прогиба покрова над локальными впадинами (см. рис. 7); не следует исключать и приуроченность к областям знакопеременных форм подледникового рельефа.

Проведённый анализ позволяет утверждать, что обширные придонные объёмы ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии представляют собой наиболее пластичную (текучую) субстанцию и именно в ней происходит турбулентное, дифференцированное по скорости 3D-течение льда. Структурным выражением объёмной подвижности ледовых масс служат выявленные складки нагнетания и протрузии.

Геолого-геофизическая модель геосферы «полярный ледниковый покров Антарктиды и Гренландии»

В результате циклических вариаций климатических условий на поверхности ледникового покрова [24, 25, 44, 45] в накапливающемся льду формируется субгоризонтальная слоистая структура с дифференцированным по вертикали распределением параметров вещественного состава, а также петроструктурных, петрофизических и, как следствие, реологических свойств [20, 44–46]. Изменение во времени и пространстве условий залегания слоёв как на поверхности, так и внутри ледникового покрова создаёт индивидуальные для каждого из них условия течения (угол и направление наклона поверхности течения, внешние силы, метаморфические преобра-

зования вязкоупругих и анизотропных свойств и т.п.). Эти условия определяют послойное изменение по глубине скорости и направления течения льда [30–35]. Послойная дифференциация усиливается под действием метаморфических и динамометаморфических преобразований внутри ледникового покрова. Морфология коренного ложа по линии тока льда индивидуально влияет на параметры течения каждого слоя и каждого локального потока (рис. 8).

Результаты исследований позволяют сделать вывод о формировании общей дифференциации реологических свойств, структуры течения и характеристик потока льда внутри ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии по вертикали и в горизонтальной плоскости под влиянием суперпозиции факторов (см. рис. 8), изменение которых в пространстве можно разделить на две основные группы. *Первая группа*: послойное субгоризонтальное изменение воздействия на свойства ледникового покрова (см. рис. 8, А), обусловленное существенным градиентом граничных условий «отбора» тепловой энергии (замораживание) «космическим полярным» пространством на поверхности и условий поступления тепловой энергии (таяние) геотермального потока на коренное ложе при значительной вертикальной мощности ледникового покрова. *Вторая группа*: псевдорadiaльная (псевдоосевая) симметрия изменения воздействия на свойства ледникового покрова (см. рис. 8, Б), при котором функции параметров закономерно (близко к экспоненциальному) возрастают/убывают от условной точки (линии) на поверхности в центральной области ледникового покрова к его периферии (как по плоскости, так и по глубине). Эти факторы обусловлены существенным градиентом условий краевой (прибрежной) и внутриконтинентальной областей и значительными континентальными размерами ледникового покрова в плане.

С глубиной, в соответствии с существующим в регионе геотермальным градиентом, возрастает температура льда. Также наблюдается и рост температуры льда при движении от центра к периферии материка в результате изменения климатических условий на поверхности ледникового покрова. С глубиной увеличиваются также литостатическое давление и напряжение сдвига. Существенный фактор образования структур течения в ледниковом покрове — рост пластичности

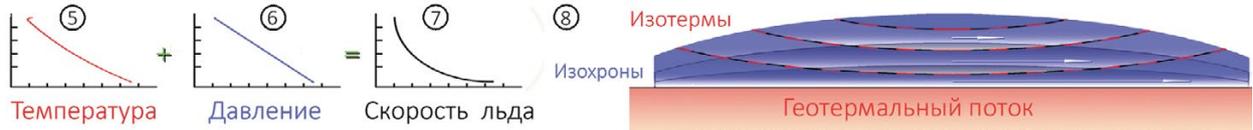
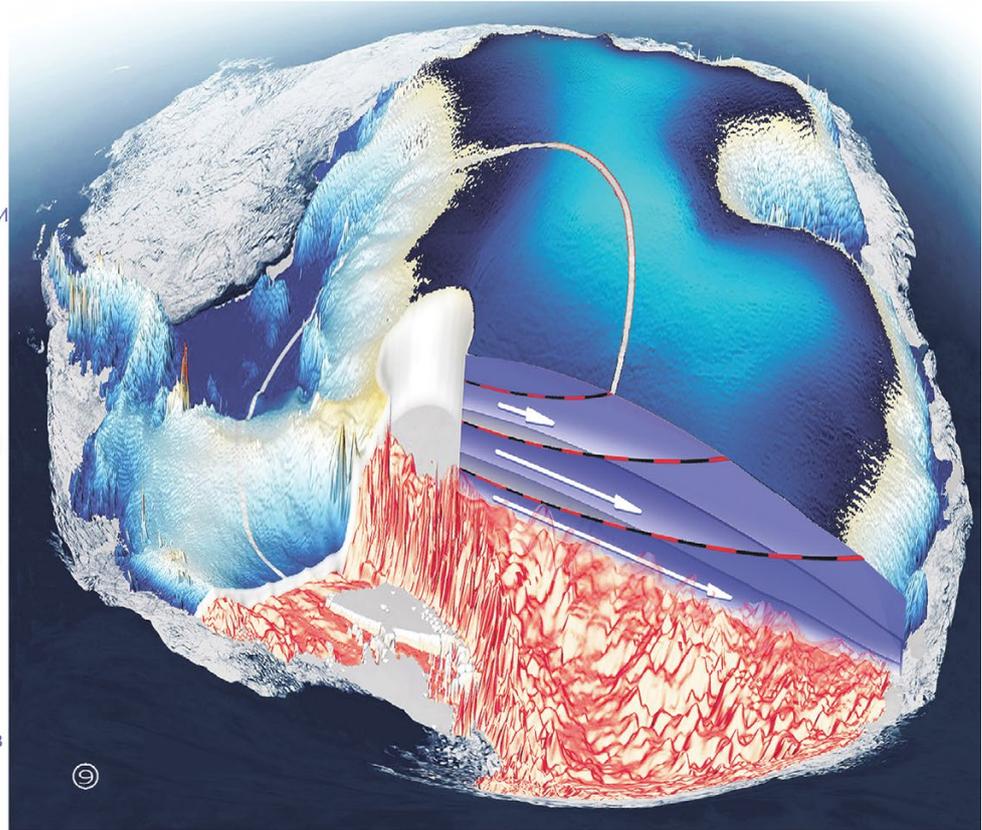
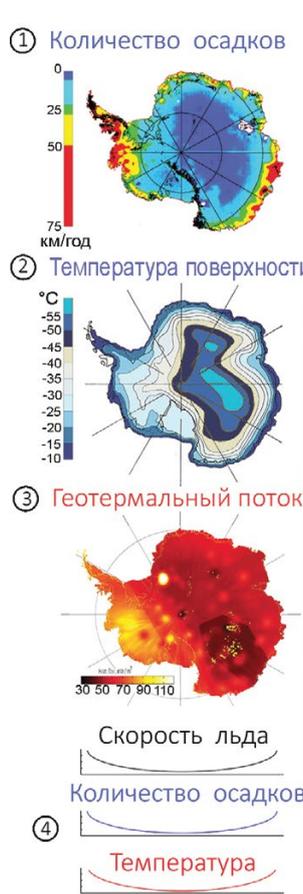
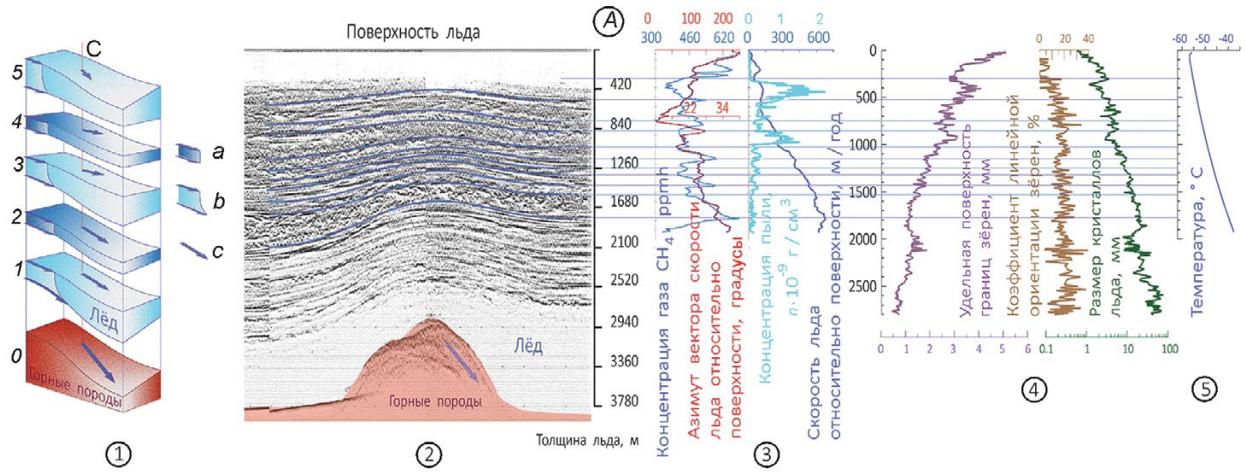
льда (за счёт повышения температуры) в направлении от центральной области к периферии, а также объёма вовлекаемой в поток массы льда (в результате увеличения привноса осадков).

Всё это приводит к возникновению субгоризонтальной (субслоистой) расслоённости ледникового покрова, плоскостной и радиальной дифференциации реологических свойств льда и увеличению абсолютной скорости его течения в направлении от центра поверхности ледникового щита к его периферии (как по горизонтали, так и по вертикали). При этом возникают структуры и граничные поверхности потоков (реологические разделы) разной морфологии, а также локальные потоки льда, согласующиеся с условиями локальных ледосборных бассейнов. Пространственно объединённые, в совокупности потоки образуют ледовое «тело» со сложным и неоднородным внутренним строением, прошедшее длительную тектоническую эволюцию. По своему масштабу, характеру строения и длительности формирования такая форма материи безусловно может рассматриваться как одна из оболочек земной коры.

В качестве обобщённой геолого-геофизической модели динамики ледниковых покровов (см. рис. 8, б, 8, 9) Антарктиды и Гренландии, основанной на экспериментальных данных, следует рассматривать слоистую субгоризонтальную структуру течения льда с увеличением интенсивности потока масс льда от «центра» к краям (как по горизонтали, так и вниз по вертикали), при которой верхние «линзообразные» монолитные ледовые структуры центральной области ледникового покрова выдавливают более пластичные нижние слои и периферийные массы льда, а при наличии, особенно в нижних пластах, структурных «осложнений» и дифференциации на локальные, местами и турбулентные потоки, обусловленные сложным горным рельефом коренного ложа.

Заключение

Квазистатическое (в масштабах периода наблюдений) состояние полярных ледниковых щитов, а также внешних (космических, геологических) и внутренних (изоморфизм состава) факторов, определяющих параметры их существования, позволяет существенно уточнить при-



роду наблюдаемых явлений и рассматривать термо-масс-балансовую динамическую модель ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии не как движущийся природный объект, а как фиксированную сбалансированную «область»

пространства, через которую «транзитом» протекает вещество — «субстанция потока» H_2O в различных состояниях твёрдой фазы. Отличительная особенность этого природного феномена — наличие некоего «поля», которое воздействует на

Рис. 8. А: (1) – блок-схема послойной дифференциации течения льда (модуль и направление вектора скорости (c), образующейся в результате различных реологических свойств льда и изменения морфологии (наклона поверхности подошвы и кровли) слоёв в процессе аккумуляции и эволюции ледникового покрова: 0 – коренное ложе; 1, 3, 5 – слои, в которых течение соответствует закону Глена (b); 2, 4 – слои, в которых течение не соответствует закону Глена (a); С – исследуемая скважина; экспериментально выявленная согласованность границ слоёв контрастного отражения радиолокационного сигнала с границами слоёв, выделенных по однотипному изменению по глубине параметров: течения (2); вещественного состава (3); петрографических, петроструктурных характеристик (4), а также монотонное возрастание температуры по глубине (5) Антарктического ледникового покрова в районе станции Восток.

Б: Схематическое изменение и распределение параметров ледникового покрова Антарктиды (по экспериментальным данным): количество осадков (1) и температура (2) на поверхности; геотермальный поток на коренном ложе (3); скорость течения ледникового покрова, количество осадков и температура на поверхности по меридиональному профилю (4); температура (5) и литостатическое давление (6) в любой точке по вертикали; предполагаемое теоретическое изменение абсолютной скорости течения льда по вертикали (7); модель (8, 9) слоистой, субгоризонтальной структуры распределения параметров динамики при выдавливании нижних слоёв и «периферийных», более пластичных масс льда верхними, «центральными», более упругими, монолитными линзообразными структурами ледникового покрова

Fig. 8. A: (1) – block diagram of the differentiation of layered flow of ice (the magnitude and direction of the velocity vector (c), which are formed as a result of various of the rheological properties of ice and changes in morphology (surface inclination bottom and top) layers in the process of accumulation and the evolution of the ice sheet: 0 – the indigenous bed; 1, 3, 5 – the layers in which the flow corresponds to Glen law (b); 2, 4 – the layers in which the flow the does not correspond Glen law (a); С – the investigated bore; the experimentally identified coherence of borders of layers of contrasting reflect the radar signal with the boundaries of layers, highlighted by a similar change in the depth for the parameters : the flow (2); the material composition (3); petrographic, petro-structural characteristics (4) and monotonic increase of temperature with depth (5) of the Antarctic ice sheet at Vostok station area.

Б: a schematic the change and the distribution for parameters in the Antarctic ice sheet (from experimental data): the amount of precipitation (1) and temperature (2) on the surface; geothermal flow an indigenous bed (3); the rate of flow of the ice sheet, the amount of precipitation and temperature on the surface on the meridian profile (4); temperature (5) and lithostatic pressure (6) along any point along the vertical direction; theoretical expected to change the absolute flow rate of ice vertical (7); model (8, 9) for layered, sub-horizontal structure of the distribution of the parameters of dynamics when extruded during extrusion of lower layers and the «peripheral» areas where is located more plastic ice due to pressure more resilient, monolithic structures lenticular ice sheet

«субстанцию потока» и задаёт для него взаимосвязанные состояния течения в твёрдой фазе и реологические свойства. Неизменное во времени, но различное в каждой точке пространства «поле» определяет индивидуальное состояние и свойство субстанции потока (структуру, реологию, скорость потока и т.п.) в каждом элементарном объёме «области», а также изменение этих свойств и состояния при перетекании «субстанции» из одной точки «области» в другую.

Образным пояснением такого представления может быть аналогичный по сущности природный процесс перетекания насыщенных влагой слоёв воздуха через горную вершину (хребет), при котором видимым отображением структуры поля термобарического состояния и свойств потока влажного воздуха служит «область облака», «висящего» вокруг вершины. «Облако» представляет собой метастабильное фиксированное в пространстве проявление границ фазового пе-

рехода (формирование и диссипация конденсата) в потоке воздушных масс над преградой. При этом масса воздуха над горой не задерживается, она «транзитом» в потоке пересекает «область облака». В пространстве фиксируются следующие термобарические условия: границы фазовых переходов «воздух–конденсат–воздух» и соответственно область пространства объекта – «облако».

Отметим, что динамику ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии следует рассматривать как процесс, аналогичный геотектоническому в геологических объектах (толщи осадочных, метаморфических пород или континентальная кора в целом), но имеющих иные масштабы времени и реологические параметры. Это позволяет установить (или уточнить) некоторые недоступные для прямой регистрации или не нашедшие адекватного истолкования фундаментальные закономерности проявления геотектонических процессов в земной коре и литосфере.

Литература

1. Барков Н.И., Дмитриев Д.Н., Кудряшов Б.Б. Анализ влияния различных факторов на движение стационарного куполовидного ледника (применительно к условиям Антарктиды) // Проблемы Арктики и Антарктики. 1985. Вып. 59. С. 32–39.
2. Войтковский К.Ф. Механические свойства льда. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 99 с.
3. Зотиков И.А. Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 168 с.
4. Котляков В.М. Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 526 с.
5. Budd W.F. The Dynamics of Ice Masses. Issued by the Antarctic Division // Department of Supply. ANARE Scientific Reports. Series A (IV) Glaciology Publication № 108. Melbourne, 1969. 216 p.
6. Paterson W.S.B. Secondary and tertiary creep of glacier ice as measured by borehole closure rates // Review Geophys. Space Physics. 1977. V. 1. № 1. P. 47–55.
7. Paterson W.S.B. The physics of glaciers. Third edition. Oxford, etc.: Elsevier. 1994. 486 p.
8. Samuel C. Colbeck. Dynamics of snow and ice masses. Academic press. A Subsidiary of Harcourt Brace Jovanovich. Publishers. New York. London. Toronto. Sydney. San Francisco. 1980. 468 p.
9. Van der Veen C.J. Fundamentals of glacier dynamics. Rotterdam: A.A. Balkema, 1999. 462 p.
10. Вострецов Р.Н., Дмитриев Д.Н., Путиков О.Ф. Основные результаты геофизических исследований глубоких скважин и ледяного ядра в Восточной Антарктиде // МГИ. 1984. Вып. 51. С. 172–178.
11. Путиков О.Ф., Вострецов Р.Н., Дмитриев Д.Н. Оценка палеоклиматических условий формирования ледникового покрова по данным геотермических измерений в глубоких скважинах // МГИ. 1984. Вып. 51. С. 186–191.
12. Hamann L., Weikusat C., Azuma N., Kipfstuhl S. Evolution of ice crystal microstructure during creep experiments // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 182. P. 479–589.
13. Pettit E.C., Thorteinsson T., Jacobsom H.P., Waddington E.D. The role of crystal fabric in flow near an ice divide // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 181. P. 277–288.
14. Sunil P.S., Reddy C.D., Ponraj M., Dhar A., Jayapaul D. GPS determination of the velocity and strain-rate fields on Schirmacher Glacier, Antarctica // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 183. P. 558–564.
15. Gow A.J., Veese D. Physical properties, crystalline textures and c-axis fabrics of the Siple Dome (Antarctica) ice core // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 183. P. 573–584.
16. King E.C., Woodward J., Smith A.M. Seismic and radar observations of subglacial bed forms beneath the onset zone of Rutford Ice Stream, Antarctica // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 183. P. 665–672.
17. Епифанов В.П. Движение льда в Антарктическом ледниковом покрове // МГИ. 2008. Вып. 105. С. 166–172.
18. Nye J.F. The deformation of a glacier below an ice fall // Journ. of Glaciology. 1959. V. 3. P. 387–408.

References

1. Barkov N.I., Dmitriev D.N., Kudryashov B.B. Analysis of influence of various factors on the movement of stationary ice cap (with reference to conditions of Antarctica). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 1985, 59: 32–39. [In Russian].
2. Voytkovsky K.F. *Mekhanicheskie svoystva l'da*. Mechanical properties of ice. Moscow: Izdatelstvo AN SSSR. Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1960: 99 p. [In Russian].
3. Zotikov I.A. *Teplovoy reghim lednikovogo pokrova Antarktidi*. Thermal regime of the Antarctica ice sheet. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 168 p. [In Russian].
4. Kotlyakov V.M. *Glyatsiologicheskii slovar'*. The Glaciological Dictionary. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 526 p. [In Russian].
5. Budd W.F. The Dynamics of Ice Masses. Issued by the Antarctic Division. Department of Supply. ANARE Scientific Reports. Series A (IV) Glaciology Publication, 108. Melbourne, 1969: 216 p.
6. Paterson W.S.B. Secondary and tertiary creep of glacier ice as measured by borehole closure rates. Review Geophys. Space Physics. 1977, 1 (1): 47–55.
7. Paterson W.S.B. The physics of glaciers. Third edition. Oxford, etc. Elsevier. 1994: 486 p.
8. Samuel C. Colbeck. Dynamics of snow and ice masses. Academic press. A subsidiary of Harcourt Brace Jovanovich Publishers. New York, London, Toronto, Sydney, San-Francisco. 1980. 468 p.
9. Van der Veen C.J. Fundamentals of glacier dynamics. Rotterdam: A.A. Balkema, 1999: 462 p.
10. Vostretsov R.N., Dmitriev D.N., Putikov O.F. Basic results of geophysical studies of deep boreholes and ice core in East Antarctica. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1984, 51: 172–178. [In Russian].
11. Putikov O.F., Vostretsov R.N., Dmitriyev D.N. Assessment of paleoclimatic conditions of ice sheet formation according to geothermal measurements in deep boreholes. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1984, 51: 186–191. [In Russian].
12. Hamann L., Weikusat C., Azuma N., Kipfstuhl S. Evolution of ice crystal microstructure during creep experiments. Journ. of Glaciology. 2007, 53 (182): 479–589.
13. Pettit E.C., Thorteinsson T., Jacobsom H.P., Waddington E.D. The role of crystal fabric in flow near an ice divide. Journ. of Glaciology. 2007, 53. (181): 277–288.
14. Sunil P.S., Reddy C.D., Ponraj M., Dhar A. and Jayapaul D. GPS determination of the velocity and strain-rate fields on Schirmacher Glacier, Antarctica. Journ. of Glaciology. 2007, 53 (183): 558–564.
15. Gow A.J., Veese D. Physical properties, crystalline textures and c-axis fabrics of the Siple Dome (Antarctica) ice core. Journ. of Glaciology. 2007, 53 (183.): 573–584.
16. King E.C., Woodward J., Smith A.M. Seismic and radar observations of subglacial bed forms beneath the onset zone of Rutford Ice Stream, Antarctica. Journ. of Glaciology. 2007, 53 (183): 665–672.
17. Epifanov V.P. Movement of ice in the Antarctic ice sheet. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2008, 105: 166–172. [In Russian].
18. Nye J.F. The deformation of a glacier below an ice fall. Journ. of Glaciology. 1959, 3: 387–408.
19. Nye J.F. The motion of ice sheets and glaciers. Journ. of Glaciology. 1959, 3: 495–507.

19. Nye J.F. The motion of ice sheets and glaciers // Journ. of Glaciology. 1959. V. 3. P. 495–507.
20. Fisher D.A., Koermer R.M. On the special rheological properties of ancient microparticle-laden Northern Hemisphere ice as derived from bore-hole and measurements // Journ. of Glaciology. 1986. V. 32. № 112. P. 501–510.
21. Gow A.J. Results of measurements in the 309 meter bore hole at Byrd Station, Antarctica // Journ. of Glaciology. 1963. V. 4. № 36. P. 771–784.
22. Talalay P.G., Hooke R.L. Closure of deep boreholes in ice sheets: a discussion // Annals of Glaciology. 2007. V. 47. P. 125–133.
23. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лёд. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 384 с.
24. Lorius C., Jouzel J., Ritz C. Merlivat L., Barkov N.I., Korotkevich Y.S., Kotlyakov V.M. A 150000-year climatic record from Antarctic ice // Nature. 1985. V. 316. № 6029. P. 591–596.
25. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delague G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399. № 6735. P. 429–436.
26. Голубев В.Н. Современные колебания ледникового купола Вавилова на Северной Земле // МГИ. 1998. Вып. 85. С. 196–205.
27. Голубев В.Н., Орлов А.В., Иоспа А.В., Фролов Д.М. Исследование систем сланцеватости на леднике Джанкуат // МГИ. 1999. Вып. 87. С. 130–134.
28. Лукьянов А.В. Особенности тектоники материковых льдов. Статья 1. Статья 2 // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 3–21. Вып. 2. С. 14–27.
29. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры // Тр. Геологического ин-та РАН. Вып. 575. М.: Наука, 2008. 457 с.
30. Марков А.Н. Отличие динамики поверхности ледникового покрова Восточной Антарктиды в интервале глубин 0–200 м от динамики нижележащей толщи льда // МГИ. 2007. Вып. 102. С. 12–22.
31. Марков А.Н. Особенности корреляции по глубине и простиранию динамических свойств ледникового покрова Восточной Антарктиды в интервале глубин 0–450 метров // МГИ. 2008. Вып. 103. С. 11–24.
32. Марков А.Н. Связь динамики льда и слоистой структуры поверхностей отражения радиолокационного сигнала в ледниковом покрове Восточной Антарктиды // МГИ. 2008. Вып. 103. С. 170–176.
33. Марков А.Н. Геолого-геофизическая модель слоистой структуры и динамики ледникового покрова Восточной Антарктиды: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. СПб.: Санкт-Петербургский гос. геол. ин-т им. Г.В. Плеханова, 2009. 20 с.
34. Марков А.Н., Котляков В.М. Особенности динамики ледникового покрова Восточной Антарктиды // ДАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 410–413.
20. Fisher D.A., Koermer R.M. On the special rheological properties of ancient microparticle-laden Northern Hemisphere ice as derived from bore-hole and measurements. Journ. of Glaciology. 1986, 32 (112): 501–510.
21. Gow A.J. Results of measurements in the 309 meter bore hole at Byrd Station, Antarctica. Journ. of Glaciology. 1963, 4 (36): 771–784.
22. Talalay P.G., Hooke R.L. Closure of deep boreholes in ice sheets: a discussion. Annals of Glaciology. 2007, 47: 125–133.
23. Bogorodsky V.V., Gavrilov V.P. Led. Fizicheskie svoystva. Sovremennye metody glyatsiologii. Ice. Physical properties. Modern methods of glaciology. Leningrad: Hydro-meteoizdat, 1980: 384 p. [In Russian].
24. Lorius C., Jouzel J., Ritz C. Merlivat L., Barkov N.I., Korotkevich Y.S., Kotlyakov V.M. A 150000-year climatic record from Antarctic ice. Nature. 1985, 316 (6029): 591–596.
25. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delague G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pepin L., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature. 1999, 399 (6735): 429–436.
26. Golubev V.N. Present-day variations of the Vavilov ice cap on Severnaya Zemlya. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1998, 85: 196–205. [In Russian].
27. Golubev V.N., Orlov A.V., Iospa A.V., Frolov D.M. Study of foliation systems at the Djankuat Glacier. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1999, 87: 130–134. [In Russian].
28. Lukyanov A.V. Peculiarities of the continental ice tectonics. Bulletin' MOIP. Otdel geologii. News of the Moscow society of the nature verifiers. Geol. department. 1995, 70 (1): 3–21. 70 (2): 14–27. [In Russian].
29. Leonov M.G. Tektonika konsolidirovannoy kory. Tectonics of the consolidated crust. M.: Nauka. Trudy Geologicheskogo instituta RAN. Proc. of the Geological Institute, Russian Academy of Sciences, V. 575: Moscow: Nauka, 2008: 457 p. [In Russian].
30. Markov A.N. Difference of surface dynamics of the East Antarctic ice sheet in the interval of 0–200 m depth from the dynamics of underlying ice thickness. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2007, 102: 12–22 [In Russian].
31. Markov A.N. Features of correlation according to depth and strike of dynamic properties of the East Antarctic ice sheet in an interval of 0–450 meters depths. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2008, 103: 11–24. [In Russian].
32. Markov A.N. Correlation of ice dynamics and layered structure of reflection surfaces of a radar-tracking signal in the East Antarctic ice sheet. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2008, 103: 170–176. [In Russian].
33. Markov A.N. Geologo-geofizicheskaya model' sloistoy struktury i dinamiki lednikovogo pokrova Vostochnoy Antarktity. Geological-geophysical model of layered structure and dynamics of the East Antarctic ice sheet. PhD Thesis. St.-Petersburg Mining Institute. 2009: 20 p. [In Russian].
34. Markov A.N., Kotlyakov V.M. Dynamics of the East Antarctica ice sheet. Doklady Akademii Nauk. Proc. of the Academy of Sciences. 2006, 411 (3): 410–413. [In Russian].

35. Markov A.N., Kotlyakov V.M. Specific features of the ice dynamics in Eastern Antarctica // *Doklady Earth Sciences*. 2006. V. 441A. № 9. P. 1427–1430.
36. Попов С.В. Радиолокационное профилирование подледного рельефа, ледникового покрова и подледниковых водоёмов Восточной Антарктиды: Автореф. дис. на соис. уч. степ. д-ра. геол.-минер. наук. СПб.: Санкт-Петербургский гос. ун-т, 2010. 39 с.
37. Попов С.В., Шереметьев А.Н., Масолов В.Н., Лукин В.В. Основные результаты наземного радиолокационного профилирования в районе подледникового озера Восток в 1998–2002 гг. // *МГИ*. 2003. Вып. 94. С. 187–193.
38. Попов С.В., Черноглазов Ю.Б., Масолов В.Н., Лукин В.В. Результаты радиолокационного профилирования вдоль трассы следования санно-гусеничного похода Мирный–Восток // Программа и тез. докл. науч. конф. «Россия в Антарктике», 12–14 апреля 2006 г. СПб., 2006. С. 191.
39. Попов С.В., Липенков В.Я., Еналиева В.В., Преображенская А.В. Внутренние изохронные поверхности в районе озера Восток, Восточная Антарктида // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. № 76. С. 89–95.
40. Hamley T. Glaciological measurements on the 1983/84 Soviet traverse from Mirny to Dome C // *ANARE Research Notes*. 1985. № 28. P. 180–184.
41. Richter A., Popov S.V., Dietrich R., Lukin V.V., Fritsche M., Lipenkov V.Ya., Matveev A.Yu., Wend J., Yuskevich A.V., Masolov V.N. Observational Evidence on the Stability of the Hydro-Glaciological Regime of Subglacial Lake Vostok // *Geophys. Research Letters*. 2008. V. 35. L11502. doi: 10.1029/2008GL033397.
42. Rignot E., Mouginot J., Scheuchl B. Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet // *Science Express*. 2011. doi: 10.1126/science.1208336.
43. Bell R.E., Ferraccioli F., Creyts T.T., Braaten D., Corr H., Das I., Damaske D., Frearson N., Jordan T.A., Rose K., Studinger M., Wolovick M.J. Widespread persistent thickening of the East Antarctic Ice Sheet by freezing from the base // *Science*. 2011. V. 331. № 6024. P. 1592–1595. doi:10.1126/science.1200109.
44. 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 керна // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. Вып. 76. С. 68–77.
45. Саламатин А.Н., Маликова Д.Р. Структурная динамика ледникового покрова в условиях изменяющегося климата – ритмы природных процессов в гляциосфере Земли // XII гляциол. симпозиум: Тез. докл. М., 2000. С. 9.
46. Herron S.L., Langway C.A. Comparison of ice fabrics and textures at Camp Century, Greenland and Byrd Station, Antarctica // *Annals of Glaciology*. 1982. № 3. P. 118–124.
47. Bell R.E., Tinto K., Das I., Wolovick M., Chu W., Creyts T.T., Frearson N., Abdi A., Paden J.D. Deformation, warming and softening of Greenland's ice by refreezing meltwater // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 497–502. doi:10.1038/ngeo2179.
35. Markov A.N., Kotlyakov V.M. Specific features of the ice dynamics in Eastern Antarctica. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2006, 441A (9): 1427–1430.
36. Popov S.V. *Radiolokatsionnoe profilirovanie podlednogo reliefa, lednikovogo pokrova i podlednikovyykh vodoemov Vostochnoy Antarktidi*. Radar profiling of subglacial topography, ice sheet and subglacial water reservoirs of East Antarctica. PhD Thesis. St.-Petersburg State University, 2010: 39 p. [In Russian].
37. Popov S.V., Sheremetiev A.N., Masolov V.N., Lukin V.V. The basic results of land radar-tracking profiling in the region of subglacial Vostok Lake in 1998–2002. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 94: 187–193. [In Russian].
38. Popov S.V., Chernoglazov Yu.B., Masolov V.N., Lukin V.V. Results of radar-tracking profiling along the line of snow-caterpillar campaign Mirny – Vostok. *Programma i tezis dokladov na nauchnoy konferentsii «Rossiya v Antarktike»*. The program and theses of reports at the scientific conference «Russia in Antarctic». April 12–14, 2006. St.-Petersburg, 2006: 191. [In Russian].
39. Popov S.V., Lipenkov V.Ya., Yenaliyeva V.V., Preobrazhenskaya A.V. Internal isochronous surfaces in Lake Vostok, East Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2007, 76: 89–95. [In Russian].
40. Hamley T. Glaciological measurements on the 1983/84 Soviet traverse from Mirny to Dome C. *ANARE Research Notes*. 1985, 28: 180–184.
41. Richter A., Popov S.V., Dietrich R., Lukin V.V., Fritsche M., Lipenkov V.Ya., Matveev A.Yu., Wend J., Yuskevich A.V., Masolov V.N. Observational evidence on the stability of the hydro-glaciological regime of subglacial Lake Vostok. *Geophys. Research Letters*. 2008, 35: L11502. doi: 10.1029/2008GL033397.
42. Rignot E., Mouginot J., Scheuchl B. Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science Express*. 2011. doi: 10.1126/science.1208336.
43. Bell R.E., Ferraccioli F., Creyts T.T., Braaten D., Corr H., Das I., Damaske D., Frearson N., Jordan T.A., Rose K., Studinger M., Wolovick M.J. Widespread persistent thickening of the East Antarctic Ice Sheet by freezing from the base. *Science*. 2011, 331 (6024): 1592–1595. doi:10.1126/science.1200109.
44. Lipenkov V.Ya., Polyakova E.V., Dyval P., Preobrazhenskaya A.V. Structure of the Antarctic ice sheet in the region of the Vostok station according to results of study the structure of ice core. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2007, 76: 68–77. [In Russian].
45. Salamatin A.N., Malikova D.R. Structural dynamics of ice sheet in the conditions of changing climate – Rhythms of natural processes in the glaciopause of the Earth. *XII glyatsiologicheskiiy simpozium. Moskva 2000. Tezisy dokladov*. XII glaciological symposium. Report theses. Moscow, 2000: 9. [In Russian].
46. Herron S.L., Langway C.A. Comparison of ice fabrics and textures at Camp Century, Greenland and Byrd Station, Antarctica. *Annals of Glaciology*. 1982, 3: 118–124.
47. Bell R.E., Tinto K., Das I., Wolovick M., Chu W., Creyts T.T., Frearson N., Abdi A., Paden J.D. Deformation, warming and softening of Greenland's ice by refreezing meltwater. *Nature Geoscience*. 2014. 7: 497–502. doi:10.1038/ngeo2179.