

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА В РАЙОНЕ СТАНЦИИ ВОСТОК ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЕТРОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛЕДЯНОГО КЕРНА

В.Я.ЛИПЕНКОВ<sup>1</sup>, Е.В.ПОЛЯКОВА<sup>2</sup>, П.ДЮВАЛЬ<sup>3</sup>, А.В.ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ<sup>1</sup>

<sup>1</sup> – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

<sup>2</sup> – Санкт-Петербургский государственный горный институт имени Г.В.Плеханова

<sup>3</sup> – Лаборатория гляциологии и геофизики окружающей среды, г. Гренобль

*Установлено, что образование зон сдвига в теле антарктического ледникового покрова связано с глобальным повышением содержания пыли в атмосфере Земли в периоды максимумов оледенений. Формирующиеся в это время слои ледника отличаются высокой концентрацией микрочастиц, малым размером зерен, одномаксимумной ориентировкой главных осей кристаллов и пониженной вязкостью льда.*

В результате петроструктурных исследований ледяного керна из глубоких скважин на станции Восток был получен большой объем информации, имеющей принципиальное значение для понимания особенностей вертикального строения и динамики антарктического ледника. Практическое значение выполненных исследований заключается в том, что добытые в их ходе данные и установленные закономерности являются необходимой экспериментальной базой для моделирования реакции антарктического ледникового покрова на меняющиеся климатические условия его существования [13].

Наиболее общей особенностью большинства физических и структурных характеристик льда, слагающего антарктический ледниковый покров, является их эволюционное изменение в процессе уплотнения и динамометаморфизма слоев ледяной породы. Вместе с тем проведенное исследование показало, что вариации многих структурных характеристик по глубине связаны с климатическими колебаниями, происходившими на поверхности ледника в прошлом.

### ЭВОЛЮЦИЯ СТРОЕНИЯ ЛЬДА В РАЗРЕЗЕ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КЕРНА СО СТАНЦИИ ВОСТОК

Петрографические исследования ледяного керна заключались в проведении количественного структурного и петротектонического анализов ориентированных ледяных шлифов размером 4 × 7 см и толщиной 0,3–0,5 мм. Ориентировка ледяных шлифов осуществлялась в соответствии с требованиями стереологического анализа ориентированных трехмерных структур [3, 9] на основе результатов предварительных исследований строения льда. Петротектонический анализ шлифов состоял в определении ориентировки главных кристаллографических (оптических) осей ледяных кристаллов на большой модели трехосного столика Федорова с последующим построением и статистическим анализом структурных диаграмм. В общей сложности по этой программе было исследовано 120 горизонтов ледниковой толщи (по два-три шлифа на каждом горизонте) в интервале глубин от 20 до 3450 м. Глубже этой отметки петротектонический анализ строения льда не прово-

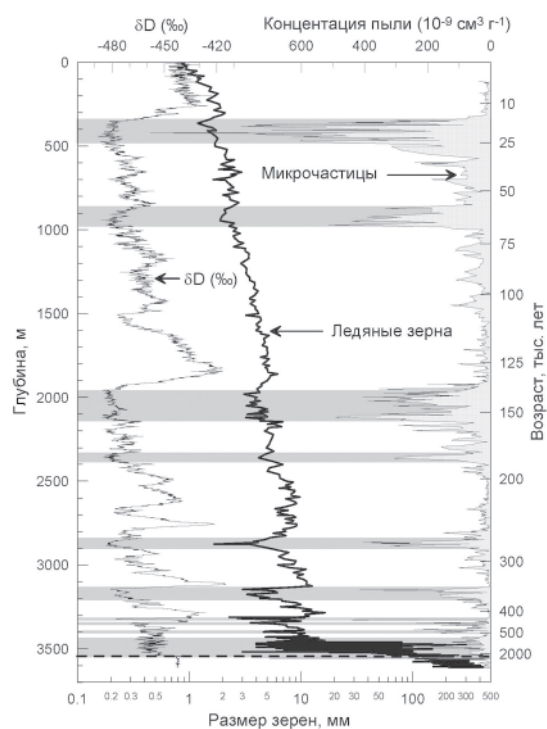


Рис. 1. Вертикальные профили изотопного состава льда ( $\delta D$ , ‰), размера ледяных зерен (мм) и концентрации атмосферной пыли ( $10^{-9} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$ ), измеренные по ледяному керну со станции Восток.

Затусованные полосы на графике соответствуют пластам льда, сформировавшимся в периоды ледниковых максимумов. Они характеризуются повышенной концентрацией атмосферных микрочастиц и относительно малым размером зерен льда. Шкала возраста льда (справа) по работе [14], данные об изотопном составе и содержании микрочастиц по [12, 15]

дился из-за слишком большого размера ледяных кристаллов. Структурные исследования керна в интервале глубин 3450–3623 м заключались в описании структуры льда и непрерывном послойном измерении средних размеров сечений зерен в тонких ледяных пластинах, вырезанных вдоль оси керна.

В основе рассмотрения метаморфизма ледяной породы лежит термодинамический принцип стремления системы к минимуму свободной энергии, который в случае минеральных агрегатов выражается в стремлении к уменьшению удельной площади границ кристаллических индивидов (зерен). Наиболее яркое представление о размахе структурных преобразований, происходящих в толще антарктического ледника, дает вертикальный профиль размеров зерен льда, приведенный на рис. 1. Как следует из представленных здесь данных, средний размер зерен в интервале глубин 20–3450 м увеличивается за 600 тыс. лет (оценочный возраст породы на глубине 3450 м [14]) примерно в 100 раз: от 1 до 100 мм в диаметре. Вместе с тем на фоне общей тенденции к увеличению размеров кристаллов льда с глубиной наблюдаются колебания, которые обнаруживают отчетливую корреляцию с изменением изотопного состава льда и концентрации в нем аэрозольных примесей. Сопоставление графиков, приведенных на рис. 1, приводит к заключению, что в пластах льда, которые сформировались в периоды максимумов оледенения и

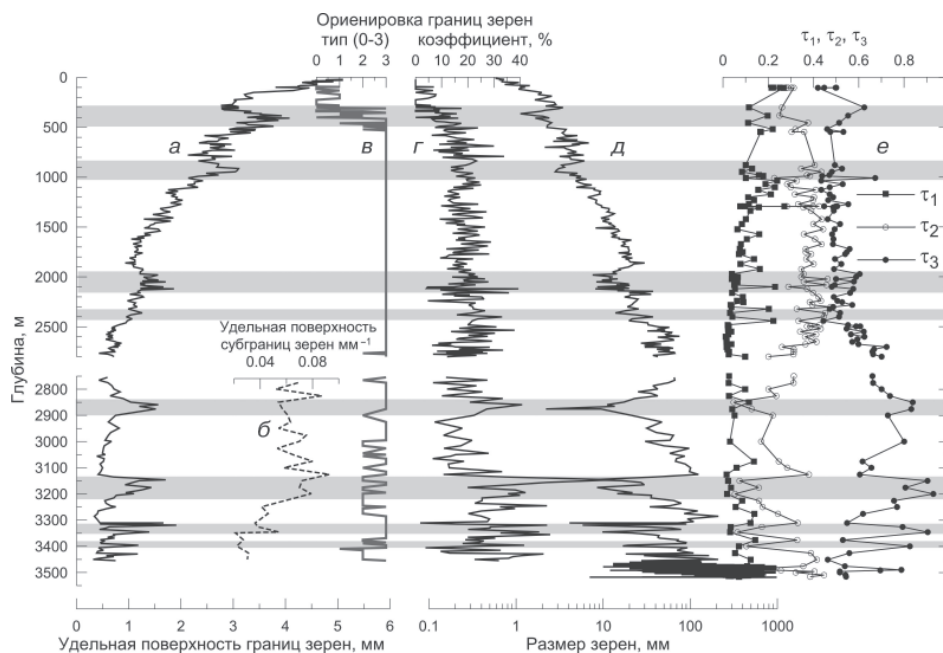


Рис. 2. Характеристики строения льда в районе станции Восток по результатам изучения шлифов, изготовленных из ледяного керна глубокой скважины:

*a* – удельная площадь граничных поверхностей кристаллов ( $\text{мм}^{-1}$ ); *б* – удельная площадь субгранц зерен ( $\text{мм}^{-1}$ ); *в* – тип ориентировки системы граничных поверхностей: изометричная (0), плоскостная (1), плоско-линейная (2), линейная (3); *г* – коэффициент линейной ориентировки системы граничных поверхностей (%); *д* – диаметр кристаллов льда (мм); *е* – нормированные значения параметров распределения Бингхема (1, 2, 3). Затусованные полосы соответствуют пластам льда, выделенным на рис. 1

поэтому имеют высокую концентрацию микрочастиц (выделены на рисунке затусованными полосами), размер ледяных зерен меньше, чем в пластах с ультранизкой концентрацией микрочастиц, сформировавшихся в межледниковья.

По мере роста зерен с глубиной (возрастом) ледяной породы (рис. 2д) и уменьшения удельной площади их границ (рис. 2а), изменяется степень и характер пространственной ориентировки системы межзеренных поверхностей (рис. 2в, г). Изометрическая ориентировка границ зерен наблюдается только до глубины 100–150 м, глубже она сменяется плоскостной, еще глубже – линейно-плоскостной и, наконец, на глубине 700–800 м плавно переходит в линейную, которая и доминирует вплоть до контакта ледникового льда с намерзшей водой озера Восток на глубине 3538 м. Анализ полученных данных показывает, что до глубины примерно 700 м, в условиях малых деформирующих напряжений, доминирует «нормальный» рост зерен, или, иначе говоря, перекристаллизация льда с укрупнением кристаллов [9]. По мере усиления деформаций при движении вниз по разрезу ледника увеличивается плотность дислокаций в кристаллах [4], что вызывает зарождение и развитие малоугловых границ (субгранц). Имеющиеся данные о площади поверхности субгранц в ледяной породе приведены на рис. 2б. Таким образом, глубже 700 м во льду одновременно протекают уже два разнонаправленных процесса: «нормальный» рост зерен и их полигонизация с разделением на части. Полигонизация существенно замедляет результирующую скорость роста зерен глубже 700 м, что хорошо видно из профиля размеров зерен на рис. 2д.

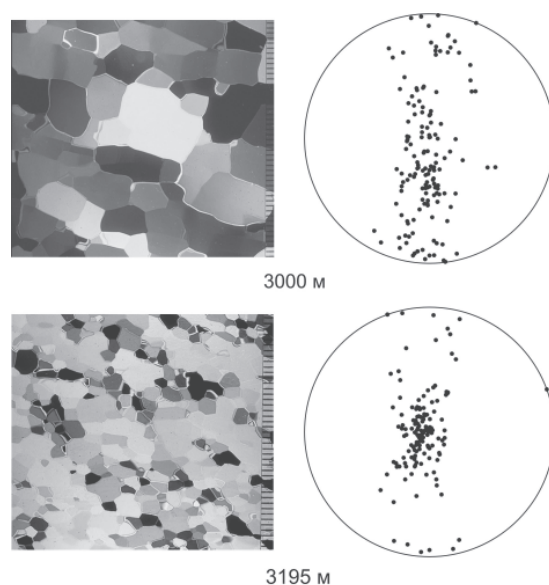


Рис. 3. Типы ледяных тектонитов, обнаруженных в районе станции Восток (микрофотографии шлифов толщиной 0,3 мм в поляризованном свете и диаграммы ориентировок главных кристаллографических осей).

Верхний ряд – типичное строение «межледникового» льда (глубина 3000 м), характеризующееся крупным размером кристаллов, развитием линейной ориентировки системы граничных поверхностей и обилием малоугловых границ, а также поясной ориентировкой главных кристаллографических осей. Нижний ряд – типичная структура «ледникового» льда (3195 м): мелкозернистая с одномаксимумной ориентировкой главных кристаллографических осей и линейной ориентировкой граничных поверхностей

Существенные с точки зрения механических свойств льда различия наблюдаются и в строении ледяных слоев, образовавшихся в разные климатические эпохи. Петротектонический анализ позволил выявить два типа ориентировок главных осей (0001) кристаллов льда в керне станции Восток [10]. Наибольшее распространение в керне имеет поясная ориентировка, характерная для пластов «межледникового», относительно крупнозернистого, льда. Типичное строение агрегатов «межледникового» льда показано на рис. 3 на примере образца с глубины 3000 м. Подобный тип строения возникает в ходе одноосного растяжения льда, реализуемого при конвергенции линий тока льда в ледниковом покрове. В результате такой деформации главные оси кристаллов группируются вокруг плоскости перпендикулярной оси растяжения (совпадает с осью линейной ориентировки граничных поверхностей зерен), что приводит к упрочению ледяного агрегата. Вместе с тем в слоях «ледникового» (мелкозернистого) льда, приуроченных к пикам концентрации микрочастиц (см. затушеванные зоны на рис. 1), была обнаружена тенденция к группированию главных осей кристаллов вокруг вертикального направления (рис. 3, образец с глубины 3195 м). Развитие одномаксимумной ориентировки обычно наблюдается в ходе одноосного сжатия льда в верхней части ледникового покрова вблизи его ледораздела либо в результате простого сдвига в придонных частях ледника. Поскольку станция Восток находится на расстоянии 300 км от ледораздела, образование вертикальных максимумов в ориентировках главных осей кристаллов в изученном керне, по-видимому, связано со вторым из указанных механизмов.

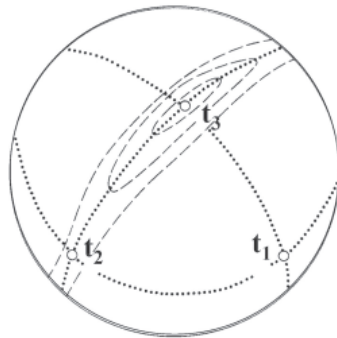


Рис. 4. Ориентировка осей ( $t_1, t_2, t_3$ ) и плоскостей (точечные линии) симметрии в системе распределения Бингхема по отношению к контурам плотностей выхода главных осей кристаллов (пунктирные линии) на поверхности сферы (по [5])

Для количественного описания развития закономерного строения льда в разрезе ледниковой тощи в районе станции Восток нами использовались параметры распределения Бингхема,  $\tau_1, \tau_2, \tau_3$  [5], которые позволяют статистически обоснованно идентифицировать основные типы ориентировок главных кристаллографических осей (равномерную, поясную и одномаксимумную), а также количественно охарактеризовать любые промежуточные распределения ориентировок, обладающие орторомбической симметрией (см. рис. 4). Распределение ориентировок описывается шестью элементами симметричной матрицы  $T$  порядка  $3 \times 3$ , с которой связаны три собственных вектора, определяющие направления главных осей ( $t_1, t_2, t_3$ ) генеральной совокупности ориентировок (рис. 4). В свою очередь, каждому из векторов соответствует собственное число  $\tau$ , пропорциональное плотности ориентировок в этом направлении. В соответствии со схемой, приведенной на рис. 4, в общем случае распределения с орторомбической симметрией  $\tau_1 < \tau_2 < \tau_3$ . Равномерной ориентировке соответствует примерное равенство значений всех трех параметров  $\tau_1 \approx \tau_2 \approx \tau_3$ . Поясная ориентировка характеризуется малым значением 1 и примерно равными большими значениями  $\tau_2$  и  $\tau_3$  ( $\tau_1 \ll \tau_2 \approx \tau_3$ ), а одномаксимумной ориентировке отвечает соотношение  $\tau_1 \approx \tau_2 \ll \tau_3$ .

Нахождение векторов  $t$  и собственных чисел для ориентировок главных осей кристаллов, измеренных на разных горизонтах ледниковой толщи, осуществлялось по методике, изложенной в [5], с помощью специальной компьютерной программы. Распределения по глубине нормированных значений параметров  $\tau_1, \tau_2, \tau_3$  приведены на рис. 2е. Анализ полученных профилей показывает, что в интервале глубин 100–600 м сохраняется близкая к равномерной ориентировка главных осей кристаллов льда. В интервале 600–1000 м получает развитие поясная ориентировка, которая затем доминирует (без дальнейшего усиления с ростом глубины) в интервале глубин 1000–2500 м. Глубже 2500 м на фоне пояса постепенно появляется статистически значимый максимум ориентировок главных осей кристаллов в субвертикальном направлении. В целом распределение ориентировок в интервале глубин 2500–3450 м характеризуется имеющимися у нас данными как переходное от поясного к одномаксимумному. Вместе с тем в слоях мелкозернистого льда, приуроченных к пикам концентрации микрочастиц (выделены затушеванными полосами на рис. 2), соотношение значений параметров распределения Бингхема ( $\tau_1 \approx \tau_2 \ll \tau_3$ ) соответствует строгой одномаксимумной ориентировке главных осей кристаллов, характерной для ледяных тектонитов, испытавших деформацию сдвига.

Благодаря значительному наклону скважины (до  $14^\circ$  в отдельных интервалах глубин), в двух случаях удалось установить ориентацию керна по странам света, используя для этого видимые невооруженным глазом прослойки вулканического пепла (угол наклона их полюсов по отношению к оси керна примерно равен углу наклона скважины) и результаты измерения азимута наклона скважины. Оказалось, что ось линейной симметрии структуры льда, перпендикулярная плоскости группирования главных кристаллографических осей, имеет азимут примерно  $127^\circ$ , что в пределах погрешности определений совпадает с азимутом движения льда в районе станции Восток  $131 \pm 4^\circ$  [1]. Данное наблюдение служит дополнительным подтверждением конвергенции линий тока льда в южной части озера Восток.

Проведенный нами статистический анализ ориентировок главных осей кристаллов убедительно показывает, что различие между двумя типами ледяных тектонитов, весьма несущественное в верхней части разреза, постепенно развивается с глубиной по мере роста сдвиговых напряжений и уменьшения (с ростом температуры) нормальных (растягивающих) напряжений [13]. Это приводит к тому, что на глубинах свыше 2500 м «межледниковые» и «ледниковые» пласты льда резко отличаются по своему строению и, следовательно, механическим свойствам (рис. 3).

#### **МЕХАНИЗМ ВЛИЯНИЯ ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ НЕОДНОРОДНОГО ВЕРТИКАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА**

Эволюция поясных тектонитов в районе станции Восток была воспроизведена с помощью модели, описывающей последовательную вязко-пластическую деформацию ледяного поликристалла [4]. Несмотря на явное завышение степени упорядоченности ориентировки, вследствие игнорирования эффекта полигонизации, модель качественно верно прослеживает развитие закономерного строения в пластах «межледникового» льда. Вместе с тем она не способна описать появление и развитие одномаксимумных тектонитов, приуроченных к слоям льда, которые сформировались в фазы максимального развития оледенений.

Обнаружение слоев со строгой одномаксимумной ориентировкой главных кристаллографических осей дало основание говорить о возможной нестабильности нижней части ледниковой толщи в отношении деформации сдвига [10]. Природа «зон сдвига» в районе станции Восток долгое время оставалась неясной, хотя все данные указывали на то, что неоднородность деформации ледникового массива является следствием вертикальной изменчивости структурных и геохимических характеристик льда, которая, в свою очередь, обусловлена колебаниями климатических условий на поверхности ледника [2, 8]. В настоящей работе мы впервые предлагаем концепцию формирования двух типов ледяных тектонитов в районе станции Восток, основанную на изложенном ниже механизме связи строения ледникового льда с глобальной запыленностью атмосферы.

1. Характерным признаком ледниковых эпох и, в особенности, их заключительных стадий, в которые оледенения достигали максимума своего развития, на протяжении последних четырех климатических циклов являлась повышенная концентрация микрочастиц в атмосфере [12]. В основном это было связано с увеличением общей аридности климата Земли, усилением ветровой активности в районах — источниках пыли и интенсификацией меридионального переноса воздушных масс в ледниковые эпохи. Одной из причин повышенной запыленности атмосферы, особенно в фазы максимального развития оледенений, считают также общее уменьшение количества атмосферных осадков и, как следствие этого, ослабление стока микрочастиц на земную поверхность. Все это приводило к увеличению концентрации пыли во льду, образовавшемся в это время на поверхности ледниковых покровов.

2. Причиной роста зерен во льду, как указывалось выше, является стремление системы (поликристалла льда) к уменьшению свободной энергии за счет уменьшения удельной площади граничных поверхностей кристаллических индивидов. Увеличение среднего размера зерен происходит в результате поглощения мелких зерен крупными. Процесс сопровождается миграцией межзеренных границ (граничных поверхностей), скорость которой  $v$  определяется уравнением:

$$v = \mu\gamma \left( \frac{1}{\langle R \rangle} - \frac{1}{R} \right), \quad (1)$$

где  $R$  и  $\langle R \rangle$  – радиус и средний радиус зерен соответственно,  $\mu$  – подвижность границы,  $\gamma$  – поверхностная энергия.

Уравнение (1) означает, что в поликристаллическом агрегате зерна с радиусом  $R > \langle R \rangle$  растут за счет зерен, радиус которых  $R < \langle R \rangle$ . Следствием этого является параболическая кинетика увеличения среднего размера зерен, которая выражается уравнением

$$\langle R \rangle^2 - \langle R_0 \rangle^2 = 2kt, \quad (2)$$

в котором  $R_0$  – средний начальный радиус зерен в момент времени  $t = 0$ , а  $k$  – экспоненциально зависящая от температуры скорость роста зерен.

При отсутствии примесей (режим классического нормального роста зерен) распределение зерен по их относительным размерам  $R/\langle R \rangle$  остается неизменным и хорошо описывается лог-нормальным законом. Присутствие растворимых примесей сдерживает рост зерен за счет уменьшения подвижности их границ  $\mu$ , однако параметры распределения по размерам остаются неизменными, поскольку растворимые примеси воздействует на все зерна одновременно.

Микрочастицы (нерастворимые примеси) не оказывают воздействия на внутреннюю подвижность межзеренных границ, но способны тормозить их миграцию в том случае, если они расположены на границах, и только в том месте, где они непосредственно находятся. Эффект торможения границ микрочастицами описывается модифицированным уравнением скорости перемещения границ (1), которое принимает вид [7]:

$$v = \mu\gamma \left( \frac{1}{\langle R \rangle} - \frac{1}{R} \pm \frac{1}{R_z} \right), \quad (3)$$

где  $R_z$  – предельный радиус зерен, при котором их рост прекращается, поскольку все участки межзеренных границ блокированы микрочастицами. Очевидно, что значение  $R_z$  определяется соотношением между размером зерен и расстоянием между микрочастицами [7].

Уравнение (3) предполагает, что зерна, размер которых соответствует условию  $(1/\langle R \rangle + 1/R_z) < 1/R < (1/\langle R \rangle - 1/R_z)$ , не будут ни расти, ни сокращаться. В то же время зерна, размер которых превышает верхний из указанных пределов, будут расти за счет зерен, размер которых меньше нижнего предела, но скорость этого роста будет меньше той, которая задается уравнением (1). Следствиями такой модификации закона роста зерен являются, во-первых, отклонение кинетики роста от параболического закона (уравнение 2), а во-вторых – изменение формы распределения зерен по размерам в сторону более узкого распределения с меньшим значением стандартного отклонения [7]. Оба указанных вида отклонений от классического закона нормального роста зерен были зафиксированы при анализе экспериментальных данных, полученных по керну станции Восток. Следовательно-

но, основной причиной климатически обусловленных вариаций размера ледяных зерен по глубине является изменение концентрации нерастворимых микрочастиц во льду. Данный вывод подтверждается наличием тесной антикорреляции между профилями содержания микрочастиц во льду (рис. 1), размером зерен льда (рис. 1 и рис. 2д) и удельной площадью системы их граничных поверхностей (рис. 2а) в керне со станции Восток.

3. Показано [6, 11], что скорость деформации поликристаллического льда при данном напряжении зависит от среднего размера зерен. Эта зависимость учитывается путем введения в степенной закон течения льда Глена дополнительного скалярного коэффициента  $E$ :

$$\dot{\epsilon} = A(T)E\dot{\epsilon}^F(\tau, S), \quad (4)$$

где  $\dot{\epsilon}$  – скорость деформации,  $A(T)$  – коэффициент, экспоненциально зависящий от температуры,  $\dot{\epsilon}^F$  – закон Глена для анизотропного льда, определяющий скорость его деформации как функцию только напряжения  $\tau$  и коэффициента Шмидта  $S$ . Связь параметра  $E$  с диаметром зерен льда  $D$  имеет вид [6]:

$$E = 1 + \omega D^{-m}, \quad (5)$$

где  $m$  – постоянная (для данной температуры) величина, значение которой подбирается экспериментально,  $\omega$  – параметр, определяющий степень влияния размера зерен на скорость деформации льда по общему закону (4). Значение изменяется в пределах от 0 (нет влияния размера зерен) до  $\infty$  (размер зерен полностью контролирует скорость деформации).

Оценочные расчеты, выполненные по уравнениям (4) и (5) с использованием диапазонов значений параметров  $\omega$  и  $m$ , определенных в работе [13], и данных, полученных по керну станции Восток (рис. 1), показали, что различие в вязкости слоев «межледникового» и «ледникового» льда за счет разного размера ледяных зерен становится заметным (составляет ~5 %) уже для слоя, образовавшегося в период последнего максимума оледенения и залегающего в настоящее время на глубине примерно 400 м.

4. Различие в вязкости двух указанных типов льда, при примерно одинаковых деформирующих напряжениях, приводит к разной скорости их деформации, что неизбежно вызывает внутренние сдвиговые напряжения между слоями в леднике. Так закладываются условия для формирования слоев с одномаксимумной ориентировкой главных кристаллографических осей зерен внутри толщи льда, для которой в целом характерно поясное строение ледяных тектонитов.

5. Поскольку плоскости внутреннего скольжения кристаллов, оси которых ориентированы в вертикальном направлении, параллельны плоскости деформации сдвига, возникновение одномаксимумного строения означает дальнейшее размягчение породы (уменьшение ее вязкости). Влияние анизотропного строения льда на скорость его деформации описывается коэффициентом Шмидта  $S$  в уравнении (4) [9].

6. Положительная обратная связь между характеристиками структуры и строения ледяной породы, определяющими ее реологические свойства, усиливается с глубиной залегания льда в связи с ростом сдвиговых и уменьшением растягивающих напряжений в леднике.

Таким образом, глобальные изменения климата, приводящие к существенным колебаниям концентрации пыли в атмосфере Земли, играют важную роль в формировании и развитии зон сдвига в теле антарктического ледникового покрова.

Экспериментальным подтверждением влияния указанных зон на динамику ледникового покрова в данном районе служат аномалии в распределении скорости движения льда по глубине, установленные по данным многолетних наблю-



дений за пространственным положением глубоких скважин на станции Восток [1]. Первые попытки моделирования динамики растекания ледникового покрова с учетом «мягких слоев» были сделаны в работе [13]. Полученные результаты свидетельствуют о существенном влиянии структурной и реологической неоднородности строения ледниковой толщи на расчет возраста льда и оценку изменения мощности антарктического ледникового покрова под воздействием глобальных климатических изменений прошлого.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов петроструктурных исследований ледяного керна со станции Восток показал, что вариации структурных и реологических характеристик антарктического льда по глубине связаны с глобальными климатическими изменениями прошлого.

Определены два основных типа ледяных тектонитов, слагающих ледниковый покров в районе станции Восток (рис. 3). Первый (доминирующий) тип формируется из льда, который образовывался на поверхности ледника в межледниковые периоды. Он характеризуется относительно крупным размером зерен и поясной ориентировкой главных кристаллографических осей. Указанное строение льда соответствует деформации одноосного растяжения, связанной с конвергенцией линий тока льда в южной части подледникового озера Восток. Второй тип тектонитов формируется из льда, образующегося в фазы максимального развития оледенения Земли. Его отличительными признаками являются малый размер зерен и одномаксимумная субвертикальная ориентировка главных кристаллографических осей, соответствующая деформации сдвига.

Установлено, что образование зон сдвига в теле антарктического ледникового покрова связано с глобальным повышением содержания пыли в атмосфере Земли в периоды максимумов оледенений. Формирующиеся в это время слои льда отличаются высокой концентрацией микрочастиц, которые сдерживают миграцию границ и рост ледяных зерен. Мелкозернистый «ледниковый» лед обладает меньшей вязкостью и деформируется легче, чем крупнозернистый «межледниковый». Контраст в механических свойствах указанных слоев усиливается с глубиной по мере развития анизотропного строения ледяных тектонитов двух разных типов и, по-видимому, оказывает значительное влияние на динамику ледникового покрова в этом районе.

*Работа выполнена в рамках проекта 4 подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан»; сотрудничество с французскими учеными осуществлялось в рамках деятельности ЕННЮ «Восток».*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинов К.В., Марков А.Н. Зоны динамической активности в ледниковом покрове Антарктиды в районе ст. Восток // Антарктика. 1990. Вып. 29. С.79–89.
2. Липенков В.Я., Барков Н.И., Саламатин А.Н. История климата и оледенения Антарктиды по результатам изучения ледяного керна со станции Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2000. Вып. 72. С.173–230.
3. Салтыков С.А. Стереометрическая металлография. М.: Металлургия, 1970. 145 с.
4. De La Chapelle S., Castelnaud O., Lipenkov V., Duval P. Dynamic recrystallisation and texture development in ice as revealed by the study of deep ice cores in Antarctica and Greenland // Journal of Geophysical Research. 1998. Vol.103. № B3. P. 5091–5105.
5. Cheeney R.F. Statistical methods in geology. London: George Allen & Unwin, 1972. 169 p.

6. *Cuffey K.M., Conway H., Gades A., Hallet B., Raymond C.F., Whitlow S.* Deformation properties of subfreezing glacier ice: role of crystal size, chemical impurities, and rock particles inferred from in-situ measurements // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol.105. № B12. P. 27895–27915.
7. *Durand G., Weiss J., Lipenkov V., Barnola J.M., Krinner G., Parrenin F., Delmonte B., Ritz C., Duval P., Rothlisberger R., Bigler M.* Effect of impurities on grain growth in cold ice sheets // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111. № F01015. doi:10.1029/2005JF000320, 2006.
8. *Lipenkov V.Ya.* Atmospheric aerosol and vertical structure of the Antarctic ice sheet // *Global Concerns: Abstracts of Conference on Antarctic Science.* Bremen, 1991. P. 90.
9. *Lipenkov V.Ya., Barkov N.I., Duval P., Pimienta P.* Crystalline texture of the 2083 m ice core at Vostok Station // *Journal of Glaciology.* 1989. Vol. 35. № 121. P. 392–398.
10. *Lipenkov V.Ya., Barkov N.I.* Internal structure of the Antarctic Ice Sheet as revealed by deep core drilling at Vostok Station // *Lake Vostok Study: Scientific Objectives and Technological Requirements: Abstracts of International Workshop (AARI, St. Petersburg, Russia, 24-26 March 1998).* 1998. P. 31–35.
11. *Montagnat M., Duval V.* The viscoplastic behaviour of ice in polar ice sheets // *C. R. Physique.* 2004. Vol. 5. P. 699–708.
12. *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. Vol. 399. № 6735. P. 429–436.
13. *Salamatin A.N., Malikova D.R.* Structural dynamics of an ice sheet in changing climate // *Матлы гляциол. исслед.* 2000. № 89. С.112–128.
14. *Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Lipenkov V.Ya., Petit J.R.* Vostok (Antarctica) ice-core time-scale from datings of different origins // *Ann. Glaciol.* 2004. Vol. 39. P. 283–292.
15. *Simoës J.C., Petit J.R., Souchez R., Lipenkov V.Ya., De Angelis M., Liu L., Jouzel J., Duval P.* Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the glacier ice from Vostok core // *Ann. Glaciol.* 2002. Vol. 35. P. 340–346.

*V.YA.LIPENKOV, E.V.POLYAKOVA, P.DUVAL, A.V.PREOBRAZHENSKAYA*

#### INTERNAL STRUCTURE OF THE ANTARCTIC ICE SHEET IN THE VICINITY OF VOSTOK STATION FROM THE DEEP-ICE CORE THIN-SECTION STUDIES

*It is shown that development of shear zones in the Antarctic ice sheet is linked with global increase of the dust concentration in the atmosphere during past glacial maxima. The ice strata forming in these periods are characterized by high impurity load, small ice-grain sizes, single-maximum c-axis orientation and low viscosity.*