Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
т. LXXXVI, 1981 г.

УДК 552 + 551.582(99)

О ЗАВИСИМОСТИ ПЕТРОСТРУКТУРЫ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА ОТ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ В РАЙОНЕ СТАНЦИИ ВОСТОК

В.Г.ПОРТНОВ

Реконструкция палеоклиматических условий формирования ледников в настоящее время базируется на результатах изотопных исследований льда, изучения температурного поля ледникового покрова, спорово-пыльцевого анализа и закономерностей изменения содержания минеральных микрочастиц по глубине [3, II, 20]. В предлагаемой работе сделана попытка решить этот вопрос на основе петроструктурных исследований кернов льда скважин на 356 км по профилю Мирный-Восток и на станции Восток в Антарктиде[x].

Исследования проводились на широкоформатных шлифах (9 x I2 см) по принятой в петрографии методике. Средняя площадь горизонтального сечения зерен определялась по пятидесяти замерам максимального и минимального значений осей сечения кристаллобластов[xx]. Так как в шлифах сечение зерна редко соответствует наибольшему диаметру, то вычисленный таким путем средний размер кристалла будет несколько ниже истинного. Для уменьшения этой разницы из подсчетов были исключены индивиды, размер которых ниже среднего в пять раз. Подобная методика была использована А.Гоу [I7] при исследовании ледяных пород на станциях Бэрд, Плато, Южный полюс, что позволяет сопоставить результаты наблюдений.

Основные особенности строения ледникового покрова в районе станции Восток описаны в ряде работ [4-7], а петрографическая характеристика льда как горной породы по всему разрезу рассмотрена автором [I3-I5]. В этой связи целесообразно остановиться лишь на закономерностях изменения размеров зерен льда относительно глубины, фактически представляющих зависимость размеров зерен от возраста.

До интервала I40,0-I45,0 м площадь горизонтального сечения кристаллов увеличивается пропорционально нарастанию глубины (рис.I). Ниже ука-

[x] Глубина скважин соответственно равна 75 и 952,5 м.

[xx] Кристаллобласты – зерна, возникшие в процессе бластеза, т.е. перекристаллизации в твердом состоянии.

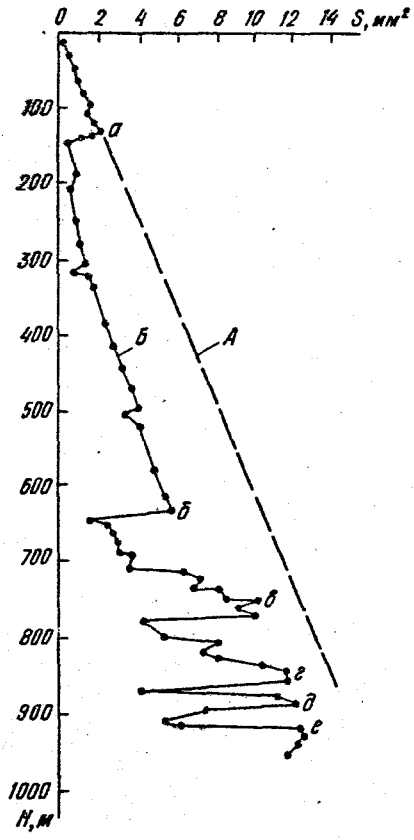


Рис.1. Зависимость площади горизонтального сечения кристаллов льда S от глубины H

занной границы наблюдается резкое сокращение величины кристаллобластов, пространственно совпадающее с первой зоной кристаллизационной сланцеватости. Как было показано ранее [I3, I5], уменьшение размеров зерен (грануляция) связано с рекристаллизацией ледяных пород. Последняя обусловлена горизонтально ориентированными скалывающими напряжениями, которые приводят к пластическому течению льда только в пределах зон сланцеватости. К похожим выводам пришли и американские исследователи, проводившие наблюдения в районе станции Бэрд [2, I6, I8], правда, они не затрагивали механизм явлений перекристаллизации.

Ниже по разрезу до глубины 639,5 м отмечается дальнейшее увеличение параметров зерен в зависимости, близкой к прямолинейной. Отклонение от этой закономерности наблюдается в интервалах 319,5-321,7 и 497-503,8 м, что, как и в первом случае, пространственно связано с зонами кристаллизационной сланцеватости (рис.I). Характерно, что наклон рассматриваемого графика в пределах I45,0-639,5 м близок к наклону кривой в границах 0-I40,0 м. Это свидетельствует о сопоставимой скорости роста кристаллобластов в границах всего интервала, составляющей 0,0I-0,03 мм^2/м.

Следовательно, до глубины 639,5 м в толще ледника отмечаются весьма похожие условия роста зерен, позволяющие говорить о изотермическом характере этих условий в целом. Резкие перегибы кривой изменения площади горизонтального сечения кристаллобластов связаны с грануляцией льда в зонах кристаллизационной сланцеватости.

В интервале 639,5-9I7,7 м характер кривой зависимости площади сечения зерен от глубины (возраста) существенно отличается от рассмотренного. В первую очередь это касается того факта, что уменьшение величины кристаллов льда отмечается только в пределах зон сланцеватости (рис.I). На участках разреза, не затронутых динамическими воздействиями (рис.I), размер кристаллобластов находится в пределах, соответствующих условиям роста на глубине I45,0-639,5 м. Это вытекает из того обстоятельства, что продолжение линии $Б$ достаточно хорошо ложится в точки $в$, $г$, $д$, $е$, сохраняя в первом приближении параллельность с прямой $А$. Характерно, что относительные скорости роста зерен между этими точками хорошо совпадают

со скоростями роста вдоль линий *А* и *Б* и находятся в диапазоне 0,02-0,03 мм^2/м. В зонах кристаллизационной сланцеватости соответствующие скорости роста имеют значительно большие значения (0,05-0,09 мм^2/м), что связано с существенно большей поверхностной энергией зерен, подвергшихся динамическим воздействиям, грануляции и последующему росту за счет напряженных индивидов.

Исходя из сказанного, можно с полным основанием утверждать, что зоны кристаллизационной сланцеватости в интервале 190,4-917,7 м являются более молодыми образованиями, нежели зона сланцеватости на глубине 145,0-190,4 м, которой соответствует перегиб графика в точке *а*. Важно и второе обстоятельство. Динамические напряжения, обуславливающие течение льда на глубине 145,0-190,4 м, действуют постоянно. Это следует из того факта, что резкое сокращение размеров зерен, начавшееся в точке *а*, не ограничивается в пределах только первой зоны сланцеватости, а распространяется на весь разрез (рис.1). Подтверждает такой вывод и тот факт, что при кратковременном одноактном динамическом воздействии на ледяные породы явления грануляции ограничены рамками зоны сланцеватости. За их пределами параметры зерен льда как бы восстанавливаются и точки на кривой, фиксирующие границы зон, лежат на одной линии. Именно такая картина характерна для всех, за исключением верхней, зон кристаллизационной сланцеватости.

Рассматривая характер изменения величины зерен по всему разрезу, нельзя не заметить, что переход недеформированных разностей льда к зонам сланцеватости сопровождается резким сокращением размеров ледяных частиц. Этот процесс совершается весьма энергично и по мощности захватывает участки длиной не более 5,0 м. Этим, собственно, и объясняется наличие на графике перегибов. С глубины 917,7 м наблюдается постепенное сокращение размеров зерен от 12,6 мм^2 на горизонте 920,0 м до 11,5 мм^2 на глубине 952,5 м. В отличие от уже рассмотренного, этот процесс происходит весьма плавно при относительной („отрицательной") скорости роста 0,029 мм^2/м (рис.1). Объяснить этот факт явлениями грануляции не представляется возможным, так как связанные с ними сланцеватые текстуры, характерные микрокристаллические структуры, следы катаклаза и динамометаморфизма в этой части разреза отсутствуют.

Тесная взаимосвязь абсолютной скорости роста зерен в кристаллическом агрегате с температурой среды в настоящее время доказана однозначно. В общем случае размер кристаллического индивида является функцией температуры и времени (возраста). Иллюстрацией к сказанному служит яркий пример из учения о метаморфизме пород: „При энергии активации E = = 100 ккал/моль для завершения реакции, протекающей при 300 °С за 1 с, при температуре 200 °С потребуется почти 4 года, а при E = 200 ккал/моль... уже более 400 млн.лет!" [8, с.7].

Лед весьма чутко реагирует на изменение температуры и по способности к перекристаллизации занимает первое место среди нерудных минералов [10]. Вполне естественным будет предположение о зависимости величины кристаллобластов льда и абсолютной скорости их роста от палеотемпературных условий

формирования ледника в целом. Иными словами, достаточно продолжительное повышение или понижение температуры окружающей среды должно соответствующим образом сказаться как на размерах ледяных частиц, так и на скорости их роста.

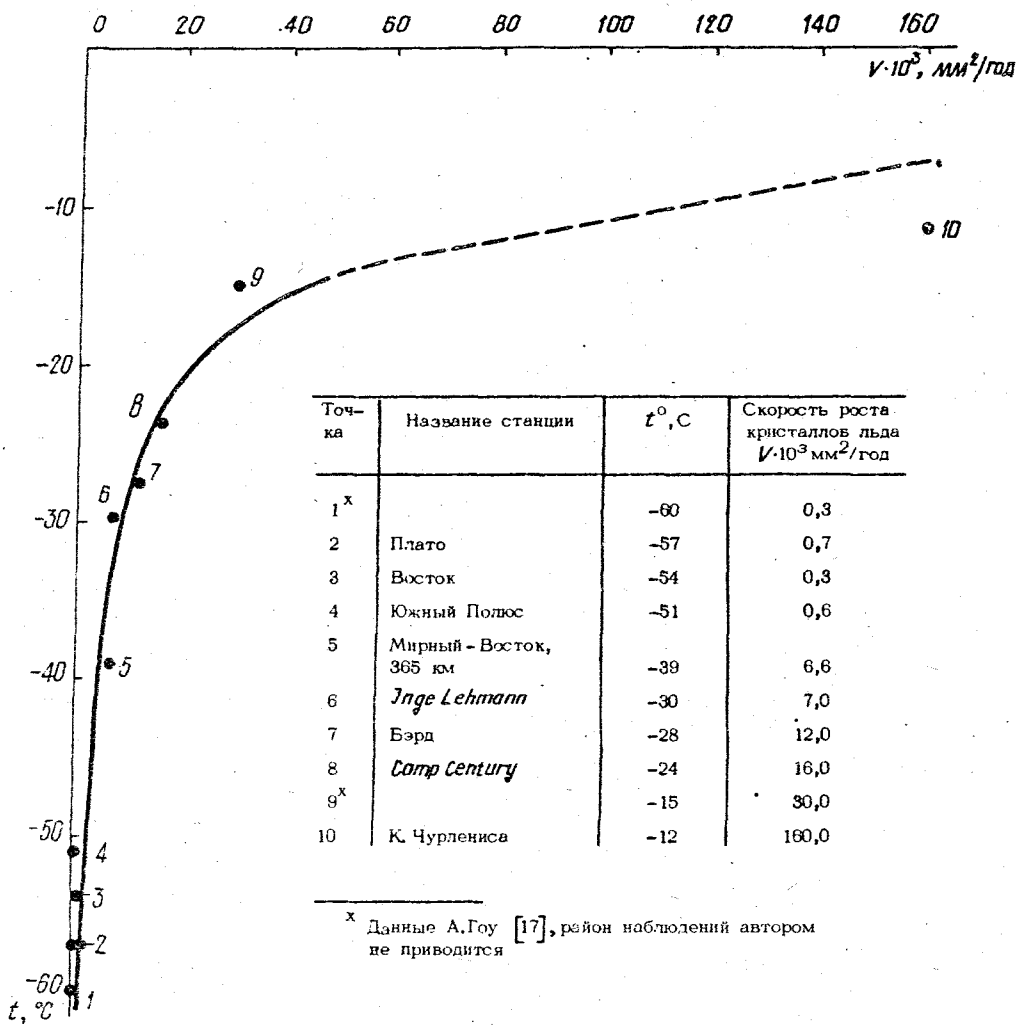
Возраст льда для конкретного горизонта нами определялся по плотности ледяных пород и среднемноголетней скорости снегонакопления. По данным снегомерных наблюдений [I], подтвержденных исследованиями по радиоактивности снега [9], для района станции Восток накопление составляет 2 г/см^2 в год. Отчетливо представляя существенную неточность такого подхода к определению возраста, мы вынуждены прибегнуть к нему по той причине, что аналогичной методикой пользовался А.Гоу [I7] при подсчете абсолютной скорости роста зерен льда.

Исходя из сказанного, возраст льда на глубине 952,5 м составляет около 45000 лет. Следовательно, средняя абсолютная скорость роста зерен до глубины 917,7 м составляет 0,0003 мм^2/год. Это примерно в два раза меньше, чем на станциях Плато (0,0007 мм^2/год) и Южный Полюс (0,0006 мм^2/год), находящихся в сопоставимых условиях [I7], и обусловлено рекристаллизацией льда в пределах самой верхней зоны кристаллизационной сланцеватости. Отнесение среднего размера зерен (II,5 мм^2) на глубине 952,5 м к возрасту дает среднюю скорость роста 0,00026 мм^2/год. Такого рода несоответствие скоростей роста зерен в рамках всего разреза (0,0003 мм^2/год) и на рассматриваемой глубине обусловлено, на наш взгляд, изменением палеотемпературных условий в процессе формирования оледенения в целом. Иными словами, около 43360 лет назад, что соответствует глубине 917,7 м, среднегодовая температура в районе станции Восток была ниже существующей в настоящее время.

Для выяснения этой величины нами построен график (рис.2). В диапазоне температур от -I5 до -30 °С кривая зависимости скорости роста зерен льда от среднегодовой температуры окружающей среды характеризуется отчетливо выраженным изгибом. Ниже указанного интервала кривая асимптотически приближается к нулю, хотя в земных условиях не может его достичь, так как лед имеет заметную скорость перекристаллизации при температуре, равной половине абсолютной температуры плавления [I2]. При температуре выше минус I0-I5 °С наблюдается резкое увеличение скорости роста кристаллобластов (рис.2), которая при температуре, близкой к точке плавления льда (-3 °С), на несколько порядков выше максимальных значений, приведенных на графике [I9].

Таким образом, абсолютная скорость роста зерен льда связана со среднегодовой температурой окружающей среды зависимостью, близкой к гиперболической. В этом случае скорость роста зерен на глубине 952,5 м, равная 0,00026 мм^2/год, соответствует среднегодовой температуре окружающей среды примерно -59 °С.

Исследования петроструктурных особенностей льда свидетельствуют, что около 45000 лет назад в районе станции Восток среднегодовая температура окружающей среды была ниже существующей в настоящее время примерно на 4 °С. Определить нижнюю границу периода похолодания в настоящее время не



Точка	Название станции	t°, С	Скорость роста кристаллов льда $V \cdot 10^{3}$ мм^2/год
1[x]		-60	0,3
2	Плато	-57	0,7
3	Восток	-54	0,3
4	Южный Полюс	-51	0,6
5	Мирный - Восток, 365 км	-39	6,6
6	*Inge Lehmann*	-30	7,0
7	Бэрд	-28	12,0
8	*Camp Century*	-24	16,0
9[x]		-15	30,0
10	К. Чурлениса	-12	160,0

[x] Данные А.Гоу [17], район наблюдений автором не приводится

Рис.2. Связь скорости роста кристаллобластов льда со среднегодовой температурой воздуха

представляется возможным, так как отсутствует керн, поднятый с более глубоких горизонтов. Можно только утверждать, что похолодание в районе станции Восток, имевшее место 45000 лет назад, продолжалось более 1640 лет.

В заключение хочется еще раз подчеркнуть, что устойчивая взаимосвязь процессов перекристаллизации с укрупнением зерен с температурой и возрастом является аксиомой в теории метаморфизма не только горных пород, но и металлов, керамики и шлаков. Н.Б.Вассоевич указывает: „В настоящее время обоим этим факторам [температуре и возрасту], из которых один является самым действенным, а второй играет роль множителя, надо уделять особое внимание при изучении изменения свойств л ю б ы х пород и л ю б ы х их компонентов, а не только наиболее чутко реагирующего на температуру

органического вещества углей" [8, с.7]. В этом смысле лед, как ни одна из горных пород, легко воспринимает колебания температуры и представляет обширное поле деятельности при изучении вопросов взаимосвязи температуры, возраста и структурного рисунка ледяных пород. Естественно, что приведенные здесь данные нуждаются в уточнении и сопоставлении с другими методиками, в частности, с изотопными исследованиями. Однако принципиальная возможность решения палеоклиматических задач методом петроструктурных исследований, на наш взгляд, представляется вполне реальной и достаточно перспективной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянов В.Г. О величине осадков и накопления снега на станции Восток. – Информ. бюлл. САЭ, 1969, № 72.

2. Бадд У.Ф. Динамика масс льда. Л., Гидрометиздат, 1975.

3. Бадд У.Ф., Дженсин Л., Янг Н.У. Расчет температурного профиля по данным скважины на станции Восток. – Информ. бюлл. САЭ, 1975, № 90.

4. Барков Н.И. Предварительные результаты бурения ледникового покрова на станции Восток. – Информ. бюлл. САЭ, 1970, № 80.

5. Барков Н.И. Результаты исследования скважины и ледяного керна на станции Восток в 1970–1972 гг. – В кн.: Материалы гляциологических исследований. Сер. хроника, обсуждения. Изд. ин-та географии АН СССР, 1973, вып. 22.

6. Бочкарев А.И. Об особенностях формирования и строения верхних слоев ледникового покрова в центральной части Антарктиды. – Труды САЭ, 1974, т. 62.

7. Бочкарев А.И. Кристаллооптическая ориентировка ледникового покрова в центральной части Антарктиды. – Труды САЭ, 1974, т. 62.

8. Вассоевич Н.Б. Диагенез и катагенез осадочных образований. Предисловие. М., Мир, 1971.

9. Виленский В.Д., Емельянов В.В., Королев П.А. Определение скорости снегонакопления в районе станции Восток по радиоактивности снега. – Информ. бюлл. САЭ, 1970, № 79.

10. Григорьев Д.П. Онтогения минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1961.

11. Изотопно-кислородные исследования 500-метрового ледяного керна из скважины на станции Восток / Н.И.Барков, Ф.Г.Гордиенко, Е.С.Короткевич, В.М.Котляков. – Информ. бюлл. САЭ, 1975, № 90.

12. Мак-Лин Д. Метаморфизм в металлах. – В кн.: Природа метаморфизма, М., Мир, 1967.

13. Портнов В.Г. Строение ледникового покрова в районе станции Восток. – Труды САЭ, 1975, т. 65.

14. Портнов В.Г. Природа воздушных включений в ледниковом покрове Антарктиды. – Записки ЛГИ, 1976, т. 71, вып. 2.

15. Портнов В.Г. Природа оптической ориентировки кристаллов льда в ледниковом покрове континентальной Антарктиды. – Записки ЛГИ, 1977, т. 74, вып. 2.

16. Gow A.J., Ueda H.T. and Garfield D.E. Science, vol.161, 1968.

17. G o w A.J. Research Report, 300, 1971.
18. G o w A.J. J.Antarctic, vol.6, N 5, 1971.
19. T a m m a n G. und D r e y e r K.L. L.anorg.allgem. Chem., Bd. 182, 3, 1929.
20. T h o m p s o n L.G., H a m i l t o n W.L. and B u l l C. J.Glaciology, vol.14, 72, 1975.