

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.56

Формирование изотопного состава снега на ледниках Арктики (на примере Шпицбергена и Северной Земли)

© 2014 г. В.И. Николаев, Н.И. Осокин, Э.П. Зазовская

Институт географии РАН, Москва

*dr.v.nikolaev@mail.ru**Статья принята к печати 22 сентября 2013 г.*

Вертикальный изотопный градиент, полярные ледники, снежный покров, стабильные изотопы.
Altitudinal gradient, polar glaciers, snow cover, stable isotopes.

Проведены изотопные исследования снежного покрова Шпицбергена по нескольким маршрутам: от берега до ледораздела системы Гренфьорд–Фритьоф и от пос. Баренцбург до отрогов горы Улаф. Полученные результаты сопоставляются с более ранними данными по снежному покрову архипелага Северная Земля. Показана неоднозначность процессов конденсации осадков, выпадающих на полярные ледниковые купола. Отмечаются случаи как наличия, так и отсутствия вертикального изотопного градиента. Во внеледниковой зоне арктических островов сильнейший ветровой перенос определяет случайное распределение значений изотопного состава снега. Полученный разброс значений по проведённым маршрутам практически перекрывает диапазон величин изотопного состава свежевывающего снега, характерных для исследуемых районов.

Введение

В 1961 г. Международное агентство по атомной энергии (МАГАТЭ) совместно со Всемирной метеорологической организацией (ВМО) инициировали широкомасштабную программу по сбору атмосферных осадков и их изотопным исследованиям. Анализ данных 30-летних исследований стабильных изотопов в осадках свидетельствует о тесной корреляционной связи между температурой приземного воздуха, количеством осадков и их изотопным составом. В настоящее время эта зависимость используется для количественных реконструкций палеоклимата по архивам древних атмосферных осадков: полярным ледниковым кернам [12, 21]; подземным льдам [18]; почвенным карбонатам [6]; фосфатам костей млекопитающих [15] и др. В ряде регионов изотопные исследования по продолжительности (30 лет) сопоставимы с флуктуациями современного климата. Кроме того, долговременные тренды изменений изотопного состава атмосферных осадков следуют за долговременными колебаниями температуры приземного воздуха и количеством осадков, подтверждая важность стабильных изотопов как климатического индикатора [19]. В ближайшие

годы следует ожидать включения в климатические справочники, наряду со сведениями о температуре, влажности и других параметрах, данных об изотопном составе атмосферных осадков. Современные циклы изотопов воды уже включены в модели общей циркуляции атмосферы [9–11, 13 и др.].

В настоящее время модельные результаты достаточно хорошо согласуются с натурными наблюдениями. Изучение архивов древних атмосферных осадков даёт уникальную возможность реконструировать не только полярные палеотемпературы, но и поля изотопного состава кислорода этих осадков. Аномалии последних относительно современных полей могут быть положены в основу моделирования особенностей общей циркуляции атмосферы прошлого.

Между содержанием стабильных изотопов в атмосферных осадках и температурой их конденсации существует определённая зависимость. Следствием влияния этой зависимости на распределение изотопного состава в осадках служат высотный, широтный, континентальный и другие изотопные градиенты. Высотный изотопный градиент при выпадении атмосферных осадков определяется как

изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD на 100 м высоты. Он неодинаков для районов с разными климатическими условиями. Значения $\delta^{18}\text{O}$, как правило, варьируют от 0,15 до 0,5 ‰. Знание этого градиента необходимо для учёта влияния изменения высоты поверхности и движения ледника в прошлом на эволюцию изотопного состава его льда.

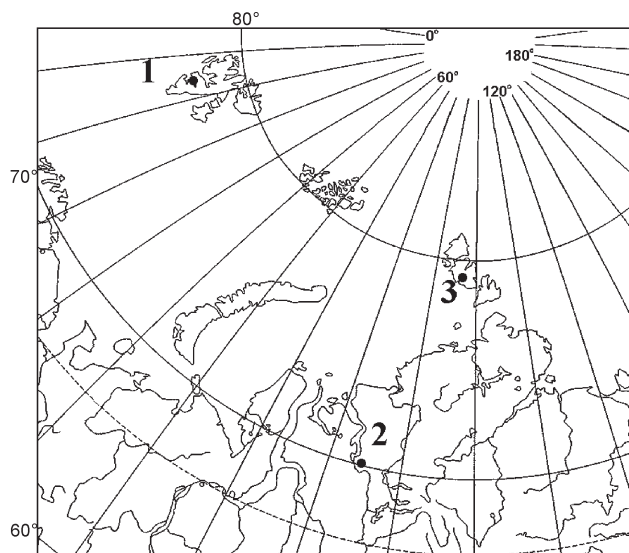
Методы исследований и характеристика образцов

Для изотопных исследований отбирались пробы снега на разных высотных уровнях ледников Шпицбергена и ледниковых куполов Северной Земли, а также во внеледниковой зоне (низовья р. Енисей, Северная Земля и Шпицберген) (рисунок). Изученные пробы представляли собой цилиндр снега, вырезанный из снежно-фирнового слоя от поверхности снега до первого мощного ледяного слоя (грунта). Пробы полностью растапливались в герметически закрытых полиэтиленовых пакетах при комнатной температуре. Часть талой воды отливалась в герметичные пластиковые банки, вместимостью 30 мл, которые до начала аналитических работ хранили в холодильнике.

Изотопный состав определялся масс-спектрометрическим методом. Пробы воды изотопно уравнивались в термостате с углекислым газом или водородом соответственно в случае изотопного анализа кислорода или водорода. Полученный в результате изотопного уравнивания газ (CO_2 или водород) анализировался на масс-спектрометре Finigan DELTAplus. Результаты представлены как относительные отклонения содержания тяжёлого изотопа ($\delta^{18}\text{O}$ или δD) в образце от стандарта V-SMOW в промилле. Достигнутая методическая воспроизводимость (σ) не превышала $\pm 0,1$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и $\pm 0,5$ ‰ для δD . Результаты аналитических исследований приведены в таблице.

Исследования на ледниках

При количественной интерпретации изотопных данных по ледяным кернам следует учитывать многие палеогеографические особенности изучаемой эпохи. Причинами вариаций изотопного состава кислорода ледникового керна могут быть: изменения температуры, толщины ледника, процессов аккумуляции, температуры поверхностных вод, уровня Мирового океана, характера влагопереноса, соотношения количества зимних и летних осадков и другие факторы. Многие из них поддаются, по крайней мере, полуколичественной оценке и при расчётах палеотемператур позволяют вводить соответствующие поправки. Однако раз-



Районы отбора проб снежного покрова:

1 – Шпицберген (ледниковая система Гренфьорд–Фриттьоф от берега Гренфьорда до высоты 400 м; по маршруту пос. Баренцбург – отроги горы Улаф до высоты 200 м); 2 – долина р. Енисей между 68° и 71° с.ш.; 3 – архипелаг Северная Земля (ледниковый купол Вавилова и по маршруту ледниковый купол Вавилова – о. Средний)

Location of snow sampling sites:

1 – Svalbard (Gronfjord – Fridtjov glacier from Gronfjorden coast till altitude 400 m above sea level; from Barentsburg settlement till foothills of Olav mountain, 200 m above sea level); 2 – the Yenisei river valley between 68° and 71° N; 3 – Severnaya Zemlya archipelago (Vavilov ice dome and along road Vavilov ice dome – Srednij island)

работка системы поправок в каждом конкретном случае требует значительных методических исследований, которые по разным причинам часто остаются за рамками научных публикаций.

Длительное время специалисты Института геологии Эстонской академии наук исследовали изотопный состав кислорода атмосферных осадков, снега, фирна и льда на ледниках Шпицбергена и ледниковых куполах Северной Земли. Они установили связь между средними значениями изотопного состава кислорода ледяного керна и осреднёнными по десятилетиям температурами воздуха на метеостанции Баренцбург. Это имело важное методическое значение, так как подтвердило возможность качественной палеоклиматической интерпретации изотопно-кислородных данных по кернам глубоких скважин на ледниках Арктики; подробнее смотри работы [2, 3]. Однако при палеогеографических реконструкциях мы должны учитывать, что изменение высоты ледникового купола также вызывает вариации значений изотопного состава выпадавших на него атмосферных осадков. Кроме того, водяной пар из различных источников имеет разный изотопный состав.

Результаты изотопных исследований проб снега с различных высот ледниковой системы Гренфьорд–Фритьоф и по маршрутам во внеледниковой зоне

Высота H , м	δD , ‰	$\delta^{18}O$, ‰
<i>Ледниковая система Гренфьорд–Фритьоф (май 2008 г.)</i>		
387	–79,4	–11,67
357	–76,0	–11,04
324	–80,5	–11,69
299	–80,3	–11,61
296	–73,7	–10,99
354	–79,0	–11,29
261	–74,8	–10,59
182	–84,4	–11,87
118	–79,1	–11,09
14	–93,8	–13,43
<i>Пос. Баренцбург – отроги горы Улаф (апрель 2010 г.)</i>		
198	–93,2	–13,0
181	–94,0	–12,9
168	–53,4	–7,5
157	–92,5	–12,9
135	–84,9	–12,0
110	–112,5	–15,9
87	–84,3	–12,0
70	–98,7	–13,3
1	–130,8	–17,2
<i>Ледниковый купол Вавилова – о. Средний (апрель 1988 г.)</i>		
200		–17,5
75		–14,4
10		–18,6
20		–16,6
2		–20,8
2	–	–20,3
2		–16,5
2		–20,4
2		–21,2
2		–24,2

Цель настоящей работы, с одной стороны, изучить процессы конденсации на поверхности конкретных ледников «местной» влаги, а с другой – получить дополнительную информацию о формировании снежного покрова по изотопным данным. Иными словами: мы попытались показать возможные причины (далеко не все, см. также [10]) возникновения «фиктивных» изотопных (температурных) пиков на палеоклиматических кривых.

В 2008 г. были выполнены изотопные исследования снега ледниковой системы Гренфьорд–Фритьоф, расположенной в кутовой части ледника Гренфьорд (Шпицберген). Логично предположить, что на ледниках, расположенных на низких гипсометрических уровнях (0–600 м), высотный изотопный градиент отсутствует, а выпадающий снег как в верховьях ледников, так и на их краях формируется на одном и том же высотном уровне конден-

сации осадков. По этой причине на северо-западном склоне купола Девон (Арктическая Канада) и в краевой зоне Антарктиды для современного снега в областях его аккумуляции не обнаружено какой-либо зависимости изотопного состава от высоты [8, 14, 16 и др.]. Однако близость открытого моря и частые адвективные туманы на ледниках полярных архипелагов позволяют предположить значительную роль иных процессов конденсации атмосферной влаги. Наши изотопные исследования [5] показали, что для гренландского снега вклад «местной» влаги, испарившейся с поверхности Девисова пролива, может достигать 15%; близкие значения получены и для ледникового купола Девон [14].

Пробы в пределах ледниковой системы Гренфьорд–Фритьоф отбирались в апреле и мае и характеризовали весь слой аккумуляции с сентября 2007 г. по май 2008 г. Результаты изотопных исследований приведены в таблице. Рассчитанный по этим данным коэффициент регрессии δD – $\delta^{18}O$

$$\delta D = (7,07 \pm 0,93)\delta^{18}O + (1,45 \pm 0,51) \quad (1)$$

в пределах точности соответствует коэффициенту, полученному для атмосферных осадков, собранных на метеостанции Исфьёрд Радио (78,07° с.ш., 13,63° в.д., 6 м над ур. моря) [20]:

$$\delta D = (6,75 \pm 0,23)\delta^{18}O + (-3,25 \pm 2,30). \quad (2)$$

Однако свободные члены уравнений (1) и (2) заметно различаются, что свидетельствует о процессах переработки снега, выпавшего на поверхность ледника. Другая вероятная причина – уравнение (1) получено путём изучения среднемесячных проб атмосферных осадков, а уравнение (2) – среднезимних.

Изотопный состав снега (δD и $\delta^{18}O$) для интервала 118–387 м над ур. моря показывает слабую зависимость его значений от высоты поверхности H ледника (в случае δD значение $r = 0,269$, а в случае $\delta^{18}O$ – $r = -0,093$). Для точки 14 м над ур. моря (морена ледника) получены заметно более «негативные» (отвечающие более холодным условиям конденсации снега) значения $\delta^{18}O$ и δD (см. таблицу). Согласно предварительным данным, это можно объяснить потерей части «тёплого» осеннего снега из-за таяния и стока талой воды, что «фиктивно» искажило средние значения для этой точки по сравнению с вышележащими. Другие причины – вероятный метелевый перенос значительной части холодного зимнего снега вниз по склону и его аккумуляция у подножия ледника. Отсутствие высотного изотопного градиента в снежном покрове ледниковой системы Гренфьорд–Фритьоф позволяет предположить, что снег формируется

здесь на едином уровне конденсации атмосферного пара (1000–1500 м). Процессы конденсации влаги, испарившейся с поверхности открытого моря (полыньи), заметно не влияют на изотопный состав снега в районе исследований.

Ранее аналогичные исследования были выполнены одним из авторов на Северной Земле (купол Вавилова, высота от 160 до 700 м). Первоначально отбирались пробы свежевыпавшего снега в маловетренную погоду на вершине купола и на его северо-западном склоне. Для первого снегопада связь между изотопным составом кислорода свежевыпавшего снега и высотой мест отбора обнаружена, для второго снегопада коэффициент регрессии составил $-0,28 \pm 0,13 \text{ ‰}/100 \text{ м}$, что свидетельствовало о неоднозначности процессов конденсации осадков, выпадающих на ледниковые купола Северной Земли. В начале апреля 1988 г. отобраны пробы снега по маршруту, пересекающему купол Вавилова. На наветренном юго-западном склоне купола зафиксирована статистически значимая зависимость значений $\delta^{18}\text{O}$ снега от высоты над уровнем моря ($r = -0,74$); изотопный градиент был равен $-0,17 \pm 0,05 \text{ ‰}/100 \text{ м}$.

По данным метеонаблюдений на Северной Земле, вертикальный термический градиент равен $0,27 \text{ °C}/100 \text{ м}$, а средняя температура приземного воздуха в холодное время года (IX–III) в районе исследований близка к -20 °C (Н.Н. Брызгин, ААНИИ, личное сообщение). Использование коэффициента фракционирования изотопов в случае влажно-адиабатического охлаждения воздушных масс при -20 °C , равного $-0,67 \text{ ‰}$ [7], даёт расчётное значение высотного изотопного градиента $0,18 \text{ ‰}/100 \text{ м}$. Таким образом, для холодного периода года подтверждается модель формирования высокоширотных осадков В. Дансгора [7]. Установлено, что генезис атмосферных осадков, выпадающих на ледниковые купола Северной Земли, обусловлен орографическим эффектом, в результате которого происходит влажно-адиабатическое охлаждение воздушных масс. Это косвенно подтверждает вертикальный градиент осадков, равный $15\text{--}20 \text{ мм}/100 \text{ м}$.

На подветренном, северо-восточном склоне купола Вавилова обнаружены инверсия и резкое увеличение вертикального изотопного градиента – до $1,52 \pm 0,19 \text{ ‰}$ ($r = 0,96$). Причина инверсии – ветровой перенос снега вниз по склону. Аналогичные инверсии отмечались и на высокоширотных ледниках [10]. Вертикальные изотопные градиенты существенно различаются и на склонах разной экспозиции. Изменение розы ветров и миграция ледораздела в прошлом могли приводить к

ситуации, когда место бурения оказывалось в одном случае на наветренном склоне, а в другом – на подветренном. Следствие этого – наличие на изотопном профиле, по меньшей мере, «фиктивных» температурных пиков, а в крайне неблагоприятном случае вариации изотопного состава ледникового льда в первую очередь определялись бы эволюцией процессов дефляции и переноса снега, а не термическим режимом. Следовательно, для выявления «температурного» сигнала необходимо было изучить керн из нескольких скважин, расположенных на разных гипсометрических отметках.

Исследования во внеледниковой зоне

9 апреля 2010 г. были отобраны пробы снежного покрова по маршруту пос. Баренцбург – отроги горы Улаф (см. таблицу). Полученные результаты показали разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ от $-17,2$ до $-7,5 \text{ ‰}$, а δD – от $-130,8$ до $-53,4 \text{ ‰}$, что практически перекрывает диапазон вариаций этих параметров в течение года [20]. В то же время коэффициент корреляции парных значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ для одних и тех же проб равен $r = 0,993$! Этот факт однозначно показывает, что фазовых переходов в отложенной снежной массе не происходило. Снег перераспределялся в пространстве, видимо, только путём метелевого переноса. Аналогичные результаты получены нами и ранее. Значения $\delta^{18}\text{O}$ образцов снега, собранных во внеледниковой зоне в одно и то же время на расстоянии 20–30 м друг от друга, могут отличаться на $4\text{--}5 \text{ ‰}$ [4].

Результаты изотопно-кислородных исследований осреднённых проб снега в тундре и на морском льду по маршруту от северо-западного края ледникового купола Вавилова до о. Средний (около 100 км) в апреле 1988 г. приведены в таблице. Видно, что значения $\delta^{18}\text{O}$ снега варьируют от $-14,4$ до $-24,2 \text{ ‰}$, т.е. практически перекрывают весь диапазон вариаций изотопного состава кислорода атмосферных осадков на архипелаге (от $-12,7$ до $-24,0 \text{ ‰}$ по [2] или от $-14,4$ до $-25,8 \text{ ‰}$ по данным авторов). Исследования в долине р. Енисей [4] между 68° и 71° с.ш. также показали значительные вариации изотопного состава кислорода средних проб снега: от $-18,2$ до $-26,4 \text{ ‰}$.

Вместе с тем, несмотря на столь большой разброс изотопных значений осреднённых проб снежного покрова, отмечается тесная корреляционная связь между изотопным составом текстуробразующих льдов и температурами холодного сезона [1]. Вероятно, значительные изотопные аномалии снежного покрова сглаживаются процессами снеготаяния и стока талых вод. Можно предпо-

ложить региональную изотопную гомогенизацию влаги двух главных источников (снег и дождевая вода) для грунтовых льдов [17].

Выводы

Полученные (в том числе и ранее) данные указывают на принципиально различный механизм формирования изотопного состава снежного покрова на ледниках и во внеледниковой зоне. В первом случае получаемые данные содержат «температурный сигнал», что позволяет говорить о зависимости изотопного состава от вариаций приземной температуры воздуха и, как следствие, о величинах широтного, высотного и других подобных эффектов, а также о генезисе влаги, выпавшей на поверхность ледника. Данные же по изотопному составу снега из внеледниковой зоны носят случайный характер. Они бессистемно изменяются от места к месту, при этом их величины покрывают практически весь диапазон значений изотопного состава атмосферных осадков за холодный период.

Благодарности. Авторы выражают свою признательность Б.Р. Мавлюдову (Институт географии РАН, Москва) за помощь в сборе образцов и Э. Селмо (Пармский университет, Италия) за помощь в изотопных анализах.

Литература

- Архангелов А.А., Михалев Д.В., Николаев В.И. Реконструкция условий формирования многолетней мерзлоты и палеоклиматов Северной Евразии // Развитие области многолетней мерзлоты и перигляциальной зоны Северной Евразии и условия расселения древнего человека. М.: изд. Ин-та географии РАН, 1996. С. 85–109.
- Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
- Котляков В.М., Николаев В.И., Коротков И.М., Клементьев О.Л. Климатостратиграфия голоцена ледниковых куполов Северной Земли // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1991. С. 100–112.
- Михалев Д.В., Николаев В.И. Изотопный состав кислорода текстурообразующих льдов – новый палеотермометр? // МГИ. 1993. Вып. 77. С. 149–152.
- Николаев В.И., Колоколов С.Л. Палеоклиматическая интерпретация изотопно-кислородных данных по ледяным кернам с полярных ледников: методические аспекты // МГИ. 1993. Вып. 76. С. 146–154.
- Cerling T.E. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate // Earth and Planetary Science Letters. 1974. V. 71. P. 229–240.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Gundestrup N. Stable isotope glaciology // Meddelelser om Grønland. 1973. Bd. 197. № 2. 53 p.
- Divine D.V., Sjolte J., Isaksson E., Meijer H.A.J., Wal R.S.W. van de Martma T., Pohjola V., Sturm C., Godtliabsen F. Modelling the regional climate and isotopic composition of Svalbard precipitation using REMO_{iso}: a comparison with available GNIP and ice core data // Hydrological Processes. 2011. V. 25. Issue 24. P. 3748–3759.
- Ekaykin A., Lipenkov V. Formation of the ice core isotopic composition // Physics of Ice Core Records. 2009. V. 2. P. 299–214.
- Fisher D.A. A zonally-averaged stable-isotope model coupled to a regional variable-elevation stable-isotope model // Annals of Glaciology. 1990. V. 14. P. 65–71.
- Greenland Ice-core Project (GRIP) Members. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core // Nature. 1993. V. 364. № 6434. P. 203–207.
- Joussaume S., Sadourny R., Jouzel J. A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere // Nature. 1984. V. 311. № 5981. P. 24–29.
- Koerner R.M. Accumulation, ablation and oxygen isotope variations on the Queen Elizabeth Islands ice caps, Canada // Journ. of Glaciology. 1979. V. 22. № 87. P. 1419–1427.
- Longinelli A. Stable isotope ratios in phosphate from mammal bone and tooth as climatic indicators // Palaeoclimate Research. 1995. V. 15. P. 57–70.
- Lorius C., Merlivat L. Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: observed changes with depth in the coastal area // Isotopes and Impurities in Snow and Ice: IAHS Publ. 1977. № 118. P. 127–137.
- Mackey J.R. Oxygen-isotopic variations in permafrost Tuktoyaktuk peninsula area, North-West Territories // Geological Survey of Canada. Current Research. 1983. V. 83. № 1B. P. 67–76.
- Nikolaev V.I., Mikhalev D.V. An oxygen-isotope paleothermometer from ice in siberian permafrost // Quaternary Research. 1995. V. 43. № 1. P. 14–21.
- Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation // Climate Change in Continental Isotopic Records (Geophysical Monograph 78). Washington, DC.: American Geophysical Union, 1993. P. 1–36.
- Statistical Treatment of Data on Environmental Isotopes in Precipitation: Technical Reports Series № 331. Vienna: IAEA, 1992. 720 p.
- Vostok Project Members. International efforts helps decipher mysteries of paleoclimate from Antarctic ice cores // EOS. 1995. V. 76. № 17. P. 169–179.

Summary

Stable isotope studies of snow cover along several itineraries through Spitsbergen were carried out (from Gronfjorden coast till ice divide of Gronfjord – Fridtjov glacier and from Barentsburg settlement till Olav Mountain). Results obtained were compared with ones fixed for snow on Severnaya Zemlya archipelago. Uncertainty of condensation processes were shown for precipitation falling on Arctic polar ice domes (sometimes we fixed altitudinal isotope gradient and in other cases the gradient was absent). In periglacial zone of Arctic islands isotope values are scattered randomly, covering the entire annual precipitation range due to strong snow-storms.