

Вариации дейтериевого эксцесса в отдельных снегопадах на Кавказе и Полярном Урале и соответствующие им траектории движения воздушных масс

Чижова Юлия Николаевна

кандидат географических наук

старший научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН)

109017, Россия, г. Москва, Старомонетный переулок, 35, оф. 102

✉ eacentr@yandex.ru



[Статья из рубрики "Ландшафты холодных регионов"](#)

Аннотация.

Предметом исследования является изотопный состав кислорода и водорода снежных осадков отдельных снегопадов на Кавказе и Полярном Урале и вариации расчетного показателя - дейтериевого эксцесса. В статье рассмотрены вариации значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, δexs снега на Красной поляне, южном склоне Эльбруса и на трансекте от Коноши до Полярного Урала. В каждом из описанных снегопадов величина дейтериевого эксцесса является уникальной изотопной меткой преобладающего процесса, участвующего в формировании изотопного состава снежного покрова. Основным методом исследования является измерение изотопного состава кислорода и водорода в расплавленных пробах снега. При исследовании изотопных значений используется дополнительный показатель - дейтериевый эксцесс. Для интерпретации полученных значений использовался метод восстановления обратных траекторий движения воздушных масс по модели HYSPLIT. Основными выводами работы являются разграничение основных процессов, ответственных за формирование изотопного состава снега на Кавказе - добавление континентального пара на склоне Аибга и ветровая эрозия на южном склоне Эльбруса, и изотопное истощение, происходившее при рэлеевской дисциплляции в едином снегопаде от Коноши до Полярного Урала. Восстановленные обратные траектории движения воздушных масс помогает более детально рассмотреть вопросы формирования изотопного состава как отдельных снегопадов, так и сезонных особенностей формирования снежного покрова, которые наследуются ледниковым льдом.

Ключевые слова: изотопный состав кислорода, изотопный состав водорода, дейтериевый эксцесс, снегопад, Кавказ, Полярный Урал, атмосферные осадки, воздушные массы, траектории, модель HYSPLIT

DOI:

10.7256/2453-8922.2018.2.26985

Дата направления в редакцию:

26-07-2018

Дата рецензирования:

26-07-2018

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-05-00977.

Введение

Изотопный состав атмосферных осадков используется для изучения процессов формирования речного стока, смешения в устьевых зонах и на шельфах морей, в исследованиях палеоклимата и палеовысоты горных массивов, основанных на сопоставлении изотопных характеристик современных метеорных вод и палео-вод [1, 2, 3]. В изучении таяния ледников как реакции на современные климатические изменения также широко используется изотопный состав кислорода и водорода льда разных высотных зон ледников. Для подобных исследований необходимо представление о том, как формируются изотопные характеристики снега ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) в момент выпадения на разных высотных уровнях и как они меняются после отложения снега в ходе ветрового перемещения по склону и постседиментационной трансформации при метаморфизме снежного покрова. Дополнительным диагностическим инструментом является величина дейтериевого эксцесса ($d_{\text{exс}}$) [4], отражающая как условия в источнике пара, так и условия конденсации. Величина дейтериевого эксцесса зависит от температуры, относительной влажности воздуха и скорости ветра у поверхности моря во время испарения водяного пара, а также от условий конденсации - изотопного фракционирования при образовании ледяного кристалла в облаках, существования повторного испарения или сублимации в ненасыщенном воздухе подоблачного слоя и постседиментационной модификации изотопного сигнала при плавлении, испарении, сублимации и ветровой эрозии снежного покрова. При формировании снежного покрова на горном склоне в распределении изотопных характеристик снега важную роль играет высотный изотопный эффект, заключающийся в закономерном уменьшении значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с увеличением высоты [5]. Однако, зачастую в высокогорье отсутствуют проявления высотного изотопного эффекта, и даже выражен «обратный» изотопный эффект [6, 7]. В формировании снежного покрова могут участвовать осадки разных воздушных масс, принесших влагу из разных источников, что также приводит к неоднородности в распределении изотопных характеристик снега на горном склоне. Известно, что смена основных влагонесущих масс, конденсирующих на горном склоне, может происходить очень быстро – в течение одних суток [8]. Помимо того, что источник происхождения воздушных масс является определяющим фактором при формировании изотопных характеристик снега ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $d_{\text{exс}}$), не менее важным является участие континентального пара (рециклинг влаги), который может включаться по пути движения воздушных масс. Для определения районов-источников происхождения воздушных масс, а также путей их переноса наиболее применима на сегодняшний день модель HYSPLIT лаборатории NOAA. В последние годы этот метод восстановления траектории движения воздушных масс широко применяется при изучении изотопного и химического состава осадков. Модель совместно с измерениями изотопного состава осадков использовалась для диагностики происхождения и изотопной метки воздушных масс, приносящих влагу в работах [9, 10, 11]. Подобным же образом были выполнены исследования происхождения

и химического состава влагонесущих воздушных масс [12, 13]. Мы также пользовались этой моделью для определения источников воздушных масс при интерпретации содержания макрокомпонентов и кислорода-18 в атмосферных осадках Москвы [14, 15].

Описание модели

Модель HYSPLIT является одной из наиболее широко используемых моделей атмосферного переноса и дисперсии [16, 17]. Ее исходным постулатом является обратный траекторный анализ для определения происхождения воздушных масс и установления отношений источник-конечная точка. Модель HYSPLIT также используется в различных симуляциях, описывающих атмосферный перенос, дисперсию и осаждение загрязняющих и опасных веществ. Некоторые примеры приложений включают отслеживание и прогнозирование выброса радиоактивного материала, лесных пожаров, пыли, загрязняющих веществ из различных стационарных и мобильных источников выбросов, аллергенов и вулканического пепла.

Метод расчета модели представляет собой гибрид между лагранжевым подходом, использующим движущуюся систему отсчета для расчетов адвекции и диффузии, когда траектории или воздушные массы перемещаются из их исходного местоположения, и эйлеровой методологией, в которой используется фиксированная трехмерная сетка как система отсчета для расчета концентраций загрязняющих веществ (название модели, больше не означаемое как акроним, первоначально отражало этот гибридный вычислительный подход). Модель HYSPLIT развивалась более 30 лет, она начиналась с оценки упрощенных одиночных траекторий, основанных на наблюдениях радиозондов, и выросла в систему учета множественных взаимодействующих загрязняющих веществ, транспортируемых, рассеянных и депонированных в локальном и глобальном масштабах.

В модели переноса частиц фиксированное число частиц адвективно переносится по среднему полю ветра с учетом рассеивания турбулентной компонентой. Конфигурация модели по умолчанию предполагает трехмерное распределение частиц (горизонтальное и вертикальное).

Модель может запускаться интерактивно в Интернете через систему ARL READY, или метеорологические данные могут быть загружены на ПК с Windows или Mac. Модель только для восстановления траектории не имеет ограничений, и прогнозные и архивные траектории могут быть вычислены в любой версии.

При работе с моделью для получения архивных обратных траекторий в интерактивном поле необходимо ввести координаты конечной точки (точки, для которой необходимо установить источник воздушных масс), дату, высоту переноса (в большинстве случаев основной перенос воздушных масс происходит на высоте 3000 м). А также выбрать базу данных метеорологической информации, с 2004 по настоящее время наиболее обеспечена база данных реанализа GDAS, но можно выбрать другую, например, для периода, предшествующего 2004 г., метеорологическую информацию предоставляет база данных Reanalysis (CDC-1 Meteorological Data) - с 1948 г. по настоящее время. Дальнейшая детализация запрашиваемой траектории требует определения таких параметров, как продолжительность траектории – на сколько часов назад восстанавливаются пути переноса воздушных масс. Обычно обратную траекторию достаточно восстановить на 120 ч (5 суток), поскольку время присутствия водяного пара в атмосфере составляет от нескольких суток до одной недели [18], однако иногда такой анализ проводят на 240 ч (10 суток). Данные анализа выводятся в виде графического изображения пути траектории на карте.

Однако, есть два лимитирующих фактора для применения модели HYSPLIT в изучении формирования изотопного и химического состава атмосферных осадков. Во-первых, модель базируется на базе данных реанализа GDAS и наследует возможные ошибки, содержащиеся в базе. Реанализ совмещает метеорологические наблюдения с глобальным моделированием погоды для получения наилучшей модели атмосферы, следовательно, может содержать ошибки, особенно для районов с ограниченными рядами наблюдений [19]. Во-вторых, HYSPLIT – это модель переноса частиц воздуха, а не водяного пара. Добавление и удаление пара из воздушной массы не включено в алгоритм восстановления траектории. Этот лимитирующий фактор может быть преодолен использованием большого количества восстановленных траекторий и сопоставления их обобщенных особенностей, т.е. статистическим подходом, а также использованием дополнительной метеорологической информации – рассмотрением карт погоды, барических полей и пр. для отдельных траекторий.

Результаты

Мы использовали метод обратных траекторий для установления источника воздушных масс, принесших осадки отдельных снегопадов на Кавказ – в район Красной поляны в 2017 г. [20] и на южном склоне Эльбруса в 2016 г. [21].

Красная поляна

На склоне хребта Аибга (Красная поляна) 30 января 2017 г. был отобран свежеснеживший снег (снегопад начался 29-го и продолжался до 30 января). Через несколько дней после снегопада был отобран поверхностный снег на соседних склонах – 3 февраля на южном склоне, 4 февраля – на северо-восточном склоне. Для 58 отобранных образцов снега был выполнен изотопный анализ в изотопной лаборатории географического ф-та МГУ.

Свежеснеживший снег характеризовался значениями $\delta^2\text{H}$ от $-102,2$ до $-197,3\text{‰}$ (среднее $-160,5\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ от $-16,32$ до $-27,61\text{‰}$ (среднее $-23,30\text{‰}$). Для снега характерны высокие значения дейтериевого эксцесса – от $19,6$ до 32‰ (среднее $25,6\text{‰}$). На высотах от 965 до 2130 м выражен высотный изотопный эффект (за исключением образца с высоты 1975 м). На высотах от 2180 до 2450 м в свежеснежившем снеге отмечены относительно высокие значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (средние значения по 4 точкам опробования составили $-119,9$ и $-18,16\text{‰}$, соответственно) и «обратный» высотный эффект. Скорее всего, такие относительно высокие значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ снега на этих высотах связаны с ветровым переотложением или в момент выпадения или сразу после отложения снега.

Высокие значения дейтериевого эксцесса могут быть вызваны тремя причинами: 1) происхождение воздушных масс в районах с высокими скоростями испарения над поверхностью океана, что сопровождается кинетическими изотопными эффектами и формирует высокие значения d_{exs} , 2) рециклингом влаги над континентальными районами и 3) изотопным истощением воздушной массы при продолжающейся конденсации на последних стадиях потери влаги, что приводит к максимальному изотопному разделению и сопровождается увеличением дейтериевого эксцесса.

Значения d_{exs} зависят от относительной влажности воздуха в источнике пара – над океаном [22]. Понижение значений d_{exs} осадков в северном полушарии в течение летних

месяцев соответствуют наблюдаемой более высокой относительной влажности воздуха, связанной с температурой поверхности воды в том районе океана, который стал источником воздушных масс.

Наоборот, повышение значений d_{exs} в течение зимних месяцев обусловлены низкой относительной влажностью в океанических районах – источниках воздушных масс. Обратная тенденция значений d_{exs} в летних осадках может наблюдаться в тех регионах, где в атмосферу добавляется пар из континентальных бассейнов, т.е. местное континентальное испарение [23, 24] – рециклинг влаги. Другой причиной более высоких значений d_{exs} в снеге может быть изотопное фракционирование при образовании снежного покрова. Модель равновесной конденсации Релея с включением изотопного кинетического эффекта [25] и процессов, формирующие смешанные облака [26], предсказывает относительно высокие значения d_{exs} .

Для рассмотрения всех трех вышеперечисленных причин важным инструментом является восстановление обратных траекторий для определения источника и пути переноса воздушных масс.

Восстановленные обратные траектории движения воздушных масс, построенные по модели HYSPLIT, для конечной точки 43.33° с.ш. и 40.20° в.д. и высот 1000, 2000 и 3000 м на 11 часов 30.12.2017, показали, что воздушные массы, принесшие осадки на склон Аибга 29 и 30 января 2017 г. имели внутриконтинентальное происхождение (рис. 1). Нахождение воздушных масс над континентом в течение 5 суток до прихода влаги на склон свидетельствует в пользу добавления местного пара, т.е. рециклинга влаги.

В аридных районах, например, в восточном Средиземноморье, высокие значения d_{exs} в зимний сезон вызваны модификацией континентальных воздушных масс при проходе их над относительно теплыми водами [27]. Низкая влажность воздуха в зимних континентальных воздушных массах приводит к быстрому испарению и таким образом, к высоким величинам d_{exs} в последующих осадках. Высокие значения дейтериевого эксцесса в ледниковом керне ледника Иныльчек в Тянь-Шане имеют выраженную принадлежность к зимним сезонам [28]. Дальний перенос северо-атлантических воздушных масс над Евразией к районам центральной Азии (к Тянь-Шаню) в течение зимы приводит к взаимодействию с Черным, Каспийским и Аральским морями и условия на границе воздух/море благоприятны для быстрого испарения над морской поверхностью и формирования высоких значений d_{exs} водяного пара.

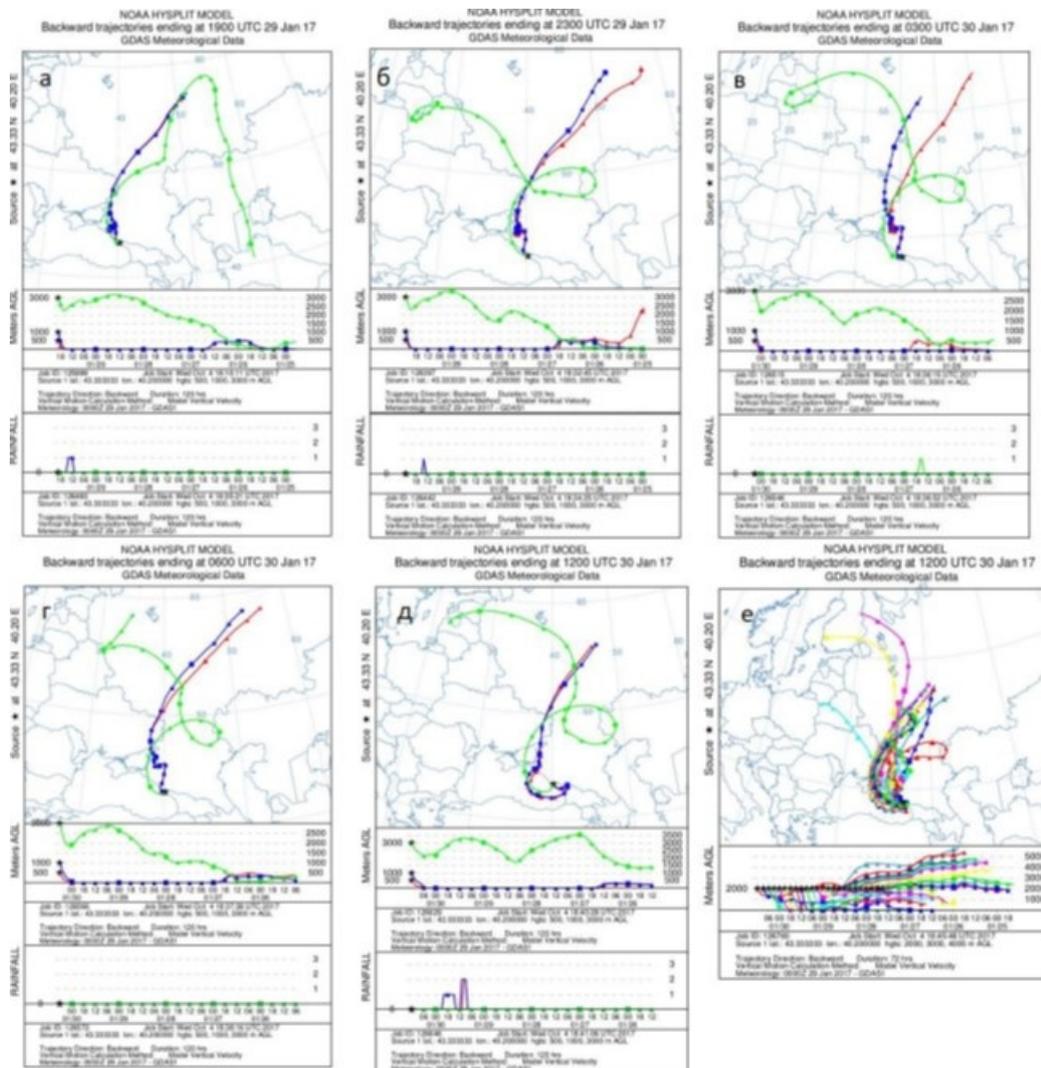


Рис. 1. Обратные траектории воздушных масс, построенные по модели HYSPLIT для конечной точки - координат Красной поляны на 19 ч. (а) и 23 ч. (б) 29 января 2017 г. и 00 ч. (в), 06 ч. (г) и 12 ч. (д) 30 января 2017 г., а также все траектории воздушных масс, построенные с шагом в 3 часа, достигавшие Красной поляны с 26 по 30 января 2017 г. на высоте 2000 м (из [20])

Южный склон Эльбруса

3 февраля 2016 г. были отобраны пробы свежего снега, выпавшего накануне, 2 февраля, снегопад продолжался с самого утра до вечера. По данным метеостанции Терскол 2 февраля выпало 9 мм водного эквивалента осадков. Пробы отбирались с глубины 0–15 см, поскольку плотность свежего снега как правило не превышает 0,3 г/см³, то отбор полностью охватил лишь свежий снег и нижележащие слои снега не были захвачены. Было отобрано 16 образцов свежеснеговывавшего поверхностного снега в диапазоне высот 2287–3836 м.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ меняются от -34,5 до -25,5‰, самые низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ были получены на высотах около 3200–3400 м (см. рис. 2).

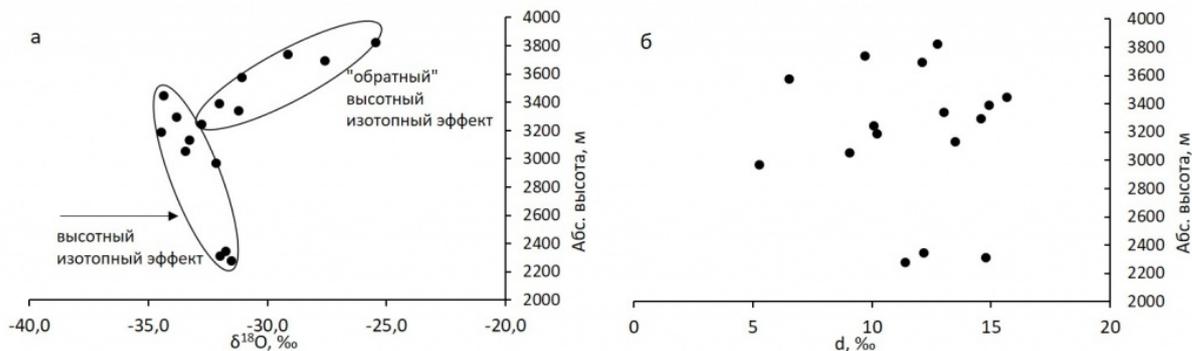


Рис. 2. Распределение значений $\delta^{18}O$ (а) и $d_{exс}$ (б) в свежавыпавшем снеге (снеге одного снегопада) на южном склоне Эльбруса в феврале 2016 г.

Существует выраженный обратный высотный изотопный эффект на высотах от 4000 до 3300 м с градиентом $\delta^{18}O = + 1,03 \text{ ‰} / 100 \text{ м}$, при этом для части образцов на высотах от 2287 до 3400 м выражено нормальное уменьшение значений $\delta^{18}O$ с высотой.

Крайне отрицательные значения $\delta^{18}O$ в свежем снеге 2016 г. можно объяснить заключительной стадией выпадения осадков из облака, поднимающегося из долины вверх по склону. На поздних стадиях конденсации согласно модели дистилляции Рэля происходит быстрое уменьшение значений $\delta^{18}O$ осадков и $\delta^{18}O$ остающегося пара. Скорость уменьшения значений $\delta^{18}O$ экспоненциально растет при продолжающейся конденсации на последних стадиях и более выражена при более низких температурах [7].

Однако распределение величин $\delta^{18}O$ выше 3000 вплоть до высоты 3836 м остается дискуссионным. Такое «обратное» высотное распределение может быть вызвано тремя причинами: перемещением облака вниз по склону от вершины в долину, приходом другой воздушной массы на склон, ветровым перемещением снега с вершины в область с более пологим рельефом поверхности и большими объемами аккумуляции снега.

В аккумуляции снега выделяется присущий всему южному склону пояс максимального накопления в интервале 3600 – 4000 м. Этот пояс максимальной аккумуляции обусловлен благоприятной для накопления снега морфологией склона – выровненными поверхностями с малым уклоном, так как снег интенсивно сдувается с участков, расположенных выше 4000 м, характеризующихся крутыми уклонами и выпуклой формой поверхности. Также существует мнение о наличии на высотах 3600-4000 м зоны максимума осадков, установленной благодаря многолетним наблюдениям [29].

Для события выпадения осадков 2 февраля 2016 г. на южном склоне Эльбруса были восстановлены обратные траектории движения воздушных масс (рис. 3).

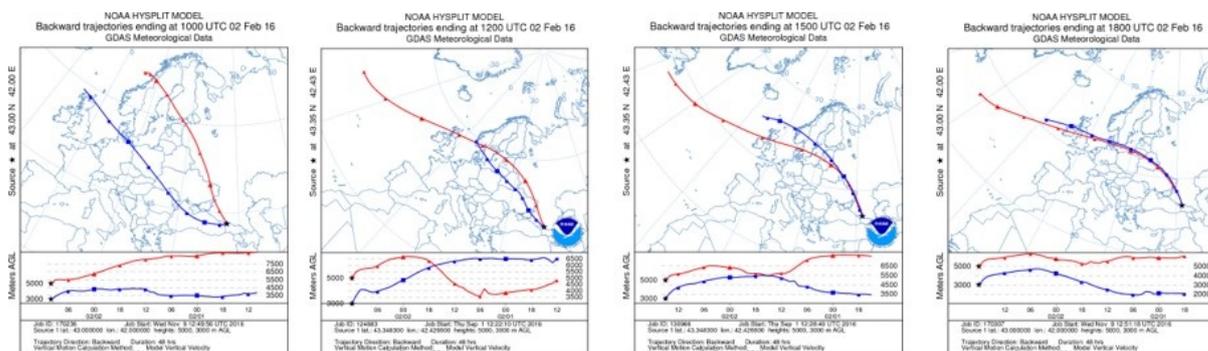


Рис. 3. Восстановленные обратные траектории движения воздушных масс на высотах 3000 и 5000 м, пришедших на Эльбрус 2 февраля 2016 г. в 10, 12, 15 и 18 часов мирового времени

Обратные траектории воздушных масс к Эльбрусу, восстановленные с использованием модели HYSPLIT показали один источник и один путь влаги на высотах 3000 и 5000 м (рис. 3). Можно предположить, что воздушные массы могли прийти на южный склон двумя способами: на 5000 м они перевалили через вершину и дальше распространялись сверху-вниз, а на высотах 3000 м они проходили через долины и поднимались по склону снизу-вверх. Из-за близкого изотопного состава воздушных масс (из одного источника) сформировалось "зеркальное" распределение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в выпавшем снеге. Другой причиной распределения значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, d_{ex} в свежеснеге на склоне Эльбруса является ветровая эрозия, влияющая как в момент выпадения снега, так и после формирования снежного покрова.

Дискуссия

Полученное нами распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в свежеснеге 2 февраля 2016 г. весьма характерно для высокогорий, когда сразу несколько процессов влияют на формирование изотопного состава снежного покрова. Воздушная масса, пришедшая к Эльбрусу 2 февраля перемещалась на высотах 3000 и 5000 м практически одновременно и имела районом происхождения влаги северную Атлантику. На всех опробованных высотах величина d_{ex} довольно однородна и в среднем составляет 11,5‰ (от 5,2 до 15,6‰). Вообще для Эльбруса характерны высокие значения дейтериевого эксцесса в снеге. То, что величина d_{ex} в снеге одного снегопада не растет с выраженным уменьшением $\delta^{18}\text{O}$ вверх по склону от высоты 2287 до 3400 м говорит о равновесности процессов конденсации. При этом необходимо отметить, что величины $\delta^{18}\text{O} = -34\text{...}-35\text{‰}$ экстремально низкие для Эльбруса. Такие низкие значения можно было бы объяснить вымыванием на последних стадиях релеевской дисцилляции. Но в таком случае можно было бы предположить увеличение значений дейтериевого эксцесса в снеге, как было показано в работе [26] для снега Антарктиды и зафиксировано нами в едином снегопаде на северо-востоке Европы [30].

В снегопаде декабря 2003 г., продолжавшемся 2 суток и начавшимся у Коноши и закончившимся на ст.Полярный Урал, нами был выполнен отбор образцов снега по мере продвижения фронта. В этом снеге было отмечено уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ при одновременном увеличении значений дейтериевого эксцесса от 9-10 до 16-18‰ (рис. 4).

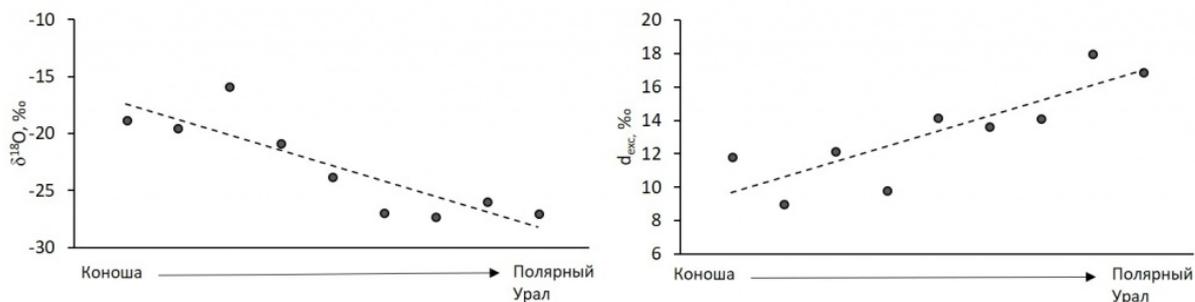


Рис. 4. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и d_{ex} в снеге одного снегопада, продолжавшегося от Коноши до

Полярного Урала в декабре 2003 г. (по данным из [30])

Значения d_{ex} для этого снега довольно высокие, если учесть, что по данным станции Салехард, в декабрьских осадках среднее значение d_{ex} за 5 лет наблюдений составило 5,02‰. На ст. Салехард в ходе реализации программы GNIP отбор среднемесячных проб атмосферных осадков осуществлялся 1996 по 2000 г., для этого периода доступны значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ [31].

Восстановленные обратные траектории для даты начала снегопада продемонстрировали, что воздушные массы, принесшие осадки в район Полярного Урала происходили из Северной Атлантики. Восстановленные траектории движения воздушных масс на высотах 2000, 3000 и 5000 м имеют один общий путь при приближении к Полярному Уралу, причем путь движения воздушных масс совпадает с направлением отбора проб снега (рис. 5). Это говорит о том, что, во-первых, полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в снеге действительно отражают один снегопад и смены источника воздушных масс не происходило, во-вторых, что скорее всего от Коноши до Полярного Урала осадки выпадали из циклона довольно мощного вертикального развития. И, в-третьих, высокие значения d_{ex} этого снегопада не связаны с условиями в источнике пара, поскольку для северной Атлантики - района происхождения воздушных масс, принесших осадки к Полярному Уралу, характерны средние величины d_{ex} в водяном паре около 10‰ [32].

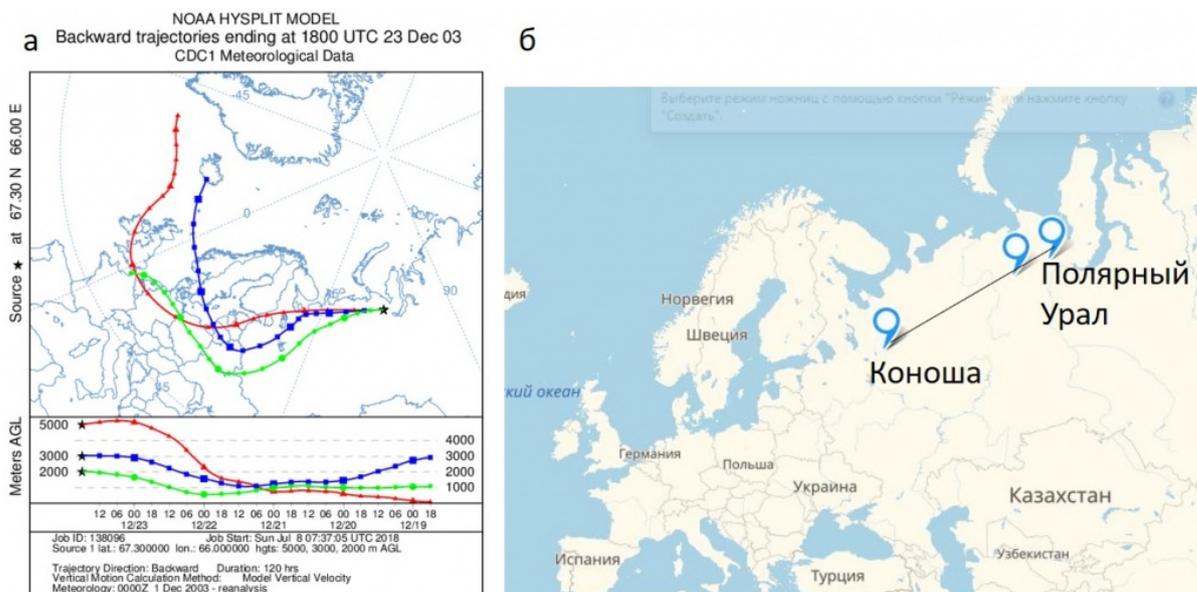


Рис. 5. Восстановленные обратные траектории движения воздушных масс, принесших обильные осадки к Полярному Уралу (а) и направление отбора проб снега (б)

Динамика значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в снеге этого снегопада отражает процесс рэлеевской дисцилляции, когда каждая последующая порция выпадающих осадков изотопно легче предыдущей.

Возрастание величины d_{ex} по мере выпадения осадков этого снегопада указывает на неравновесность конденсации, и связана скорее всего с некоторыми кинетическими эффектами внутри облака. В работе [26] авторы указывают, что кинетические эффекты, существующие при конденсации из смешанного облака, в котором наряду с паром существуют и капли воды и кристаллы льда, связаны с тем, что капли воды в облаке при температурах от -5 до -25 °C подвергаются морозному испарению, переходят в пар и

сублимируют на ледяные кристаллы. При температурах ниже -25°C в облаке не существует жидкой воды и водяной пар непосредственно переходит в кристаллы льда (снежинки).

С использованием простой одномерной изотопной модели и данных по Антарктическому снегу, в работе [26] показана высокая чувствительность параметра $d_{\text{exс}}$ к условиям насыщения воздуха, предшествовавшим формированию снежных осадков, и высокие модельные значения $d_{\text{exс}}$ связаны с низкой температурой формирования снега [26].

Возможно, динамика значений $d_{\text{exс}}$ в снеге одного снегопада, также как и снега внутриконтинентальных районов Антарктиды, связана с этим кинетическим эффектом. То, что значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ отражают рэлеевскую модель и обратные траектории воздушных масс имеют один источник и один путь движения, дает возможность для дальнейшего более детального изучения вопросов изотопного фракционирования при конденсации осадков.

Увеличение величины дейтериевого эксцесса в атмосферных осадках Тибета было установлено расчетными и натурными данными в работе [33]. По трансекту с севера на юг через восточную часть Тибетского плато была установлена обратная корреляция значений $\delta^{18}\text{O}$ и $d_{\text{exс}}$ атмосферных вод на наветренном склоне Гималаев и возрастание величин $\delta^{18}\text{O}$ и $d_{\text{exс}}$ на северной части трансекта. Для интерпретации этих значений важно было оценить вклад разных источников пара в формирование изотопного состава осадков, что было сделано с применением метода восстановления обратных траекторий по модели HYSPLIT. Изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $d_{\text{exс}}$ по трансекту через плато связано со сменой основных источников влаги с востока на запад, а также предполагает участие континентального рециклинга влаги в северной области трансекта [33]. Для 6 точек трансекта были восстановлены траектории воздушных масс продолжительностью 72 ч (3 суток) для каждого дня с выпадением осадков летних периодов (с июня по август включительно) с 2005 по 2009 г. Интересно, что ни одна из восстановленных траекторий не достигла океана, что указывает на то, что континентальный рециклинг влаги является важным процессом и вклад этого процесса в формирование изотопного состава атмосферных осадков должен быть существенным. Об этом же свидетельствуют значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ озерной воды Тибетского плато (8 озер), отражающие значительное испарение.

Ранее сообщалось о довольно высоких значениях $d_{\text{exс}}$ в атмосферных водах Гималаев. Это связывалось с большой долей зимних осадков, источником которых считался район Средиземного моря [34], так как известно, что этот источник влаги характеризуется высокими величинами $d_{\text{exс}}$ [27]. В работе [33] авторы пришли к выводу, что моделирование равновесной рэлеевской конденсации при уменьшении температуры конденсации объясняет увеличение значений $d_{\text{exс}}$ осадков и совпадает с наблюдениями за увеличением $d_{\text{exс}}$ речных вод Гималаев от примерно 9 до 15 ‰ с увеличением абсолютной высоты местности от 1000 до 3000 м. А то, что увеличение $d_{\text{exс}}$ с увеличением высоты было зафиксировано для осадков наветренного склона Альп [35] и снега Антарктиды [36], указывает на то, что регион Средиземного моря как источника воздушных масс, не является единственным объяснением высоких значений $d_{\text{exс}}$ в атмосферных водах Гималаев.

В работе [8] наоборот, была показана роль нелокальных условий в формировании изотопного состава снежного покрова на склоне горы Вранглер, центральная Аляска. Был рассмотрен изотопный состав одного снегопада и показано, что в течение одного дня, когда температура была относительно постоянной, изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ выпадающего снега достигло половины сезонной амплитуды (разницы между $\delta^{18}\text{O}$ осадков зимнего и $\delta^{18}\text{O}$ осадков летнего сезона). Это изменение величины $\delta^{18}\text{O}$ связано со сменой влагонесущих воздушных масс и изменением источника влаги – для части снегопада источником являлся район субтропиков восточной части Тихого океана, для другой части снега источником послужил район северо-востока Азии [8].

Выводы

1. Высокие значения d_{exs} в снеге одного снегопада на Красной поляне могут быть вызваны участием местного пара, о чем говорят обратные траектории движения воздушных масс, которые до прихода на склон в течение 5 суток находились над континентом.
2. Изотопные характеристики снега одного снегопада на южном склоне Эльбруса и относительно невысокие значения d_{exs} свидетельствуют в пользу равновесного процесса конденсации, источником влаги для которой был район северной Атлантики. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{2}\text{H}$, d_{exs} на склоне свидетельствует в пользу значительного ветрового перераспределения снега.
3. В снеге одного снегопада от Коноши до Полярного Урала траектории движения воздушной массы совпадают с трансектом отбора проб, позволяя сделать вывод о том, что уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{2}\text{H}$ и увеличение d_{exs} отражают изотопное истощение по мере конденсации и существование неравновесного изотопного фракционирования при образовании снежных осадков.
4. Метод обратных траекторий помогает более детально рассмотреть вопросы формирования изотопного состава как отдельных событий выпадения снега, так и сезонных особенностей формирования снежного покрова, которые находят свое отражение в изотопном составе кислорода и водорода снега и льда ледников.

Благодарности

Автор глубоко благодарна проф. Васильчуку Ю.К. за плодотворную дискуссию, а также ст.н.с. Н.А.Буданцевой за помощь в изотопном анализе образцов снега и проф. Н.Л. Фроловой за отбор образцов на склоне Эльбруса.

Библиография

1. Poage M.A., Chamberlain C.P. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: considerations for studies of paleoelevation change // *American Journal of Science*, 2001, vol. 301, no. 1, p. 1–15.
2. Quade J., Garzione C. N., Eiler J. Paleoelevation reconstruction using pedogenic carbonates // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2007, vol. 66, no. 1, p. 53–87, doi:10.2138/rmg.2007.66.3.
3. Quade, J., Breecker D. O., Daeron M., Eiler J. The paleoaltimetry of Tibet: An isotopic perspective // *Am. J. Sci.*, 2011, vol. 311, no. 2, p. 77–115, doi:10.2475/02.2011.01.

4. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*, 1964, vol. 16, no 4, p. 436–468.
5. Moser H., Stichler W. Deuterium measurements on snow samples from the Alps // *Isotope Hydrology*, 1970, IAEA Symposium 129, March, 1970, p. 43–57.
6. Niewodniczański J., Grabczak J., Barański L., Rzepka J. The altitude effect on the isotopic composition of snow in high mountains // *Journal of Glaciology*, 1981, vol. 27, p. 99–111.
7. Moran T.A., Marshall S.J., Evans E.C., Sinclair K.E. Altitudinal Gradients of Stable Isotopes in Lee-Slope Precipitation in the Canadian Rocky Mountains // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 2007, vol. 39, no 3, p. 455–467.
8. Moore G W K, Field R, Benson C S. Impact of Source Region on the $\delta^{18}\text{O}$ Signal in Snow: A case study from Mount Wrangell, Alaska // *Journal of Hydrometeorology*, 2016, vol. 17, p. 139–151.
9. Buda A., DeWalle D. Using atmospheric chemistry and storm track information to explain the variation of nitrate stable isotopes in precipitation at a site in central Pennsylvania, USA // *Atmos. Environ.*, 2009, vol. 43, no. 29, p. 4453–4464, doi:10.1016/j.atmosenv.2009.06.027.
10. Sjostrom D., Welker J. The influence of air mass source on the seasonal isotopic composition of precipitation, eastern USA // *J. Geochem. Explor.*, 2009, vol. 102, no. 3, p. 103–112, doi:10.1016/j.gexplo.2009.03.001.
11. Breitenbach S., Adkins J., Meyer H., Marwan N., Kumar K., Haug G. Strong influence of water vapor source dynamics on stable isotopes in precipitation observed in Southern Meghalaya, NE India // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, vol. 292, no. 1–2, p. 212–220, doi:10.1016/j.epsl.2010.01.038.
12. Jorba O., Perez C., Rocaadenbosch F., Baldasano J. M. Cluster analysis of 4-day back trajectories arriving in the Barcelona area, Spain, from 1997 to 2002 // *J. Appl. Meteorol.*, 2004, vol. 43, no. 6, p. 887–901, doi:10.1175/1520-0450(2004)0432.0.CO;2.
13. Zunckel M., Saizar C., Zarauz J. Rainwater composition in northeast Uruguay // *Atmos. Environ.*, 2003, vol. 37, no.12, p. 1601–1611, doi:10.1016/S1352-2310(03)00007-4.
14. Чижова Ю.Н., Ерёмкина И.Д., Буданцева Н.А., Суркова Г.В., Васильчук Ю.К. Использование изотопного метода при оценке урбанизации атмосферных осадков Москвы // *Санитария и гигиена*, 2017, том 96, №8, с. 737–743. DOI: 10.18821/0016-9900-2017-96-8-737-743 (Chizhova Ju.N., Eremina I.D., Budantseva N.A., Surkova G.V., Vasil'chuk Yu.K. The use of the isotopic method in the assessment of the urbanization of atmospheric precipitation in Moscow // *Hygiene and Sanitation (Gigiena i Sanitariia)*, 2017. Vol. 96, N8, p. 737–743).
15. Чижова Ю.Н., Ерёмкина И.Д., Буданцева Н.А., Суркова Г.В., Васильчук Ю.К. Содержание ^{18}O в атмосферных осадках Москвы в 2014 г. // *Метеорология и гидрология*, 2017, №1, с. 78–90. doi.10.3103/S1068373917010071 (Chizhova Ju.N., Eremina I.D., Budantseva N.A., Surkova G.V., Vasil'chuk Yu.K. Concentration of ^{18}O in precipitation over Moscow in 2014 // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2017. Vol. 42. N1. P. 54–63).
16. Draxler R.R., Rolph G.D. HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD. 2010.
17. Rolph G.D. Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY) Website (<http://ready.arl.noaa.gov>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD. 2011.

18. Wallace J., Hobbs P. Atmospheric Science: An Introductory Survey. Academic, San Diego, Calif. 2006.
19. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Am. Meteorol. Soc., 1996, vol. 77, no. 3, p. 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)0772.0.CO;2.
20. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Буданцева Н.А., Лычагин М.Ю., Поповнин В.В., Ткаченко А.Н. Изотопный состав зимнего снега на хребте Аибга (Красная Поляна), Западный Кавказ // Арктика и Антарктика. 2017. № 3. С. 99–118. doi 10.7256/2453-8922.2017.3.24402 (Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N., Budantseva N.A., Lychagin M.Yu., Popovnin V.V., Tkachenko A.N. Isotopic composition of winter snow on the Aibga Ridge (Krasnaya Polyana), Western Caucasus. Arctic and Antarctic. No. 3. P. 99–118)
21. Vasil'chuk Yu., Frolova N., Chizhova Ju., Budantseva N., Tokarev I., Kireeva M., Rets E., Oleynikov A., Vasil'chuk A. The altitudinal isotope effect in snow on the Elbrus Mountain, Central Caucasus // Geography, Environment, Sustainability, 2018, in press.
22. Merlivat L, Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium – oxygen-18 relationship for precipitation // Journal of Geophysical Research, 1979, vol. 84, p. 5029–5033.
23. Schotterer U, Froehlich K, Stichler W, Trimbom P. Temporal variations of oxygen-18 and deuterium excess in alpine regions of Switzerland. In: Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere (Proc. Symp. Int. Atomic Energy Agency, Vienna), 1993, p. 53–64.
24. Schotterer U, Gäggeler H W, Froehlich K, Sandjordj S, Stichler W. Isotope records from Mongolian and alpine ice cores as climate indicator // Climatic Change, 1997, vol. 36, p. 519–530.
25. Jouzel J., Merlivat L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation // Journal Geophysical Res., 1984, vol. 89, no. 7, p. 11749–11757.
26. Ciais P., Jouzel J. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Isotopic model, including mixed cloud processes // Journal of Geophysical Research, 1994, vol.99, iss. D8, p. 16793–16803.
27. Gat J.R., Carmi I. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea Area // Journal of Geophysical Research, 1970, vol. 75, p. 3039–3048.
28. Kreutz K. J., Wake C. P., Aizen V. B., Cecil L. DeWayne, Synal H.-A. Seasonal Deuterium Excess in a Tien Shan Ice Core: Influence of Moisture Transport and Recycling in Central Asia // Geophysical Research Letters, 2003, vol. 30, iss. 18, p. 1922
29. Бажев А.Б., Рототаева О.В., Хмелевской И.Ф. Анализ полей элементов водно-ледового баланса ледников Эльруса // Материалы гляциологических исследований, 1995, Вып.79, с.98-108.
30. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В. Тренд изотопного состава отдельного зимнего снегопада на северо-востоке Европы // Криосфера Земли. 2005, Том IX, №3, с. 81-87.
31. Интернет-ресурс <https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>
32. Aizen V.B., Aizen E.M., Fujita K., Nikitin S., Kreutz K., Takeuchi N. Stable-isotope time series and precipitation origin from firn cores and snow samples, Altai glaciers, Siberia // Journ. of Glaciology, 2005, vol. 51, no. 175, p. 637–654.

33. Bershaw J., Penny S.M., Garzione C.N. Stable isotopes of modern water across the Himalaya and eastern Tibetan Plateau: Implications for estimates of paleoelevation and paleoclimate // *Journal of Geophysical Research*, 2012, vol. 117, D02110, doi:10.1029/2011JD016132.
34. Tian L., Tandong Y., White J., Wusheng Y., Ninglian W. Westerly moisture transport to the middle of Himalayas revealed from the high deuterium excess // *Chin. Sci. Bull.*, 2005, vol. 50, no. 10, p. 1026-1030.
35. Gonfiantini R., Roche M., Olivry J., Fontes J., Zuppi G. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains // *Chem. Geol.*, 2001, vol. 181, no. 1-4, p. 147-167, doi:10.1016/S0009-2541(01)00279-0.
36. Petit, J., White J., Young N., Jouzel J., Korotkevich Y. Deuterium excess in recent Antarctic snow // *J. Geophys. Res.*, 1991, vol.96, no. D3, p. 5113-5122, doi:10.1029/90JD02232.