



УДК 551.583

Современные особенности распределения потоков влаги на территории Евразии

И. В. Латышева (aerosol@lin.irk.ru)
Е. П. Белоусова (elenapbel@iszf.irk.ru)
С. В. Олемской (osv@iszf.irk.ru)
С. В. Латышев (christ.1526@mail.ru)
К. А. Лощенко (christ.1526@mail.ru)

Аннотация. В работе рассматриваются пространственные особенности в распределении зональных и меридиональных потоков влаги на территории Евразии в пределах от 30 до 90° с. ш. и от 0 до 180° в. д., которые являются важнейшими характеристиками, определяющими современные тенденции изменения климата.

Ключевые слова: климат, влагосодержание тропосферы, результирующие потоки влаги, циркуляция атмосферы

Современное состояние и методика исследования режима влажности воздуха

В настоящее время в результате многочисленных научных исследований накопилось достаточно свидетельств изменений климата как глобального, так и регионального характера. Достигнуты успехи в понимании физических и химических основ климатических изменений, огромен прогресс в численном моделировании климатической системы и ее составляющих [15]. Несмотря на это современная климатология еще не в состоянии дать с достаточной для практических приложений точностью и надежностью ответа на вопрос: какова главная причина современного изменения климата и как оно будет развиваться в ближайшем будущем?

Представляется, что основным методом будущей теории климата станет математическое моделирование. В согласии с подобным представлением проблема климата получила четкую физико-математическую формулировку, как проблема статистической гидродинамики атмосферы в ее взаимодействии с океаном и континентами [7].

Фактические данные показывают, что осцилляции средних значений метеорологических величин Северного и Южного полушарий содержат высокочастотные (междугодовые) колебания и наложенные на них низкочастотные (многодекадные) биения [15].

Поскольку климатическая система зависит от внешних воздействий, появление циклов целесообразно рассматривать, прежде всего, как вынуж-

денную реакцию системы на внешние воздействия или как прямую резонансную раскачку на собственных частотах.

Среди факторов, обуславливающих развитие климатических изменений на Земле, усиление глобального водного цикла признается в числе значимых, так как именно с ним связано увеличение аномалий осадков, испарения, формирование экстремальных гидрологических режимов, развитие наводнений и засух [38, 40].

Непрерывный взаимообмен влагой между атмосферой и подстилающей поверхностью, перенос ее реками, воздушными и морскими течениями из одних районов в другие называют влагооборотом [9]. Процесс влагооборота в большей части представляют горизонтальным переносом влаги в атмосфере. Расчеты горизонтальных потоков влаги обычно производят до уровня 7–9 км, где сосредоточены основные запасы влаги. Общий поток влаги определяется по формуле:

$$F = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^P qvdp, \quad (1)$$

где F – общий поток влаги в слое, кг/(м·с); g – ускорение свободного падения, м/с²; p_0 и p – давление на нижних и верхних уровнях, Па; q – удельная влажность, кг/кг; v – скорость ветра, м/с.

Наблюдаемые изменения климата существенно влияют, прежде всего, на общее содержание водяного пара [37, 39, 48]. Множественные модельные оценки, построенные на основе тесной корреляционной связи температуры воздуха и парциального давления водяного пара [10], прогнозируют увеличение абсолютного влагосодержания в будущем [44].

При этом, исследование отклика тропосферного водяного пара на вариации средней глобальной приземной температуры воздуха по спутниковым данным за период 2003–2008 гг. показало, что над большей частью тропосферы Северного полушария удельная влажность возрастала при росте средней глобальной температуры, хотя в некоторых районах удельная влажность, напротив, уменьшалась. Относительная влажность возрастала в одних районах и уменьшалась в других, при практически постоянных средних значениях [25, 40].

В последние годы для обнаружения долговременных трендов и сезонных изменений влажности воздуха широко используются различные статистические методы [36]. Значительно расширяют возможности диагностики климатической системы и ее изменений данные разных реанализов [4, 8, 18]. Регулярно проводится сравнение полей температуры на высоте 2 м, относительной влажности, атмосферных осадков, потоков ощутимого и скрытого тепла по данным реанализов ERL-40 и NCEP/DOE между собой и с другими независимыми рядами данных ISLSCP-II [23]. В целом, выявлено хорошее согласование метеорологических полей, особенно для сезонных аномалий, как по данным реанализов, так и по данным рядов ISLSCP-II.

В то же время сравнительный анализ общего содержания водяного пара в толще атмосферы (IWV), выполненный по данным 160 станций глобальной сети наблюдений Международной службы GPS, показал на наличие некоторых погрешностей в регионах США, Канады и Центральной Сибири, где значения IWV оказались заниженными зимой. Наиболее значительные погрешности в определении общего содержания водяного пара характерны для горных регионов и связаны с трудностями интерполяции между значениями на уровнях модели и на высоте станций [27, 28].

Некоторые исследователи для обнаружения современных изменений климата и атрибуции их к естественным или антропогенным причинам предлагают использовать метод разложения метеорологических полей по естественным ортогональным составляющим (ЕОС) [2, 24, 26, 34, 41].

В настоящее время для исследований климата предложен ряд индексов, потенциально чувствительных к изменениям климата [45]. В динамике некоторых индексов доминирует примерно 60-летнее колебание, которое впервые было описано в Северной Атлантике и прилегающих регионах [42, 43]. Имеющиеся данные наблюдений и последние публикации [49] позволяют утверждать, что примерно 60-летнее колебание в ходе метеорологических величин встречается почти повсеместно.

Так как данные наблюдений позволяют оценивать только суммарные изменения климата вследствие как естественных, так и антропогенных факторов, то установление причин выявленных изменений является сложной задачей.

Существует точка зрения, что влияние антропогенной деятельности человека определяет не только почти повсеместный рост температуры воздуха, но интенсивность и частоту многих климатических феноменов – таких, как Североатлантическое колебание, Эль-Ниньо и др. [30].

Другие исследователи [29, 46, 47] причину видят только в естественных факторах, в частности, в связи между глобальным потеплением, изменением меридионального градиента температуры и частотой Эль-Ниньо. Существование такой связи обосновывается результатами некоторых численных экспериментов с климатическими моделями [31].

Однако адекватное понимание климатических процессов и их описание было бы невозможным без развития теории климата и методов моделирования. Для моделирования глобального климата используются модели разного уровня сложности, включая наиболее детальные модели общей циркуляции атмосферы и океана, модели промежуточной сложности и более простые энергобалансовые и концептуальные модели.

По мнению В. П. Дымникова [7], проблему изменения климата можно раскрыть с помощью математической теории климата, изучающей проблему устойчивости и чувствительности климата к малым внешним возмущениям.

Анализ успешности воспроизведения климата земного шара в XX в. современными климатическими моделями показал, что климатические модели удовлетворительно воспроизводят поля многолетних средних, сезонный ход и тенденции изменений некоторых метеовеличин, тогда как их

межгодовая изменчивость (после исключения тренда) моделями практически не воспроизводится.

Кроме того, на сегодняшний день прогнозы региональных изменений климата в России содержат большую неопределенность, что ограничивает возможность их использования для принятия решений и еще раз указывает на важность проведения региональных исследований, в том числе на территории Сибирского региона [17].

Нельзя не отметить, что исключительно важную роль в процессах формирования климата играет циркуляция, благодаря которой происходит обмен воздушными массами, перенос тепла, водяного пара, энергии и других субстанций.

За последнее столетие выявлено значительное изменение атмосферной циркуляции в Северном полушарии [20]. Поскольку общая циркуляция атмосферы непрерывно меняется, то для ее характеристики в отдельные годы и на межгодовых интервалах используют различные классификации макропроцессов и составляют каталоги последовательной смены типовых макропроцессов. Главным результатом таких работ следует считать оценку соотношения продолжительности действия зональных и меридиональных макропроцессов в атмосфере Северного полушария, определяющих генеральную линию развития общей циркуляции атмосферы и глобального климата.

В многолетней динамике для начала и второй половины XX в. было характерно преобладание меридиональной циркуляции. В промежуточном периоде увеличилась роль зональных переносов. В последние десятилетия вновь возросла неустойчивость циркуляции, выраженная в более частой смене типов атмосферных процессов.

Результаты глобальных исследований среднегодовых значений составляющих баланса тепла и влаги, основанных на численных данных в узлах регулярной сетки позволяют предположить, что влияние аномалий зональной циркуляции является доминирующим в формировании сухих зон в тропосфере [1, 33]. На территории Восточной Сибири сильное влияние на формирование аномальных погодных условий в теплый период года оказывают широтные формы циркуляции в сочетании с долготными южными процессами. В период с 1970 по 2000 г. увеличилось число засушливых лет, когда осадков в летний период выпадало меньше нормы [35].

Таким образом, проведенный обзор показал, что в настоящее время достигнуты значительные успехи в анализе накопленных статистических данных о наблюдаемых изменениях режима влажности воздуха в различных регионах Земли.

Однако, несмотря на достигнутые успехи, существуют определенные сложности, в том числе, численного воспроизведения межгодовой изменчивости метеорологических величин, что указывает на важность проведения глобальных и региональных исследований климата.

Влагосодержание атмосферы

Влагосодержание атмосферы относится к числу важнейших характеристик климата, так как характеризует запас влаги в вертикальном столбе атмосферы, который может быть осажден в виде осадков [6].

Под влагосодержанием (W) понимают количество водяного пара в килограммах, содержащееся в столбе атмосферы с площадью основания 1 м^2 [12]. Влагосодержание с большой точностью можно отождествлять с ее паросодержанием в эквиваленте слоя осажденной воды (мм), который мог бы образоваться в результате конденсации водяного пара. Это положение считается оправданным, так как атмосферная вода на 95 % содержится в виде водяного пара и только 5 % приходится на долю капель воды и кристаллов льда [16].

Известно, что влагосодержание зависит, по крайней мере, от трех факторов: температуры воздуха, парциального давления водяного пара и вертикальных движений [12, 15].

Физической основой зависимости влагосодержания воздуха от температуры является свойство атмосферного воздуха содержать в себе тем большее количество водяного пара, чем выше температура. Наиболее ярко эта связь проявляется в тех случаях, когда воздух близок к состоянию насыщения влагой [13].

Связь между влагосодержанием и значениями парциального давления водяного пара также очевидна, так как величина парциального давления определяется весом водяного пара в единичном столбе воздуха, соответственно, чем больше влагосодержание, тем этот вес больше [21].

Зависимость влагосодержания атмосферы от вертикальных движений выражается в том, что нисходящим движениям, которые сопровождаются дивергенцией в нижних слоях и конвергенцией в верхних, соответствуют пониженные значения влагосодержания. Восходящим движениям, которые сопровождаются конвергенцией в нижних слоях и дивергенцией в верхних, соответствует приток воздуха в воображаемый столб атмосферы с большим влагосодержанием [5].

Очевидно, что наряду с указанными факторами влагосодержание зависит от адвекции водяного пара и испарения с подстилающей поверхности, на которые в свою очередь влияют циркуляционные и синоптические условия.

Для расчета интегрального влагосодержания в столбе атмосферы (W) использовалась формула:

$$W = - \frac{1}{g} \int_{P_0}^P q dp \quad (2)$$

[кг/м² или мм слоя осажденной воды],

где g – ускорение свободного падения, м/с²; P_0 и P – давление у поверхности Земли и на верхней границе рассматриваемого слоя атмосферы (300 гПа), гПа; q – удельная влажность воздуха, кг/кг.

На рис. 1 представлены карты общего влагосодержания тропосферы, рассчитанные для различных сезонов года за период 1948–2008 гг. на территории Евразии (в пределах 30–90° с. ш., 0–180° в. д.). На исследуемой территории среднегодовые величины интегрального влагосодержания тропосферы варьируют от 6 мм в высоких широтах до 30 мм в тропиках, что хорошо согласуется с полученными ранее данными другими авторами [9].

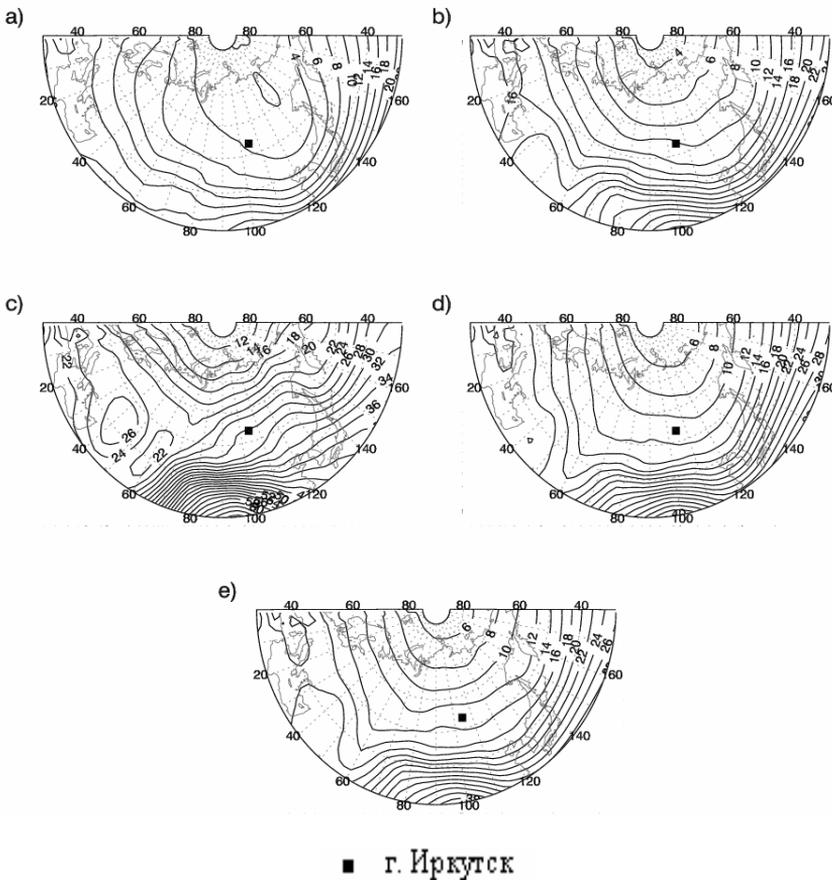


Рис. 1. Среднее многолетнее влагосодержание тропосферы W (мм) в период 1948–2008 гг. (а – зима, б – весна, с – лето, д – осень, е – годовое распределение)

Таким образом, горизонтальный градиент общего влагосодержания тропосферы, как это принято в метеорологии [19], направлен из низких широт, где величины радиационного баланса и испарения выше, в высокие широты, где они минимальны, что совпадает с направлением горизонтального градиента температуры и удельной влажности воздуха.

Наибольшие значения интегрального влагосодержания тропосферы наблюдаются на наветренных склонах горных систем Тибетского нагорья и Гималаев (≥ 30 мм), где имеет место эффект орографического восхождения и оседания влаги, а также летом и осенью в районе Средиземноморья и Каспия, где усилено испарение влаги с поверхности водоемов. Наибольшее отклонение интегрального влагосодержания от зонального распределения отмечается в засушливых районах Иранского нагорья, Туранской низменности и на территории Арала.

В годовом распределении максимальное влагосодержание тропосферы отмечается летом (см. рис. 1, с). В субтропиках оно превышает 60 мм, а на полюсе составляет 12 мм. Минимальное влагосодержание наблюдается в тропосфере зимой (рис. 1, а). Самых низких значений (≤ 2 мм) оно достигает на северо-востоке Евразии, где температуры воздуха минимальны.

Наиболее отчетливо сезонные различия в интегральном влагосодержании тропосферы выражены в высоких широтах, где существенная роль в перераспределении тепла и потоков влаги принадлежит адвективному переносу, преимущественно в условиях подвижного циклогенеза.

Учитывая, что потоки влаги тесно связаны с циркуляционными особенностями в различных широтных зонах [9], возник интерес к исследованию влагосодержания тропосферы при различных типах циркуляции.

Для этого были рассчитаны отклонения интегрального влагосодержания тропосферы по отношению к средним многолетним значениям за 1948–2008 гг. в различные периоды последней циркуляционной эпохи по Б. Л. Дзердзеевскому (меридиональная южная эпоха циркуляции) [3]. Важной особенностью этой типизации является то, что она характеризует циркуляционные условия над внетропической зоной Северного полушария, а через траектории смещения подвижных барических образований отражает основные пути переноса тепла и влаги, поэтому широко используется для анализа глобальных и региональных изменений климата.

В типизации выделяется 41 элементарный циркуляционный механизм (ЭЦМ), которые различаются между собой направлением и количеством блокирующих процессов и выходов южных циклонов. ЭЦМ объединены в 4 группы циркуляции: зональная циркуляция (полярных вторжений нет), нарушение зональности (одно полярное вторжение, 1–3 выхода южных циклонов), меридиональная северная циркуляция (2–4 полярных вторжения, 2–4 выхода южных циклонов), меридиональная южная циркуляция (полярных вторжений нет, 2–4 выхода южных циклонов).

В период с 1899 г. по настоящее время сменилось 3 циркуляционные эпохи (табл. 1): две меридиональные (1899–1915 гг. и с 1957 г. по настоящее время) и одна зональная (1916–1956 гг.).

Таблица 1

Календарь смены циркуляционных эпох по Б. Л. Дзердзевскому

Циркуляционная эпоха	Периоды внутри эпох	Годы
меридиональная северная	–	1899–1915
зональная	–	1916–1956
меридиональная южная	I. Одновременное увеличение продолжительности меридиональных северных и южных процессов	1957–1969
	II. Повышенная продолжительность зональных процессов	1970–1980
	III. Быстрый рост продолжительности меридиональных южных процессов	1981–1998
	IV. Уменьшение продолжительности меридиональных южных процессов и рост меридиональных северных	1999 – по настоящее время

Оказалось, что в эпоху увеличения продолжительности меридиональных южных процессов (1957 г. – по настоящее время) весовое изменение влагосодержания атмосферы было незначительным в высоких и умеренных широтах Евразии. С уверенностью можно сделать вывод только об уменьшении влагосодержания в субтропических широтах летом, где градиенты температуры и влажности воздуха незначительны, преобладают нисходящие движения, которые вызывают приток в нижнюю тропосферу сухих воздушных масс из верхней тропосферы, что приводит к увеличению сухости воздуха.

Результирующие потоки влаги в тропосфере

Для оценки крупномасштабного влагообмена в различных регионах земного шара в первом приближении можно пользоваться средними данными о распределении скорости ветра и удельной влажности с высотой [6]. Поэтому чаще всего оценивают перенос влаги по его зональной и меридиональной составляющим [9]:

$$Q_x = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^p u q dp, \quad (3)$$

$$Q_y = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^p v q dp, \quad (4)$$

где Q_x и Q_y – зональные и меридиональные потоки влаги, кг/(м·с); g – ускорение свободного падения, м/с²; p_0 и p – давление у поверхности Земли и на верхней границе рассматриваемого слоя атмосферы (500 гПа), гПа; q – удельная влажность воздуха, кг/кг; u и v – составляющие вектора скорости ветра по осям координат, м/с.

Исследование включало построение композиционных карт пространственного распределения результирующих потоков влаги Q (кг/(м·с)) для слоя атмосферы 1000–500 гПа по рассчитанным данным Q_x и Q_y в узлах регулярной сетки с равномерным шагом по широте и долготе. Из-за ограниченной базы данных (1979–2005 гг.) построение производилось для всех месяцев года и усреднялось только для указанного периода.

На рисунках 2 и 3 в качестве примера представлены результирующие потоки влаги в нижнем пятикилометровом слое тропосферы, рассчитанные для центральных месяцев календарных сезонов года. На картах отчетливо видны области максимальных потоков влаги летом в районе Юго-Восточной Азии (400 кг/(м·с)), над центральными районами Атлантики (в зоне теплого течения Гольфстрим) и на востоке Тихого океана (240 кг/(м·с)), где они имеют юго-западную составляющую.

По мере продвижения вглубь материка результирующие потоки влаги убывают. Минимальных значений они достигают над пустынями, в высоких широтах и в районе центрально-азиатской горной системы, где в зимние месяцы не превышают 5–10 кг/(м·с), а летом 20–60 кг/(м·с) (рис. 2, 3).

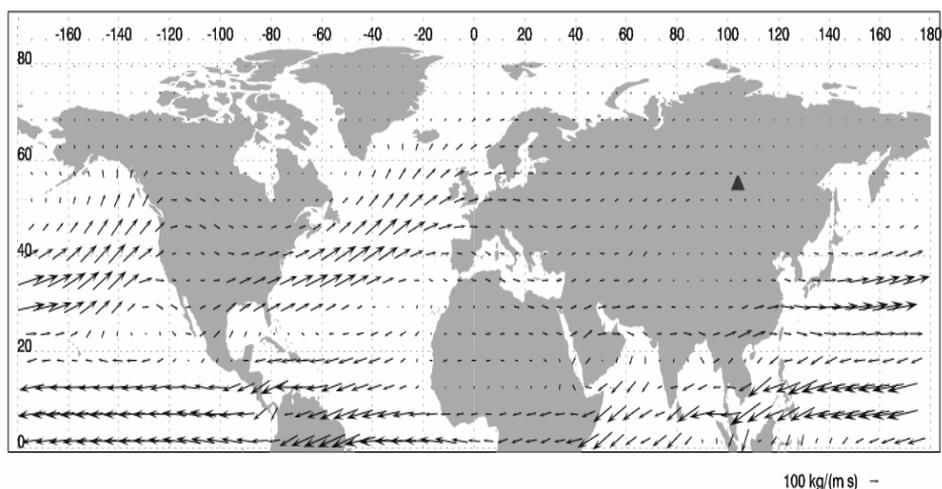


Рис. 2. Карта результирующих потоков влаги Q (кг/(м·с)) в январе за 1979–2005 гг. (треугольником нанесен г. Иркутск)

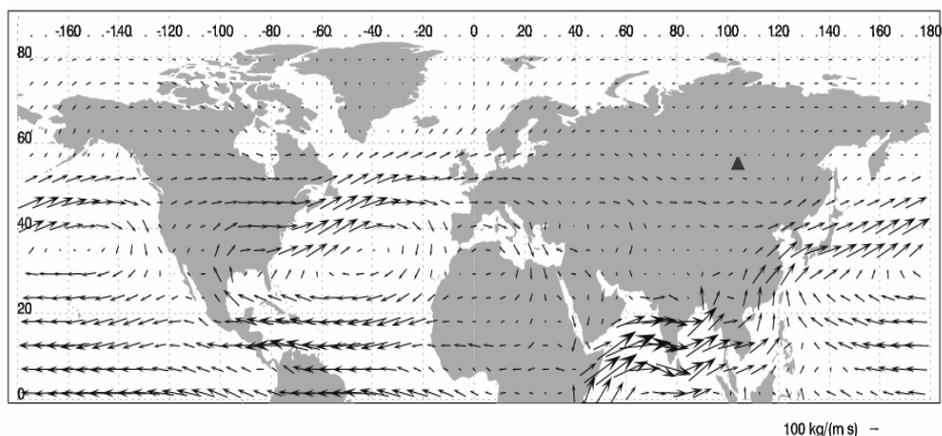


Рис. 3. Карта результирующих потоков влаги Q (кг/(м·с)) в июле за 1979–2005 гг. (треугольником нанесен г. Иркутск)

В таблице 2 приведены средние сезонные значения результирующих потоков влаги, рассчитанные для отдельных регионов. Как и следовало ожидать, минимальные потоки влаги наблюдаются в полярных областях зимой и весной (5 кг/(м·с)), а максимальные – в приэкваториальной зоне летом (400 кг/(м·с)). Это определяет значительные градиенты влагосодержания воздуха в направлении экватор-полюс [19], которые в зимний период составляют ~ 200 кг/(м·с), а летом увеличиваются вдвое до 380 кг/(м·с).

Таблица 2

Значения результирующих потоков водяного пара Q (кг/(м·с)) в различных регионах в 1979–2005 гг.

Регион	Месяц			
	январь	апрель	июль	октябрь
Приэкваториальная зона	250	220	400	200
Атлантический океан (центральная часть)	200	140	240	140
Тихий океан (центральная часть)	200	180	240	200
П-ов Индостан	80	150	400	60
Сибирский сектор	20	40	20	60
Тибет	10	20	60	40
Полярная область	5	5	20	10

В течение года максимальные потоки влаги над Сибирским сектором отмечаются осенью (60 кг/(м·с)) и весной (40 кг/(м·с)) на фоне активизации циклонической деятельности над материком. Минимальные значения (20 кг/(м·с)) наблюдаются летом и зимой на фоне малоградиентных полей пониженного и повышенного давления в условиях господства летнего и зимнего континентальных центров действия атмосферы.

Наиболее интересным оказалось изменение потоков влаги в начале и в конце исследуемого периода. Для этого были рассчитаны разности потоков влаги в различных регионах Северного полушария между двумя периодами: 2000–2005 гг. и 1980–1985 гг. (табл. 3).

Исследование показало, что значительные изменения в потоках влаги происходят в основном над Атлантикой и Тихим океаном, где в последние годы увеличился влагоперенос. При этом перенос влаги в высокие широты над Атлантикой возрос в зимние месяцы, над Тихим океаном – летом и осенью. Отмечено также уменьшение потоков влаги над высокогорными районами Тибетского нагорья и в Сибирском секторе, в основном по югу региона, что хорошо согласуется с уменьшением общего влагосодержания в этих регионах в последние годы.

Таблица 3

Изменение результирующих потоков водяного пара (кг/(м·с)) между двумя периодами (2000–2005 гг. и 1980–1985 гг.)

Регион	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
Приэкваториальная зона	24	38	-28	-38
Атлантический океан (ср. часть)	50	-10	25	-56
Тихий океан (ср. часть)	-15	-20	16	54
П-ов Индостан	-8	-28	21	17
Сибирский сектор	16	33	-4	58
Тибет	11	11	-4	6
Полярная область	-23	-49	28	-46

Зональная и меридиональная составляющие потока водяного пара

Результирующий перенос не всегда дает исчерпывающую информацию о потоках влаги, так как он может складываться из множества вариантов слагающих переносов [9]. В этой связи важно знать не только направление потоков и общее влагосодержание, но и каким образом происходит перераспределение влаги с учетом зональных и меридиональных потоков.

В атмосфере существует два вида циркуляции – зональная циркуляция, обусловленная различием температур между высокими и низкими широтами и меридиональная циркуляция, обусловленная различием температур суши и океана. Существенное влияние на развитие зональных и меридиональных составляющих общей циркуляции атмосферы оказывают источники и стоки тепла [19].

С учетом зональной и меридиональной составляющей ветра у поверхности Земли были рассчитаны зональные и меридиональные потоки влаги по формулам вида:

$$F_{x_i} = a_i v_i \sin \varphi, \quad (5)$$

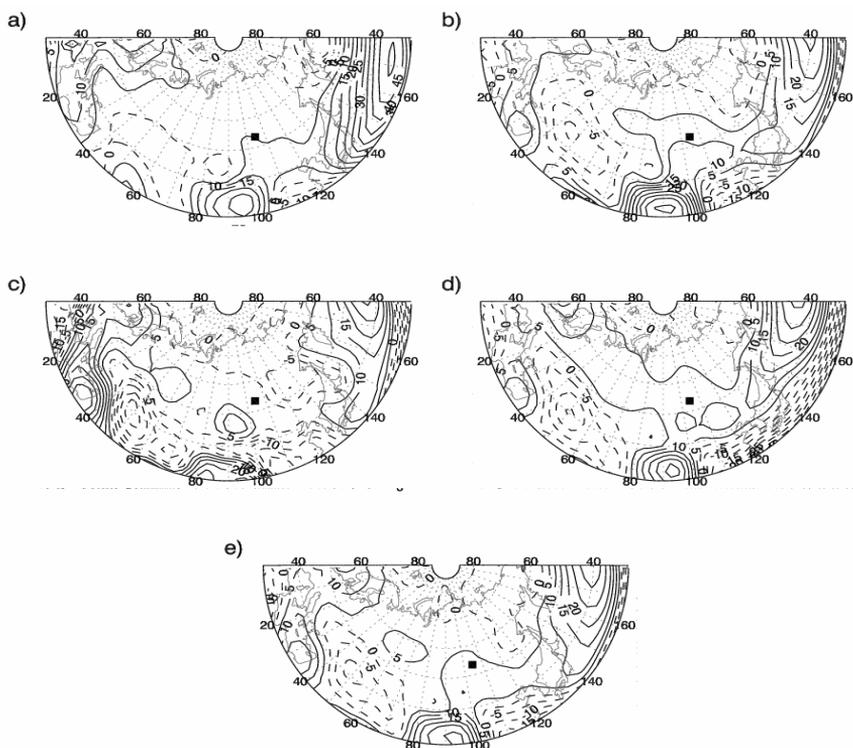
$$F_{y_i} = a_i v_i \cos \varphi, \quad (6)$$

где F_{x_i} и F_{y_i} – зональные и меридиональные потоки влаги, г/(м²·с); a_i – абсолютная влажность воздуха, г/м³; v_i – скорость ветра, м/с; φ – направление ветра, °. Абсолютная влажность определялась по рабочей формуле [14]:

$$a = 0,35 \frac{q \cdot P}{T}, \quad (7)$$

где q – удельная влажность, г/кг; P – атмосферное давление, гПа; T – температура воздуха (К). Поток влаги с запада и юга принято считать положительным, а с востока и севера – отрицательным [9].

На рисунке 4 показаны карты зональной составляющей в переносе водяного пара над территорией Евразии (в пределах 30–90° с. ш., 0–180° в. д.), усредненной за период 1948–2008 гг. В среднем за год на исследуемой территории преобладает западная составляющая в переносе влаги (рис. 4, е). Максимальных значений она достигает на восточном побережье Евразии, в районе Средиземноморья и на территории центрально-азиатской горной системы (30–40 г/(м²·с)). Восточная составляющая в переносе влаги отмечается в Юго-Восточной Азии, на Кавказе, в Иране и на территории Казахстана, но ее интенсивность вдвое ниже, чем западных потоков влаги. Максимальных значений восточные потоки достигают над Индокитаем (-25...-30 г/(м²·с)). В Центральном Арктическом бассейне средний зональный поток влаги почти не выражен.



■ Иркутск

Рис. 4. Зональная составляющая (F_x) потока водяного пара у поверхности Земли, усредненная за период 1948–2008 гг. (г/(м²·с))

(а – зима, б – весна, с – лето, д – осень, е – годовое распределение)

В течение года интенсивность западной составляющей в переносе влаги увеличивается на восточном побережье Евразии – зимой (до $50 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$), над Центральной Азией – весной (до $45 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$), а в районе Средиземноморья – летом (до $35 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$) (рис. 4, а, б, с). Восточная составляющая в переносе влаги наиболее выражена над Средней Азией и Дальневосточным побережьем летом и осенью (до $-25 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$) (рис. 4, с, д).

В Сибирском секторе зональная составляющая в потоках влаги выражена слабо и отмечается в основном по югу, где ее значения варьируют от $5 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ осенью и зимой, до $10\text{--}15 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ – весной.

На рисунке 5 представлены меридиональные составляющие потоков влаги над Евразией (в пределах $30\text{--}90^\circ \text{ с. ш.}$, $0\text{--}180^\circ \text{ в. д.}$), усредненные за период 1948–2008 гг. Зимой над большей частью Евразии наблюдается южная составляющая в меридиональных потоках влаги, которая охватывает северо-западное побережье Евразии, Европейскую часть России, Казахстан и Центральную Азию, где достигает $15\text{--}20 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. Северная составляющая в потоках влаги занимает Средиземноморье и восток Азии, где достигает $-30 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ (рис. 5, а).

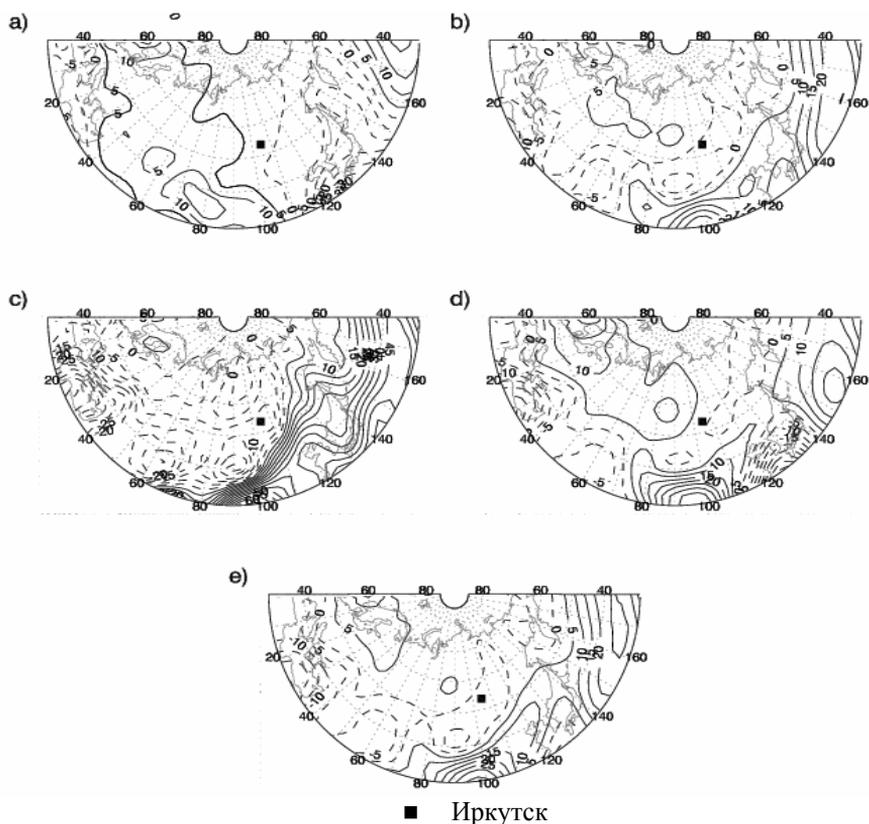


Рис. 5. Меридиональная составляющая (F_y) потока водяного пара у поверхности Земли, осредненная за период 1948–2008 гг. ($\text{г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$) (а – зима, б – весна, с – лето, д – осень, е – годовое распределение)

Летом над большей частью Евразии преобладает северная составляющая в переносе влаги, которая максимальных значений достигает над Европейской частью России, Средиземноморьем, Средней Азией, Казахстаном и севером Сибири ($-45 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$). Приморье, Чукотка, Камчатка и горные районы Центральной Азии летом находятся под влиянием южной составляющей, которая достигает $60 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ (рис. 5, с).

В переходные сезоны года и в среднем за год на территории Евразии превалирует южная составляющая в переносе влаги, за исключением Средиземноморья, где во все сезоны года устойчива северная составляющая (рис. 5, b, d, e).

В Сибирском секторе зимой и весной хорошо выражена южная составляющая ($5 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$) (рис. 5, b, d). В летние месяцы увеличивается вклад северной составляющей в переносе влаги ($-5 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$) (рис. 5, с).

Как показало исследование, в период уменьшения продолжительности меридиональных южных процессов и роста меридиональных северных с 1999 г. – по настоящее время (IV) происходит увеличение западной составляющей в переносе влаги: зимой – на территории Европы (до $4 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$), весной – во внутриконтинентальных районах Евразии ($40\text{--}55^\circ$ с. ш., $10\text{--}110^\circ$ в. д.) (до $6 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$), летом и осенью – в основном в Сибирском и Дальневосточном секторе (до $11 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$).

На территории Монголии, Китая, Ирана наблюдается тенденция увеличения вклада южной составляющей в переносе влаги (до $10 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$), что сопровождается незначительным увеличением влагосодержания тропосферы.

В зоне субтропиков наблюдается увеличение восточной и северной составляющей в переносе влаги (до $-9\text{...}-10 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$).

Заключение

Зональные и меридиональные потоки влаги относятся к важнейшим характеристикам, определяющим современные тенденции изменения климата на территории Евразии.

Циклические колебания атмосферной циркуляции в современный период проявляются в увеличении вклада западной и южной составляющей в переносе влаги в высоких и умеренных широтах Евразии, что сопровождается повышением температур в зимние и летние месяцы на фоне ослабления зимнего и летнего континентальных центров действия атмосферы. Над субтропиками в последние годы возрос вклад северной и восточной составляющей в переносе влаги, что сопровождается уменьшением влагосодержания тропосферы на фоне динамических факторов роста давления.

Наибольшие изменения во влагосодержании воздуха и потоках влаги отмечаются летом, когда их значения максимальны в годовом распределении. В пространственном соотношении эти изменения в наибольшей степени выражены в океанических областях, которые, как известно, являются аккумуляторами тепла.

Наблюдаемые изменения режима влажности на территории Евразии, которые хорошо согласуются с увеличением частоты процессов меридио-

нальной южной группы циркуляции, могут быть интерпретированы как собственные колебания климатической системы, вызванные перераспределением массы атмосферы между высокими и низкими широтами либо усилением теплообмена экваториальной области Тихого и Атлантического океана со средними и высокими широтами.

Список литературы

1. *Вязилова Н. А.* О вертикальной структуре аномалий зональной скорости ветра, влажности и потенциальной температуры воздуха в атмосфере экваториальной зоны Индийского и Тихого океанов в годы с Эль-Ниньо / Н. А. Вязилова // *Метеорология и гидрология.* – 2006. – № 7. – С. 5–15.
2. *Даценко Н. М.* Методика расчета естественных составляющих метеорологических полей / Н. М. Даценко, В. И. Перфилов, Д. М. Сонечкин // *Изв. АН СССР. Сер.: Физика атмосферы и океана.* – 1983. – Т. 19, № 4. – С. 348–356.
3. *Дзердзеевский Б. Л.* Общая циркуляция атмосферы и климат / Б. Л. Дзердзеевский. – М.: Наука, 1975. – 285 с.
4. Долговременные изменения температуры и теплосодержания тропосферы в XX в. / Г. А. Жеребцов, Л. А. Васильева, В. А. Коваленко, С. И. Молодых // *Оптика атмосферы и океана.* – 2008. – Т. 21, № 6. – С. 473–478.
5. *Домбковская Е. П.* О возможности использования данных общего влагосодержания атмосферы в синоптическом анализе / Е. П. Домбковская // *Тр. ГМЦ.* – 1973. – Вып. 110. – С. 73–85.
6. *Дроздов О. А.* Влагооборот в атмосфере / О. А. Дроздов, А. С. Григорьева. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 313 с.
7. *Дымников В. П.* О предсказуемости изменений климата / В. П. Дымников // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана.* – 1998. – Т. 34. – С. 741–751.
8. Изменение климата на азиатской территории России во второй половине XX столетия: сравнение данных наблюдений и реанализа / Е. А. Дюкарев, И. И. Ипполитов, М. В. Кабанов, С. В. Логинов // *Оптика атмосферы и океана.* – 2006. – Т. 19, № 11. – С. 934–940.
9. *Климатология* / О. А. Дроздов [и др.]. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
10. *Комаров В. С.* О влиянии облачности нижнего яруса на корреляционные связи температуры и влажности в пограничном слое атмосферы Западной Сибири / В. С. Комаров, Н. Я. Ломакина // *Оптика атмосферы и океана.* – 2010. – Т. 23, № 1. – С. 27–31.
11. *Кононова Н. К.* Колебания циркуляции атмосферы Северного полушария 2006 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.atmospheric-circulation.ru>.
12. *Кузнецова Л. П.* Атмосферный влагооборот над территорией СССР / Л. П. Кузнецова. – М.: Наука, 1983. – 174 с.
13. *Матвеев Л. Т.* Динамика облаков / Л. Т. Матвеев. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 311 с.
14. *Матвеев Л. Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы / Л. Т. Матвеев. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 738 с.
15. *Монин А. С.* Колебания климата по данным наблюдений. Тройной солнечный и другие циклы / А. С. Монин, Д. М. Сонечкин. – М.: Наука, 2005. – 191 с.
16. *Никонов В. И.* Аэрологическая структура воздушных масс во внутритропической зоне конвергенции / В. И. Никонов // *ТРОПЭКС-72.* – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – С. 114–173.

17. О неопределенности некоторых сценарных климатических прогнозов температуры воздуха и осадков на территории России / Г. В. Груза [и др.] // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 10. – С. 5–23.
18. Рубинштейн К. Г. Сравнение результатов реанализа с аэрологическими данными / К. Г. Рубинштейн, А. М. Стерин // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, № 3. – С. 301–315
19. Семенченко Б. А. Физическая метеорология / Б. А. Семенченко. – М. : Аспект пресс, 2002. – С. 283–294.
20. Сидоренков Н. С. Атмосферные циркуляционные эпохи и изменения климата / Н. С. Сидоренков, И. А. Орлов // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 9. – С. 22–29.
21. Снопков В. Г. О корреляции между содержанием водяного пара в атмосфере и характеристиками влажности воздуха у поверхности Земли / В. Г. Снопков // Метеорология и гидрология. – 1977. – № 12. – С. 38–42.
22. Тимофеев Н. А. О вертикальном распределении абсолютной влажности воздуха и влагосодержания атмосферы над океанами / Н. А. Тимофеев // Метеорология и гидрология. – 1979. – № 8. – С. 55–62.
23. Comparison of ERA40 and NCEP/DOE near-surface data sets with other ISLSCP-II data sets / K. Betts Alan, Mei Zhao, P. A. Dirmeyer, A. C. Beljaars // J. Geophys. Res. – 2006. – N 22. – P. D22S04/1–D22S04/20.
24. Craddock J. M. Problems and prospects for eigenvector analysis in meteorology / J. M. Craddock // The Statistician. – 1973. – Vol. 22, № 2. – P. 133–145.
25. Dessler A. E. Water-vapor climate feedback inferred from climate fluctuations 2003–2008 / A. E. Dessler, Z. Zhang, P. Yang // Geophys. Res. Lett. – 2008. – Vol. 35. – P. L20704/1–L20704/4.
26. Detection and attribution of recent climate change: A status report / T. P. Barnett [et al.] // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1999. – Vol. 80, N 12. – P. 2631–2659.
27. Gao Bo-Cai. A global water vapor data set obtained by merging the SSMI and MODIS dat / Bo-Cai Gao, Pui K. Chan, Li Rong-Rong // Geophys. Res. Lett. – 2004. – N 18. – P. L18103/1–L18103/4.
28. Hagemann S. On the determination of atmospheric water vapor from GPS / Stefan Hagemann, Lennart Bengtsson, Gerd Gendt // J. Geophys. Res. – 2003. – N 21. – P. ACL11/1–ACL11/14.
29. Hunt A. G. Understanding a possible correlation between El Nino occurrence frequency and global warming / A. G. Hunt // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1999. – Vol. 80, N 2. – P. 297–300.
30. Hurrell J. W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation / J. W. Hurrell // Science. – 1995. – Vol. 269. – P. 676–679.
31. Increased El Nino frequency in a climate model forced by future greenhouse warming / A. Timmerman [et al.] // Nature. – 1999. – Vol. 398. – P. 694–696.
32. Karoly D. J. Identifying global climate change using simple indices / D. J. Karoly, K. Braganza // J. Geophys. Res. Lett. – 2001. – Vol. 28. – P. 2205–2208.
33. Li C. The onset and interannual variability of Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast / C. Li, M. Yanai // J. Climate. – 1996. – Vol. 9. – P. 358–375.
34. Mann M. Joint spatiotemporal modes of surface temperature and sea level pressure variability in Northern Hemisphere during the last century / M. Mann, J. Park // J. Climate. – 1996. – Vol. 9. – P. 2137–2162.

35. *Neng Shi*. Evolution and features of global land June-August dry/wet periods during 1920/2000 / Shi Neng, Chen Luwen // *Int. J. Climatol.* – 2004. – Vol. 24. – P. 1483–1493.
36. *Neykov N.* Detecting precipitation climate changes: an approach based on a stochastic daily precipitation model / N. Neykov, P. Neytchev, W. Zucchini // *Pliska stud. math. bulg.* – 2003. – P. 91–106.
37. *Nicholls N.* East Australian Rainfall Events: Interannual Variations, Trends, and Relationships with the Southern Oscillation / N. Nicholls, A. Kariko // *J. Climate.* – 1993. – Vol. 6. – P. 1141–1152.
38. *Nicholls N.* Long-term climate monitoring and extreme events / N. Nicholls // *J. Clim. Change.* – 1995. – Vol. 31. – P. 231–245.
39. *Prabhakara C.* El Niño and Atmospheric Water Vapor: Observations from Nimbus 7SMMR / C. Prabhakara, D. Prabhakara, A. Short // *J. Climate Appl. Meteor.* – 1985. – Vol. 24. – P. 1311–1324.
40. *Ross R. J.* Radiosonde-Based Northern Hemisphere: Tropospheric water vapor trends / R. J. Ross, W. Elliott // *J. Climate.* – 2001. – Vol. 14. – P. 1602–1612.
41. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions / G. F. North, T. L. Bell, R. F. Cahalan, F. J. Moeng // *Mon. Wea. Rev.* – 1982. – Vol. 110. – P. 699–702.
42. *Schlesinger M. E.* An oscillation in the global climate system of period 65–70 years / M. E. Schlesinger, N. Ramankutty // *Nature.* – 1994. – Vol. 367. – P. 723–726.
43. *Schlesinger M. E.* In the recently reported 65- to 70-year surface temperature oscillation the result of climate noise? / M. E. Schlesinger, N. Ramankutty // *J. Geophys. Res. Left.* – 1995. – Vol. 100. – P. 13767–13774.
44. *Semenov V. A.* Secular trends in daily precipitation characteristics / V. A. Semenov, L. Bengtsson // *Clim. Dyn.* – 2002. – Vol. 1. – P. 123–140.
45. Simple indices of global variability and change: Part I – variability and correlation structure / K. Braganza [et al.] // *Clim. Dyn.* – 2003. – Vol. 20. – P. 491–502.
46. *Trenberth K.* El Niño and climate / K. Trenberth, T. J. Hoar // *J. Geophys. Res. Left.* – 1997. – Vol. 24. – P. 3057–3060.
47. *Trenberth K.* The 1990–1995 El Niño-Southern Oscillation event: Longest on record / K. Trenberth, T. J. Hoar // *J. Geophys. Res. Left.* – 1996. – Vol. 23. – P. 57–60.
48. Water vapor trends and variability from the global NVAP dataset / H. Thomas [et al.] // 16th Symposium on Global Change and Climate Variations/ Cooperative Institute for Research in the Atmosphere (CIRA) 2001.
49. *Weihong Q.* Climate change in China from 1880 to 1998 and its impact on the environmental condition / Qian Weihong, Zhu Yafen // *Climatic Change.* – 2001. – Vol. 50. – P. 419–444.

Modern features of the distribution flow of moisture in Eurasia

I. V. Latysheva, E. P. Belousova, S. V. Olemskoy, S. V. Latyshev,
K. A. Loshchenko

Abstract. We consider spatial features in the distribution of zonal and meridional fluxes of moisture on the territory of Eurasia in the range from 30 to 90° N and from 0 to 180° E, which are essential characteristics that define the current trends of climate change.

Keywords: Climate, moisture content of troposphere, resultant fluxes of moisture, circulation of atmosphere.

Латышева Инна Валентиновна
кандидат географических наук, доцент
Иркутский государственный университет,
664033, г. Иркутск, К. Маркса, 1
тел.: (3952) 52-10-94

Олемской Сергей Владимирович
кандидат физико-математических наук
научный сотрудник
Институт солнечно-земной физики СО
РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 126
тел.: (3952) 56-45-11

Лощенко Кристина Анатольевна
студент, ведущий инженер кафедры
метеорологии
Иркутский государственный университет
664033, г. Иркутск, К. Маркса, 1
тел.: (3952) 52-10-94

Белоусова Елена Петровна
ведущий синоптик АМСГ Иркутск-2
Иркутский авиационный завод
664020, г. Иркутск, ул. Новаторов, 3
тел.: (3952) 48-18-04

Латышев Сергей Вячеславович
студент
Иркутский государственный университет
664033, г. Иркутск, К. Маркса, 1
тел.: (3952) 52-10-94