

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ КОНДЕНСАЦИИ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

Соловьев Д.А., Александрова М.П.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт
океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук*

В современных оценках взаимодействия океан-атмосфера до сих пор остается количественно неопределенная составляющая энерго- и влагообмена, которая связана с конденсацией атмосферной влаги на водную поверхность. В значительной степени это связано с трудностями теоретического и экспериментального определения величины приводной конденсации и отделения ее доли от других приходных составляющих водного баланса. Использование расчетных методов влагообмена характеризуется также сложностью учета особенностей молекулярно-кинетических и гидродинамических процессов на границе раздела океан-атмосфера. Влагообмен между океаном и атмосферой берет свое начало на водной поверхности и проходит через приводный воздушный слой. Перенос влаги в приводном слое осуществляется в условиях существенного отклонения термодинамического равновесия на границе вода - воздух и потому обладает сложной структурой, в формировании которой изначальный вклад вносят процессы молекулярной диффузии и теплопроводности. Поэтому, изучение термической и плотностной структуры процессов тепло и влагообмена вблизи границы приводного слоя атмосферы позволяет углубить и расширить представления о сложных процессах тепло- и массообмена между океаном и атмосферой.

Число исследований, посвященное определению характеристик турбулентного переноса импульса, тепла и влаги в приводном слое достаточно велико. При этом изучению конденсационной составляющей молекулярного влагообмена в приводном слое атмосферы уделяется весьма незначительное внимание. Результаты, полученные в них весьма противоречивы, и не дают ответа на вопрос о причине расхождения модельных и экспериментальных данных и значимости влияния конденсации на энергообмен между океаном и атмосферой. Для решения этой задачи необходимо непосредственное измерение конденсации в пограничном приводном слое воздуха, примыкающем к водной поверхности при различных температурных и влажностных характеристиках сред и последующая параметризация энергообмена внешними условиями.

В экспедиции 35-го рейса НИС «Академик Иоффе» предусматривалось проведение научно-исследовательских работ по изучению процессов приповерхностной конденсации на пути следования судна из порта Галифакс (Канада) до порта Монтевидео (Уругвай). Дата выхода судна из порта Галифакс 23 сентября 2011 г. Окончание рейса в порту Монтевидео 20 октября 2011 г. Схема маршрута 35 рейса представлена на рис. 1.

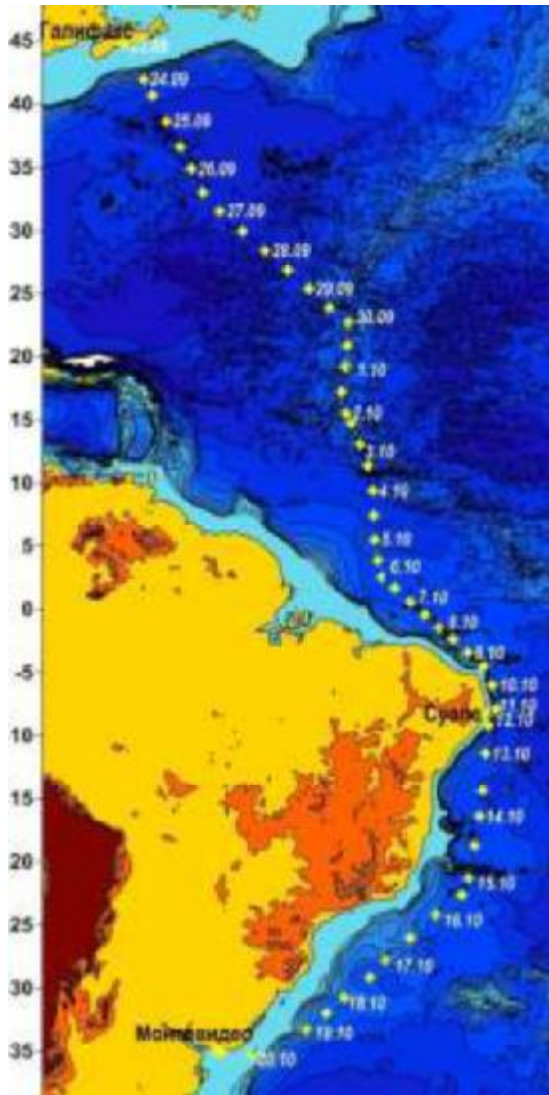


Рис.1 Схема маршрута 35 –го рейса НИС «Академик Иоффе».

В ходе рейса исследовались режимы и условия возникновения процессов приповерхностной конденсации. Такие процессы могут происходить в зонах апвеллинга в результате понижения температуры воздуха около поверхности при интенсивном подъеме холодных глубинных вод. Стоит отметить, что до сих пор роль этих процессов в водном балансе Земли считалась незначительной. В то же время в районах распространения апвеллинга эти процессы могут оказывать значительное влияние на влагообмен между океаном и атмосферой. При этом следует иметь в виду апвеллинг достаточно распространенное явление в океане. Он не редко наблюдается в прибрежной и экваториальной зонах, а так же может быть вызван прохождением тропических циклонов. Осадкомеры и дисдрометры (измеритель дождевых капель - прибор, используемый для захвата жидких гидрометеоров и расчета распределения их диаметров) традиционно используемые при метеонаблюдениях не позволяют проводить исследование процессов приповерхностной конденсации. В

связи с этим для проводимых измерений одновременно использовался комплекс электронно-цифровых приборов, включающий в себя гигрометры, ИК-измеритель температуры и TDS –мультиметр.

Научная программа рейса предусматривала проведение измерений на меридиональном разрезе от 42N до 42S (23.09.2011- 20.10.2011) по маршруту следования судна из Галифакса в Монтевидео. Накопленный массив данных о температуре воды, относительной влажности и температуре воздуха (в том числе вблизи поверхности океана) по маршруту движения судна дает возможность непосредственно определить гидрометеорологические условия, а также зоны, наиболее благоприятные для конденсации влаги вблизи поверхности океана.

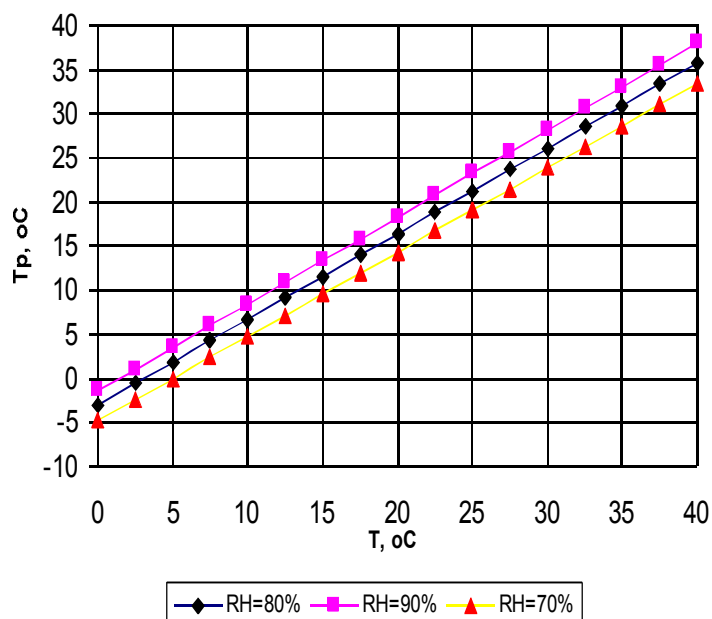


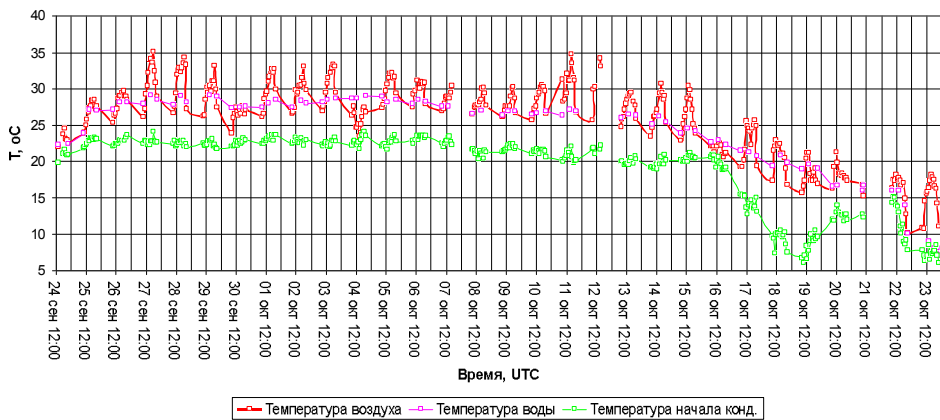
Рис.2. Температура начала конденсации (точка росы) T_p при относительной влажности воздуха $RH = 70, 80$ и 90% .

Температура начала конденсации (точка росы) определяется относительной влажностью воздуха (рис.2.). Чем выше относительная влажность, тем температура конденсации будет выше и ближе к фактической температуре воздуха.

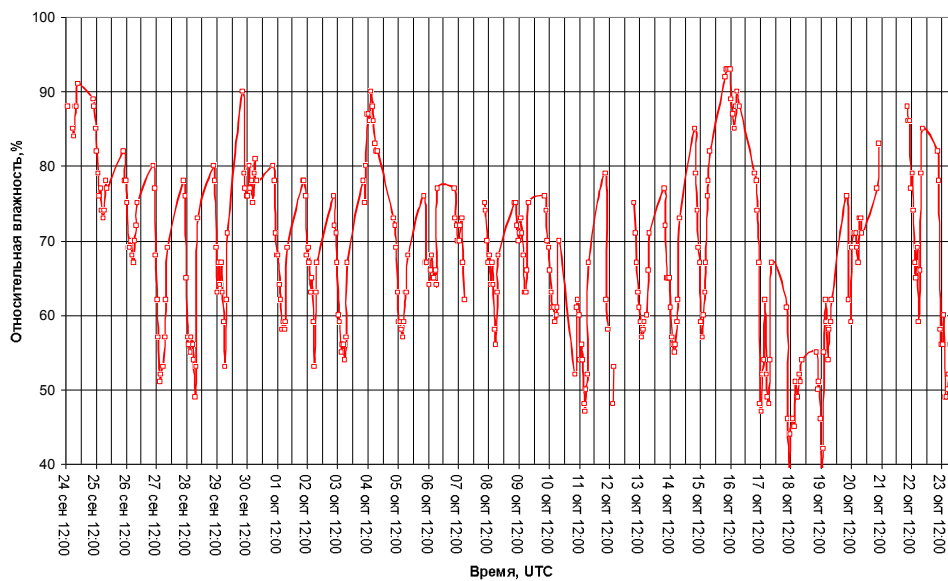
На рис. 3. (б) видно, что относительная влажность воздуха по утрам в отдельные дни (25.09; 30.09; 4.10; 15.10; 16.10) достигала 80-90%. Высокие утренние значения относительной влажности обусловлены, главным образом, ночным охлаждением воздушных масс, вблизи поверхности океана (рис.3.,(а)). При этом изобарически охлажденный водяной пар, содержащийся в воздухе, становится насыщенным по отношению к воде, что приводит к его конденсации. Температуры начала конденсации определяется формулой:

$$T_p = \frac{b\gamma(T, RH)}{a - \gamma(T, RH)}, \text{ где} \quad \gamma(T, RH) = \frac{aT}{b + T} + \ln(RH)$$

где, T_p - точка росы, $a = 17.27$ °C, $b = 237,7$ °C, T - температура в градусах Цельсия, RH - относительная влажность в объемных долях ($0 < RH < 1.0$), \ln — натуральный логарифм.



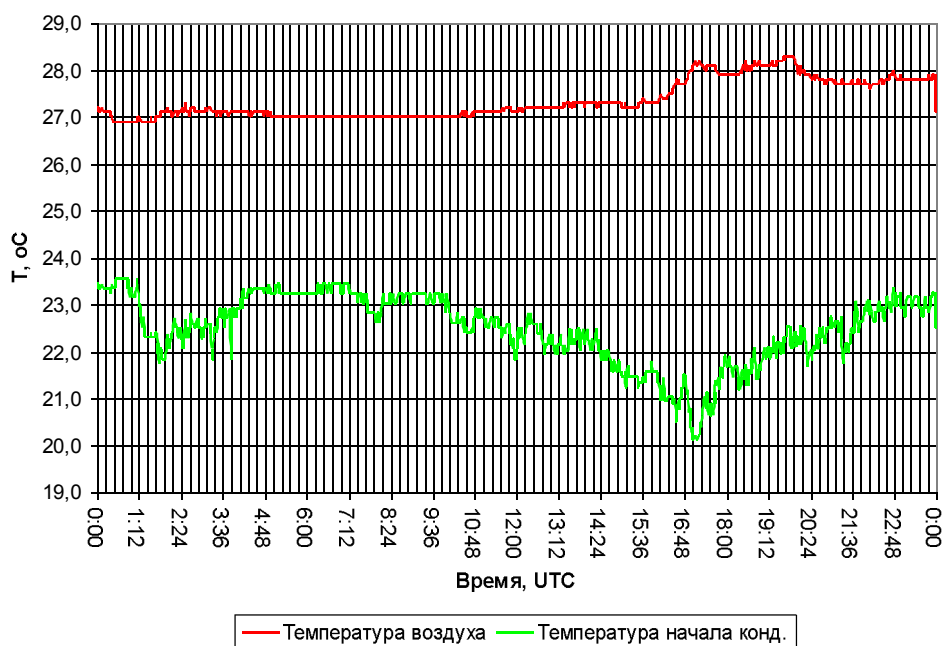
а)



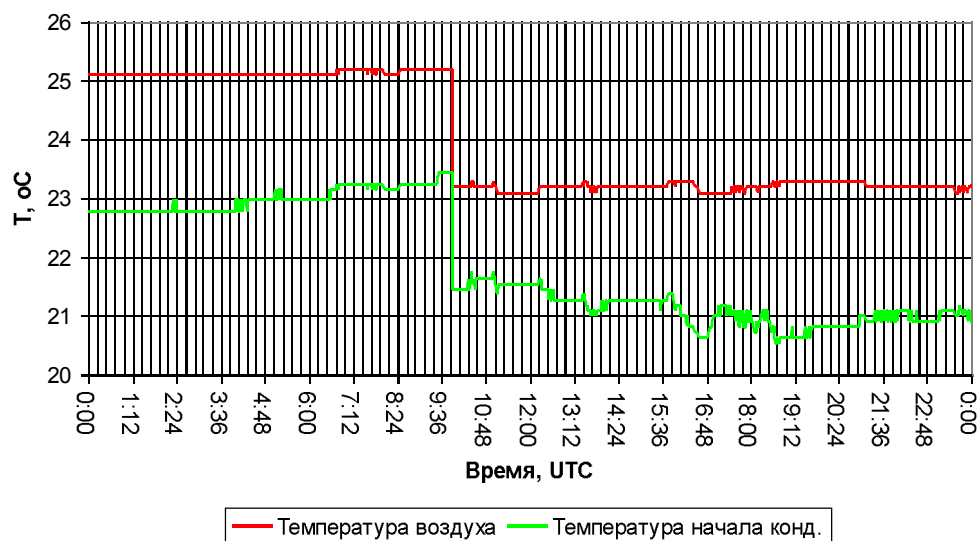
б)

Рис.3. График регистрации изменения (а) - температуры воздуха, температуры начала конденсации и температуры забортной воды, (б) – относительной влажности воздуха.

С восходом солнца температура воздуха постепенно возрастает (рис. 4). При этом дефицит точки росы ($\Delta T_p = T - T_p$) увеличивается, а относительная влажность воздуха снижается. По маршруту движения судна можно условно выделить 2 широтные зоны, где отмечались наиболее выраженные процессы приповерхностной конденсации. Границы этих зон лежат в пределах от 39° до 23° северной и от 23° до 35° южной широты. В экваториальной зоне маршрута судна перепад между значениями температуры воды и воздуха был менее выражен, что способствовало увеличению дефицита точки росы.



а)



б)

Рис.4. Пример суточной регистрации (а) - температуры воздуха и температуры начала конденсации 27.09.2011, (б) - температуры воздуха и температуры начала конденсации 16.10.2011

На рис.4. показан пример суточной регистрации температуры воздуха и температуры начала конденсации при различном состоянии условий облачности (27.09.11 и 16.10.11). День 27 сентября характеризовался наблюдением незначительного количества облачности. День 16 октября 2011 года, характеризовался условиями сплошной плотной облачности, которая практически не давала просветов на небе (рис.4.). Температура поверхности заборной воды в этот день изменялась в пределах 0,5 °C в интервале времени между 8 и 20 ч. На рис.4. (б) видно, что около 10 часов утра происходит скачкообразное снижение

температуры воздуха примерно на 2°C . При этом дефицит точки росы снижается до нуля и происходит интенсивная конденсация водяного пара вблизи поверхности океана. Величина конденсации при снижении температуры на величину 2°C может составлять до 10% от уровня фактического содержания водяного пара в ед. объема воздуха на уровне моря (для $T=25^{\circ}\text{C}$ уровень максимального содержания водяного пара в воздухе составляет примерно 2,3%).

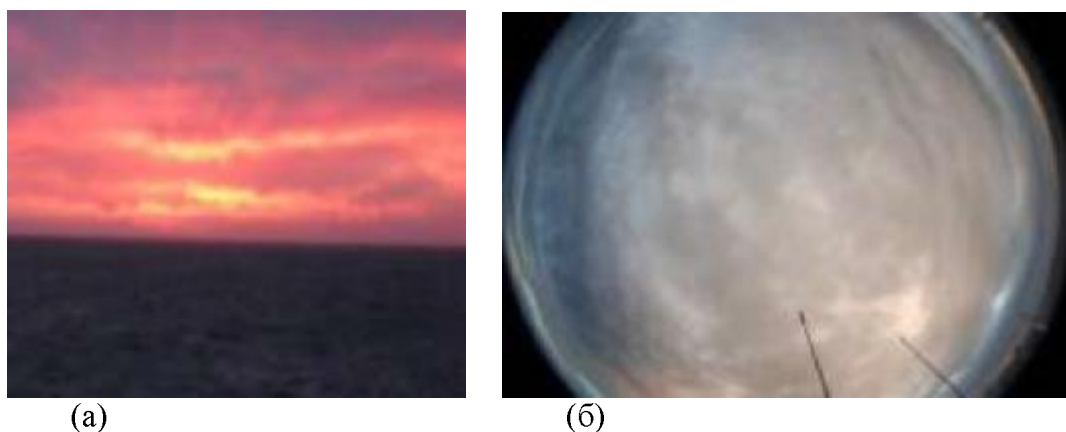


Рис.5. Пример окраски зари (а) и состояние облачности (б) 23.10.2011 9:00 UTC при высоком уровне конденсации (39,00,57S;56,37,78W), влажность воздуха 82%, $\Delta T_p=2,9^{\circ}\text{C}$, тип облаков – Слоисто-кучевые просвечивающие (Sc. trans.)

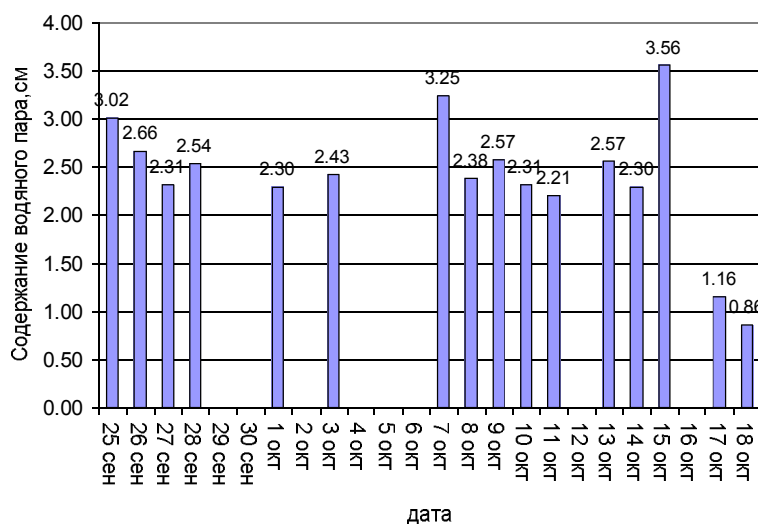


Рис.6. Содержание водяного пара в вертикальном столбе воздуха в атмосфере.

В ходе рейса были проведены также визуальные наблюдения, позволяющие судить о характере конденсации. Известно, что о характере конденсации можно судить по окраске зари при восходе и закате солнца. Цвет зари зависит от содержания в воздухе водяных паров и пыли. Воздух, сильно насыщенный влагой, преимущественно пропускает красные лучи (рис.5.). Такая картина окраски зари, как правило, отмечалась при дефиците точки росы $\Delta T_p \leq 3^{\circ}\text{C}$. Интенсивная ярко-

желтая, золотистая и розовая окраска вечерней зари свидетельствует о малом содержании влаги и большом количестве пыли в воздухе, что указывает на низкую конденсацию.

При конденсации влаги, приносимой на холодное водное зеркало воды нагретым воздухом. На высоте 100-150 м над поверхностью отмечалась густая облачность, которая на еще большей высоте преобразуется в кучевые облака.

Результаты измерений общего содержания водяного пара в атмосфере, выполненные с использованием озонметра MICROTOPS II показаны на рис. 6. Прибор позволял делать измерения только в условиях, когда вблизи Солнца отсутствовала облачность. Представлены данные, полученные по маршруту следования Галифакс -Монтевидео. Обращает на себя внимание то, что распределение максимального содержания водяного пара в воздухе качественно соответствует распределению относительной влажности воздуха (рис.3., б).

Важно отметить, что относительная влажность воздуха в некоторых областях маршрута стабильно держится рядом с отметкой 80-90%. Высокие утренние значения относительной влажности обусловлены, главным образом, ночным охлаждением воздушных масс, вблизи поверхности океана (рис.3., а б). При этом изобарически охлажденный водяной пар, содержащийся в воздухе, удерживается насыщенным по отношению к воде, что приводит к его конденсации.

Конденсация на водную поверхность во всех областях маршрута, как следует из приведенных выше результатов измерений, происходит систематически на протяжении всего пути судна. Этот факт дает основание для количественных оценок в данной локальной местности составляющей приводной конденсации.

По данным усредненных суточных измерений за 20 октября 2011 г. выполним оценку величины дополнительного (за счет приповерхностной конденсации) притока пресной воды в заливе Заливе Ла -Плата (35,06,41S; 63,13,60W) , площадью около 25 тыс. км² с использованием формулы Герца-Кнудсена [1]:

$$j = \beta \sqrt{\frac{R}{2\pi}} [\rho_{\infty} \sqrt{T_a} - \rho_s \sqrt{T_s}]$$

Здесь,

j - плотность потока сконденсировавшейся массы воды в кг/м² ·сек;

ρ_s - плотность паров при температуре поверхности воды T_s (взята из таблицы в кг/м³);

ρ_{∞} - плотность паров воды при температуре воздуха рассчитывается по температуре насыщенных паров для температуры воздуха T_{∞} и относительной влажности RH т.е $\rho_{\infty} = RH \cdot \rho_{\text{нп}\infty}$ в кг/м³ ;

T_s - температура воды в градусах Кельвина;

R -универсальная газовая постоянная ($R=8,31$ Дж/моль · град);

T_{∞} - температура воздуха в градусах Кельвина

β -коэффициент конденсации-испарения, обычно принимается равным единицы или 0,6 (это значение до сих пор предмет дискуссии);

Расчеты показывают, что плотность потока сконденсировавшейся массы воды в заданной точке залива оказывается равной $4 \cdot 10^{-6}$ мм / м²·сек (10,4 мм/м²·мес.), в то время как среднемесячная величина испарения в заливе по данным Атласа теплового баланса в октябре составляет величину порядка 50 мм/м²·мес. [4]. Как можно заметить величины вполне сопоставимые, однако в современных климатических моделях при параметризации водного баланса конденсация не учитывается. В то же время эффект конденсации на водную поверхность для данной локальной области играет существенную роль при формировании уровня океанических вод и солености воды, так как происходит поверхностное опреснение. Учет конденсации необходим и при параметризации теплового баланса в моделях климата. Интенсивность потока скрытого тепла от атмосферы к океану, исходя из полученных нами значений коэффициента конденсации для залива Ла –Плата, может составлять в соответствии с данными наших измерений величину порядка до 10% от величины всего потока [3]. А на длительных временных интервалах эффект конденсации будет приводить к более существенным изменениям в термическом режиме океана и возможным систематическим ошибкам в межширотном потоке тепла в океане. Таким образом, для подобных областей Мирового океана необходима коррекция параметризации составляющих водного и теплового баланса с учетом явления приповерхностной конденсации.

Литература

1. Коган М.Н. Динамика разреженного газа. М.: Наука, 1967. 440 с.
2. Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара М.: Изд-во «Свердловск — Москва», 1945. 57 с.
3. Чечин Д. Г., Репина И.А., Степаненко В.М. Численное моделирование влияния холодной пленки на тепловой баланс и термический режим водоемов // Изв РАН сер ФАО, Т 46, №4, 2010. С.538-550.
4. Атлас теплового баланса. Под редакцией М.И. Будыко. Л.: Главная Геофизическая обсерватория им. А.И. Военкова. 1955. 41 с.