

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ НА РЕГИОНАЛЬНЫЙ ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

А.Х.Дегтерев, В.В.Подольский

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

Разработана модель, описывающая суточный ход температуры поверхности суши или мелководного водоема, предназначенная для даунскейлинга результатов расчетов по модели глобальной циркуляции атмосферы. Модель основана на уравнении теплового баланса, учитывающем радиационный баланс поверхности, контактный теплообмен с атмосферой и нижележащими слоями, а также испарение и конденсацию воды. Уравнение решается конечно-разностным методом с шагом по глубине 1 см и шагом по времени 36 с. Приведены результаты численного моделирования для различных значений входных параметров модели.

Существующие модели глобальной циркуляции океана и атмосферы, как правило, имеют пространственное разрешение порядка сотен километров [1], что недостаточно для моделирования регионального климата с учетом неоднородности подстилающей поверхности. На суше и в зоне сопряжения суша-море на масштабах десятков километров существенно меняются составляющие теплового баланса поверхности, связанные, например, с альбедо, экспозицией склона или с теплопроводностью нижележащих слоев. Одним из выходов из этой ситуации является использование глобальной модели в комплексе с точечной региональной моделью. При этом характеристики конкретной подстилающей поверхности учитываются в точечной модели, а из глобальной модели берутся значения температуры воздуха, скорости ветра, влажности воздуха и других параметров на нижнем слое атмосферы для данного регионального «бокса» (элемента конечно-разностной сетки). В свою очередь, полученные в точечной модели значения потоков тепла и влаги между поверхностью и атмосферой используются как подправленные граничные условия в процессе числен-

ного моделирования глобальной циркуляции. Такой подход позволяет учесть не только неоднородности ландшафта, но даже влияние особенностей растительного покрова [2].

Нами была реализована точечная модель тепло-водообмена подстилающей поверхности с атмосферой, причем в данном случае она использовалась не для даунскейлинга расчетов по крупномасштабным моделям, а для проведения численных экспериментов по изучению влияния параметров атмосферы и самой поверхности на суточный ход составляющих теплового баланса. При этом суточный ход температуры воздуха задавался по данным измерений, а другие параметры модели варьировались. Естественно, при этом не воспроизводилась синоптическая изменчивость метеопараметров и полученные результаты описывают лишь установившийся тепловой баланс, что характерно для относительно длительных периодов спокойной погоды.

В основе модели лежит уравнение теплового баланса верхнего слоя поверхности конечной толщины. Считалось, что этот слой достаточно тонкий, чтобы его можно было считать равномерно прогретым. В случае водоема соответствующая $H_{\text{вкс}}$ бралась до 1 м, а для поверхности суши задавались значения $H_{\text{вкс}}$ порядка нескольких миллиметров в зависимости от характера грунта. Таким образом, предложенная модель описывает суточный ход температуры как в мелководном водоеме, так и на различных участках суши. При заданных теплоемкости вещества этого слоя C и его плотности ρ тепловой режим поверхности описывается уравнением:

$$C \cdot \rho \cdot H_{\text{вкс}} \cdot \frac{dT}{dt} = \sum_{i=1}^5 F_i, \quad (1)$$

где F_i – составляющие теплового баланса поверхности (F_1 – суммарная падающая радиация, F_2 – поток между верхним и нижележащим слоями, F_3 – эффективное излучение поверхности, F_4 – контактный теплообмен между поверхностью и атмосферой, F_5 – поток скрытого тепла, связанный с испарением и конденсацией воды). Эти потоки рассчитывались по известным формулам [3]. Составляющие радиационного баланса определялись как:

$$F_1 = S(1 - A)\sin\beta, \quad (2)$$

$$F_3 = -\delta\sigma(1 - \gamma)T^4, \quad (3)$$

где S – интенсивность падающей суммарной радиации с учетом ослабления в атмосфере, которое зависит от ее прозрачности, наличия облачности и т.п., A – альbedo поверхности и β – угол Солнца над горизонтом. Коэффициент ослабления солнечного излучения в атмосфере и альbedo поверхности также являются функциями β . Текущее значение β рассчитывалось с учетом широты места, даты и местного времени суток. В выражении (3) δ – степень черноты поверхности, σ – коэффициент Стефана-Больцмана, γ – доля возвратного ИК-излучения и T – абсолютная температура поверхности. Величина γ определяется, в частности, концентрацией радиационно-активных («парниковых») газов в атмосфере. Поток F_2 рассчитывался по одномерному уравнению теплопроводности, при этом на глубине 50 см ниже верхнего слоя задавалась сезонная температура грунта, а температура на верхней границе определялась на каждом временном шаге из уравнения (1). Коэффициент теплопроводности грунта варьировался в пределах $(1-15) \cdot 10^{-7}$ м²/с в зависимости от характера грунта (дна), шаг по глубине $\Delta z = 1$ см. В этом смысле рассчитывался весь профиль температуры, и значение F_2 определялось по разности температур на верхних двух слоях:

$$F_2 = \lambda(T_2 - T_1)/\Delta z, \quad (4)$$

где λ – коэффициент теплопроводности грунта. Контактный теплообмен с атмосферой рассчитывался по температуре воздуха T_a на данный момент и интегральному коэффициенту турбулентного обмена D [4], который зависит, вообще говоря, от скорости ветра и стратификации нижнего слоя воздуха:

$$F_4 = -D(T - T_a)\rho_a C_a, \quad (5)$$

Здесь ρ_a и C_a – плотность и теплоемкость воздуха. Поток F_5 рассчитывался по скрытой теплоте испарения L и скорости испарения E :

$$F_5 = -LE, \quad (6)$$

В свою очередь скорость испарения рассчитывалась по влажности воздуха q :

$$E = D\rho_a(q_s - q), \quad (7)$$

где q_s – абсолютная влажность насыщенного воздуха при температуре T . Несмотря на сравнительную простоту параметризации процессов теплообмена модель позволила получить некоторые интересные результаты.

Исходя из устойчивости разностной схемы шаг по времени брался 36 с, однако значения температуры поверхности и потоков $F_1 - F_5$ выводились через 1 час модельного времени. В связи с большой тепловой инерционностью нижележащих слоев суточный ход теплового режима даже при малых $N_{вкс}$ устанавливался от нескольких дней до месяца, поэтому численные эксперименты проводились с искусственным заданием неизменного склонения солнца для интересующей даты в течение месяца модельного времени.

Особое внимание обращалось на моделирование условий мелководных водоемов. На рис.1 показана зависимость величины парникового эффекта от времени года, полученная путем увеличения параметра γ от 0.76 до 0.78. Результаты приведены для водоема глубиной 20 см при влажности воздуха 80%. Видно, что наибольшее абсолютное изменение температуры, обусловленное этим радиационным эффектом, достигается в ноябре-январе. Следует отметить, что при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере ожидается уменьшение потока F_3 в среднем всего на 8 Вт/м², тогда как чувствительность потока F_2 между водой и дном к характеру осадков на дне оказывается большей (даже среднесуточное значение F_2 около 40 Вт/м²).

Изучалась также зависимость суточного хода температуры воды от влажности воздуха, от параметров грунта на дне, от глубины водоема и других параметров.

Модель позволяет изучать зависимость теплового режима подстилающей поверхности не только от характеристик атмосферы, но и от параметров самого верхнего слоя, а также нижележащих слоев.

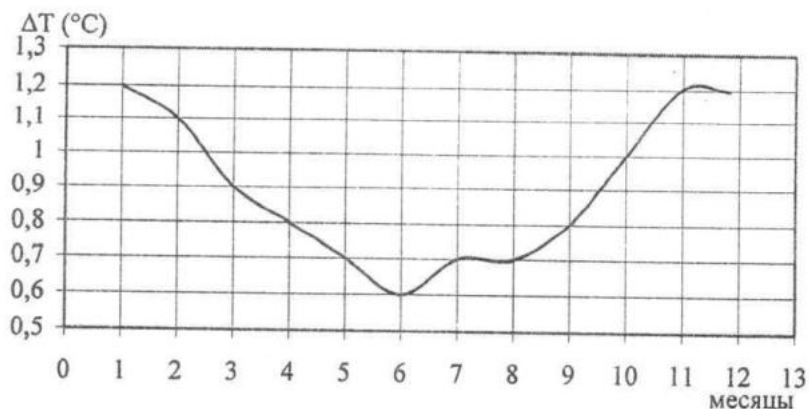


Рис.1 - Изменение температуры воды (°C) в разные месяцы при усилении парникового эффекта

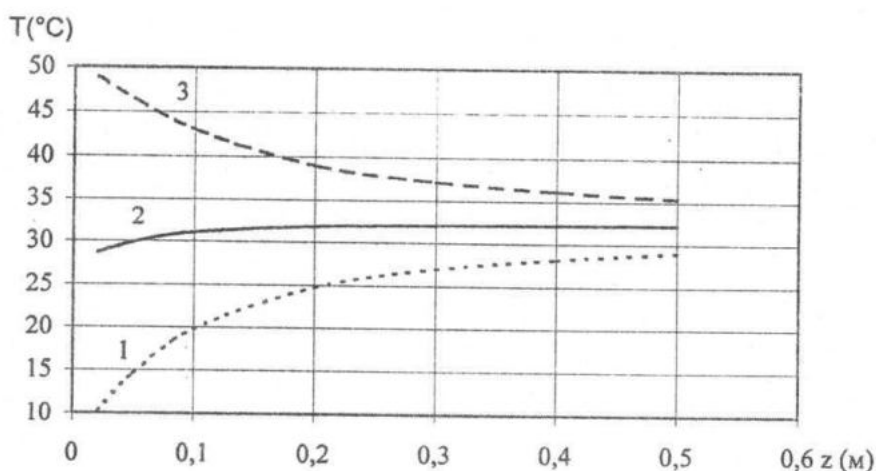


Рис.2 - Зависимость минимальной, средней и максимальной суточных температур воды от глубины водоема в июне. (1 - $T_{\text{мин.}}$, 2 - $T_{\text{сред.}}$ 3 - $T_{\text{макс.}}$)

Как видно из рис.2 при увеличении глубины мелководного водоема помимо обычного уменьшения амплитуды суточного хода отмечается повышение среднесуточной температуры. Эффект особенно заметен при небольших глубинах 5-20 см и летом. На широте Крыма в июне повышение средней температуры воды достигает 4 °C.

Таким образом, разработанная модель может использоваться не только как вспомогательная при работе с моделью глобальной циркуляции, но и сама позволяет прогнозировать некоторые региональные изменения гидрометеорологических параметров в связи с глобальным потеплением.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мелешко В.П., Голицин Г.С., Говоркова В.А., и др. Возможные антропоген-

ные изменения климата России в XXI веке: оценки по ансамблю климатических моделей // *Метеорология и гидрология*. – 2004, № 4. – С. 38-49.

2. Kleidon A., Fraedrich K., Heimann M., A green planet various a desert worlds. Estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate // *Climate change*, vol.44, 2000, №4, – P. 471-493.

3. Егоров Н.И. Физическая океанография. Гидрометеиздат. – Ленинград, 1974, – 450 с.

4. Будыко М.И. Климат и жизнь. – Гидрометеиздат, Ленинград, 1971. – 472 с.

5. Титов В.Б, Савин М.Т. Об оценке температурного режима атмосферы, формирующего гидрологическую структуру Черного моря // *Метеорология и гидрология* –2000, №10, – С.78-84.