

**Русин И.Н., д. геогр. н., проф., Ситдикова Ю.Р., магистр гидрометеорологии
Санкт-Петербургский Государственный университет**

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ РЕЛЬЕФА НА ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ГОРНОГО СКЛОНА

Изучены изменения составляющих теплового баланса урочища, рассчитанные по данным измерений на одной из его фаций. По цифровой модели рельефа с шагом 10 м участка горного склона проведены оценки, показывающие, что важную роль в формировании топоклимата играют затенение склонов и их ориентация, которые могут сильно различаться на расстоянии несколько метров.

Ключевые слова: расчет, тепловой баланс, горный склон, затенение, ориентация склона

Введение. В настоящее время существует множество средств гидрометеорологических наблюдений: от спутниковых до традиционных наземных станционных. Однако дистанционные методы не имеют нужной точности восстановления метеорологических характеристик, а точечные методы не обладают достаточным пространственным охватом. Для того чтобы повысить точность дистанционных наблюдений, проводят их калибровку по наземным данным. Однако в районах со сложной структурой рельефа метеорологические величины характеризуются сильной пространственной изменчивостью, что существенно затрудняет как калибровку, так и последующую интерпретацию данных дистанционных наблюдений.

С точки зрения климатологии, измеренные в точке значения метеорологических величин в горных районах, отражают взаимодействие атмосферы с наименьшей единицей ландшафта – фацией [1], в то время как пространственная изменчивость метеорологических характеристик, прежде всего, определяется особенностями расположения аналогичных фаций на различных участках рельефа. Совокупность фаций, приуроченных к мезоформе рельефа, образует урочище [1]. Мезоформы горного рельефа состоят из вершин, долин и склонов. Эти элементы рельефа не одинаково освещаются солнцем, и поэтому их радиационный баланс оказывается различным, что влечет за собой и различие в формировании их теплового баланса. В настоящее время можно с достаточно высокой точностью рассчитать радиационный баланс склонов на основе цифровых моделей рельефа [2], поэтому можно проанализировать с помощью расчетов насколько сильно изменяются при переходе к масштабу урочища составляющие теплового баланса, полученные по данным измерений одной точке, характерной для составляющих его фаций. Рассмотрение этой задачи является целью данной работы.

Данные и методология. Предположим, что в одной точке фации, типичной для некоторого урочища, получены данные стандартных актинометрических наблюдений: прямая, рассеянная, отраженная и суммарная солнечная радиация, эффективное излучение и радиационный баланс. Наличие измерений суммарной и отраженной радиации позволяют считать известной такую важную характеристику подстилающей поверхности, как альбедо.

Для безоблачного неба коротковолновые составляющие радиационного баланса склона произвольной ориентации с учетом его затенения окружающими горами можно в настоящее время рассчитать достаточно точно [2]. Это позволяет вместо субъективно определяемого балла облачности вычислять в качестве характеристики влияния облачности на радиационный баланс отношение измеренного значения

коротковолнового баланса к значению, полученному путем расчета для безоблачного неба по формулам, описанным в работе. Эффективное излучение (G) определяется как разность длинноволнового излучения серого тела и противоизлучения атмосферы, вычисляемого по формуле, предложенной в работе [3]. Расчет потока тепла в почву производились по методу, описанному в работе [4], который позволяет использовать данные произвольного количества почвенных термометров, установленных на произвольных глубинах наблюдений.

Для выполнения расчетов необходимо также цифровой модели рельефа рассматриваемой области с шагом по горизонтали не более первых десятков метров. Создание такой цифровой модели до настоящего времени представляет значительные трудности.

Для расчета турбулентных потоков тепла и влаги предположим, что в одной точке фации, типичной для некоторого урочища произведены стандартные градиентные метеорологические наблюдения. Это значит, что для заданной даты и времени в пункте с известными географическими координатами получены значения следующих метеорологических величин: температура воздуха на 2-х уровнях, относительная влажность воздуха на 2-х уровнях, скорость ветра на 2-х уровнях, приземное атмосферное давление, температура подстилающей поверхности, температура почвы на 4-х глубинах. Отбирая наблюдения, относящиеся к нейтральной стратификации, можно накопить достаточно данных для определения параметра шероховатости подстилающей поверхности [5]. Этот параметр также в дальнейшем считаем известным.

Расчет турбулентных потоков тепла и влаги по данным наблюдений является наиболее тонким и сложным. Дело в том, что из физических соображений на эти потоки налагаются два вида условий. Во-первых, они должны замыкать уравнение теплового баланса подстилающей поверхности:

$$P + LE = R. \quad (1)$$

Здесь P - турбулентный поток тепла, LE - затраты тепла на испарение, R - разность между радиационным балансом и потоком тепла в почву.

Во-вторых, знак турбулентных потоков всегда должен быть противоположен знаку вертикальных градиентов температуры и влажности:

$$P = -C_T \cdot \Delta u \cdot \Delta t \cdot C_p \cdot \rho, \quad (2)$$

$$LE = -C_T \cdot \Delta u \cdot \Delta q \cdot L \cdot \rho. \quad (3)$$

Здесь C_T - коэффициент турбулентного теплообмена, ρ - плотность воздуха, C_p - теплоемкость воздуха при постоянном давлении, L - скрытая теплота парообразования, z_1, z_2 - высоты уровней наблюдений ($z_2 > z_1$), Δu , Δt и Δq - разности скоростей ветра, температур и массовых долей водяного пара между уровнями z_2 и z_1 соответственно.

Обычно турбулентные потоки тепла оценивают либо с помощью отношения Боуэна [5], либо используя формулы теории подобия Монина-Обухова [6]. Однако, как показано в работе [7] использование отношения Боуэна, хоть и удовлетворяет уравнению теплового баланса по построению, но очень чувствительно к погрешностям градиентных наблюдений и не во всех случаях реальных измерений приводит к значениям потоков, направленных против градиентов переносимых величин. С другой стороны, использование формул подобия всегда позволяет получить потоки,

направленные правильно, но, как показано в работе [8], эти потоки не замыкают уравнение теплового баланса.

Поэтому в расчетах применен метод расчета, учитывающий характер метеорологических данных. Он основан на том, что коэффициент теплообмена C_T может быть получен двумя способами. Во-первых, этот коэффициент может быть выражен через известные профильные функции $\psi_m(z/L)$ для скорости ветра и $\psi_h(z/L)$ для температуры и влажности [5]:

$$C_T(z_1, z_2, L) = \frac{\kappa^2}{\Pr \left[\ln \left(\frac{z_1}{z_2} \right) - \psi_m \left(\frac{z_1}{L} \right) + \psi_m \left(\frac{z_2}{L} \right) \right] \left[\ln \left(\frac{z_1}{z_2} \right) - \psi_h \left(\frac{z_1}{L} \right) + \psi_h \left(\frac{z_2}{L} \right) \right]}, \quad (4)$$

Здесь характерный масштаб Монина-Обухова определяется с помощью итерационного процесса:

$$L^{k+1} = L_0 \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \psi_h \left(\frac{z_2}{L^k} \right) + \psi_h \left(\frac{z_1}{L^k} \right)}{\left[\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \psi_m \left(\frac{z_2}{L^k} \right) + \psi_m \left(\frac{z_1}{L^k} \right) \right]^2} \quad \text{при} \quad L_0 = \frac{T}{\kappa g} \frac{\Delta U}{\Delta T}, \quad (5)$$

Во-вторых, коэффициент C_T может быть также определен, по аналогии с методом введения отношения Боуэна, и из уравнения теплового баланса подстилающей поверхности

$$C_T(z_1, z_2, L) = \frac{Rn}{c \cdot C_p \cdot Du \cdot \Delta t_e} \quad \text{при} \quad \Delta t_e = \Delta T + \frac{L}{C_p} \Delta q, \quad (6)$$

Причем величина Δt_e пропорциональна непосредственно измеряемой температуре смоченного термометра [5]:

$$\Delta T_e = \Delta T_{cm} [1 + a \cdot c \cdot E(T_{cm})], \quad a = \frac{0,622L}{C_p \cdot P}, \quad c = 0,0726 \cdot (1 - 0,082T). \quad (7)$$

Использование этого способа формулы позволяет существенно уменьшить роль погрешности исходных данных, по сравнению с методом, основанным на отношении Боуэна. В работе [5] показано, что в силу монотонного характера зависимости $C_T(L)$, зная значение C_T , можно с любой точностью найти L , не прибегая к итерациям.

Поскольку уравнение теплового баланса выполняется на деятельной поверхности, а наблюдения производятся на некоторой высоте над ней, то полученные по результатам наблюдений разности ΔU , ΔT и Δq отражают и некоторое влияние адвекции. Вследствие этого возникают ситуации, когда технически более простой метод, основанный на уравнении (6), не применим. В этом случае следует вычислять параметр L и пользоваться формулами (4) - (5). На рис. 2 показана логическая схема принятия решения о способе расчета турбулентных потоков тепла и влаги по данным измерений с учетом возможного характера процессов энергообмена.

Для расчета влияния мезорельефа на тепловой баланс поверхности урочища использованы следующие предположения. Локальные свойства фаций, составляющих урочище, такие как альbedo, шероховатость, свойства почвенного покрова являются одинаковыми. Температура воздуха и давление изменяются с высотой как в политропной атмосфере с вертикальным градиентом температуры $6^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Относительная влажность воздуха и скорость ветра на высоте 2 м над подстилающей поверхностью района не меняются и равны измеренным в точке значениям. Однако поскольку меняется расположение поверхности по отношению к солнцу, меняется также и радиационный баланс, температура подстилающей поверхности и устойчивость приземного слоя. Учет этих факторов произведен с использованием основанного на эмпирических данных и обоснованного Хольтслагом предположения [9,10], связывающего радиационный баланс поверхности (Rn) и разность температур подстилающей поверхности (T_s) и уровня z_2 стандартных метеорологических наблюдений (T):

$$T_s - T = a \cdot Rn, \quad (8)$$

Коэффициент a по Хольтслагу при температуре 25°C равен 0,002. Но в расчете он был определен по данным наблюдений в точке и использован без изменений для всего района.

Использование этих предположений позволяет рассчитывать составляющие теплового баланса поверхности урочища в соответствии с изменением мезорельефа и зависимым от него изменением коротковолнового баланса.

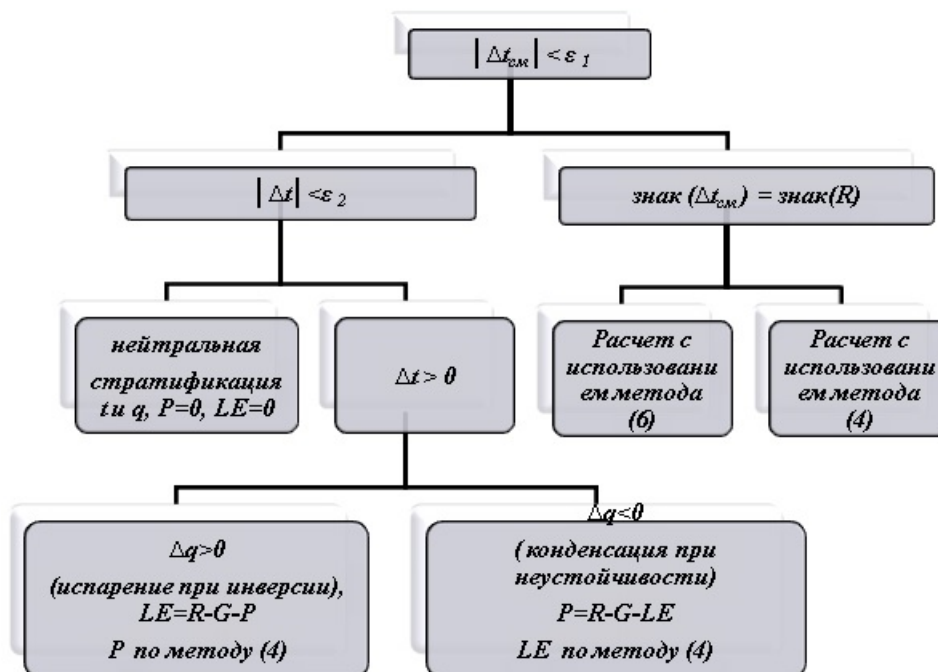


Рис 1. Классификация по данным измерений ситуаций при расчете турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение. Критерии и выбраны на основе погрешностей измерений температуры и в данной работе равны $0,2^{\circ}\text{C}$.

Результаты. В качестве одного из примеров расчета по описанной выше методике на рис. 4 приведены карты распределения температуры поверхности, суммарной радиации и турбулентных потоков тепла и влаги для участка на территории заказника Большой Утриш Анапского района Краснодарского края. Для этой территории была произведена топографическая съемка местности участка 1x1 км с помощью GPS, топографической карты и барометрического нивелирования. Определены высоты и координаты характерных точек рельефа (минимумы, максимумы), а также положение и высота затеняющих проверочную точку высот. По измерениям была построена цифровая модель рельефа с шагом 10 метров по обеим координатам (рис. 1). Участок представляет собой горный склон с сильно изрезанным мезорельефом, имеющим поверхности различной ориентации и небольшую впадину. Перепад высот на участке составил 350 м. Данные, использованные для построения рис. 3, взяты из наблюдений за период с 4 по 22 августа 2010.

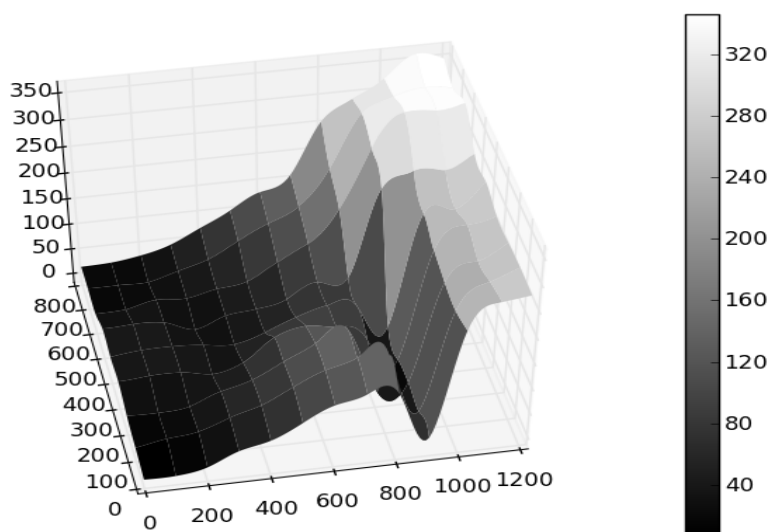


Рис.2. Цифровая модель рельефа исследуемой территории

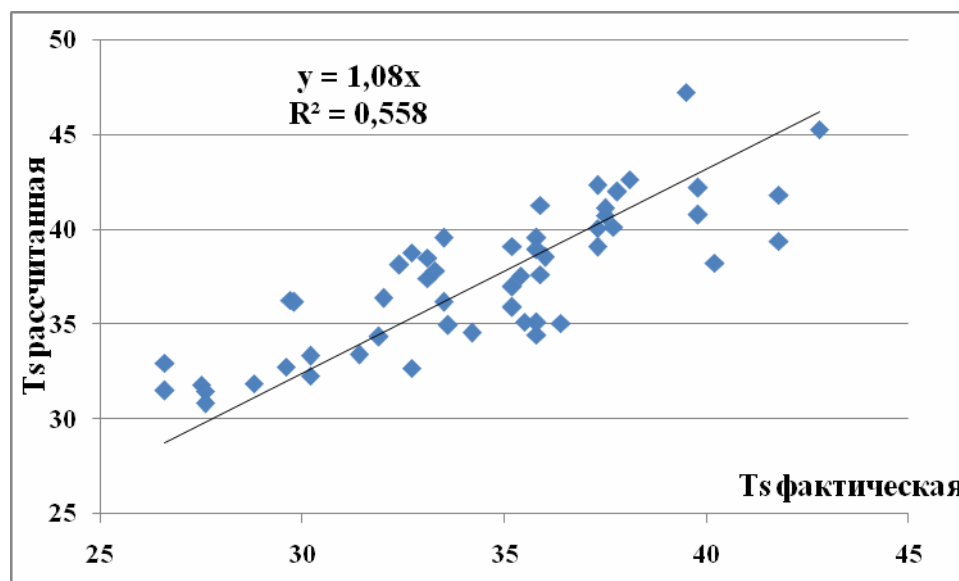


Рис 3. Диаграмма рассеяния вычисленных значений температуры поверхности по сравнению с измененными в контрольной точке.

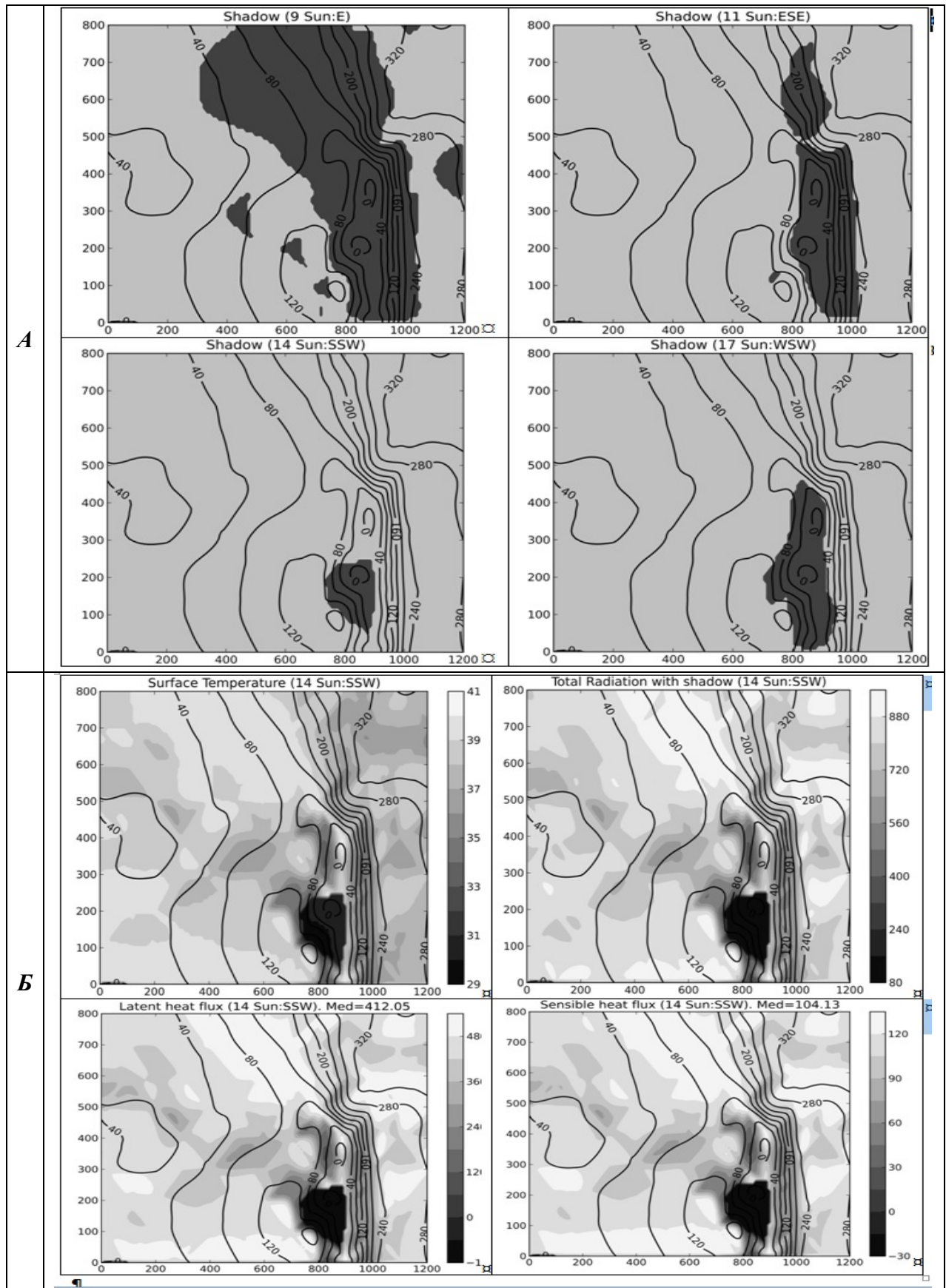


Рис 4. Результаты расчетов распределения по участку теней в дневные сроки (А) и составляющих теплового баланса в полдень местного времени (Б). Изолинии – высота рельефа.

Для контроля за качеством расчета, кроме основной точки наблюдений, использована контрольная. Точки были расположены на высоте 49м и 47м над уровнем моря, на расстоянии 400 метров друг от друга. Угол наклона склона в точках был примерно одинаков ($14,5^\circ$ и 19°). Основная точка находилась на северо-западном склоне, а контрольная - на юго-западном склоне мезорельефа. На рис. 3 показано, как согласуются результаты расчета и данные измерений в контрольной точке. Качество согласование не высокое, но с учетом простоты метода воспроизведения его можно признать приемлемым для первичных оценок.

На основе принятой методики были проведены расчеты составляющих теплового баланса поверхности участка. На рис 4 приведен пример пространственного распределения составляющих теплового баланса 14ч 30 м местного времени 5 августа 2010 г. Во время наблюдений развивалась конвективная облачность. Относительная влажность воздуха составляла 60%, скорость ветра на уровне 2 м была равной 2 м/с. На этом же рисунке показана эволюция затенения в течение этого дня.

Обсуждение. Рис. 4А позволяет проиллюстрировать важнейшую роль фактора затенения в формировании теплового баланса урочища. Режим затенения зависит от положения солнца и мезо и макрорельефа. Эффект макрорельефа (основной горный хребет на западе) наиболее четко прослеживается в утренние часы, однако эффект мезорельефа (сравнительно неглубокая долина) имеет место в течение всего дня. Эффект затенения отчетливо проявляется в изменчивости значений температуры поверхности. Разница температур на наиболее благоприятных для освещения солнцем по наклону и ориентации склонов достигает в полдень при минимальном влиянии тени 10°C , что вполне сравнимо с амплитудой суточного хода температуры. Эта разница, несколько меняясь по значениям, сохраняется в течение суток и, безусловно, является ключевым фактором формирования микроклиматических различий участка.

Затенение создает главный контраст в значениях поступающей на землю солнечной радиации. Таким образом оно влияет и на турбулентные потоки. В мезомасштабной долине (балке) даже днем радиационный баланс оказывается отрицательным, создается инверсия, испарение уменьшается, а турбулентный поток тепла направлен к земле. В этих условиях, вероятно, следует учитывать возникновение микроциркуляции воздуха. Однако не только затенение формирует микрометеорологические градиенты потоков. Если принять за погрешность наблюдений и расчетов значение 10 Вт/м^2 , то большие этой погрешности различия в значениях турбулентных потоков видны на рис 4Б. Мы связываем их с различной ориентацией мезосклонов, так как наклоны мезосклонов близки к наклону основного склона, на котором расположен участок.

Заключение. Солнечное излучение является доминирующим компонентом энергетического баланса поверхности. Угол наклона и ориентация склона определяют его освещенность. В сильно пересеченной местности они могут сильно различаться на расстоянии нескольких метров, а значит, могут генерировать изменчивость мелкомасштабных особенностей теплового баланса. Однако получить количественные оценки соответствующих микроклиматически градиентов в реальных условиях не просто. Этому препятствуют и изменения синоптической ситуации, и возможные местные, и региональные различия в облачном покрове, и пестрота локальных характеристик реальных подстилающих поверхностей.

До настоящего времени остается неясным, в какой степени топоклимат определяется различиями в приходе радиации на склоны и какова роль таких факторов, как характер и увлажненность почвы и особенности растительного покрова. В представленной работе сделана попытка приблизиться к ответу на этот вопрос, путем моделирования изменчивости метеорологических полей у поверхности земли для

участка сильно пересеченной местности с одинаковыми свойствами подстилающей поверхности. Несмотря на то, что пока не удалось учесть все известные виды влияния топографии на формирование локальных значений метеорологических характеристик, проведенные исследования позволили продемонстрировать сильную зависимость составляющих теплового баланса от мезоформ рельефа местности. Продолжение работ в этом направлении позволит получить полезные для микроклиматологии количественные оценки.

Литература

1. *Исаченко А.Г.* Ландшафтоведение и физико-географическое районирование (учебник для вузов). М.: Высшая школа, 1991. 366 с.
2. *Русин И.Н., Пикалева А.А.* Влияние затенения на радиационный баланс горного ледника. Вестник СПбГУ, Серия 7, 2012, вып.2.
3. *Русин И.Н.* Обоснование формул для противоизлучения атмосферы при ясном небе. Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2010, №17, с.32-40.
4. *Русин И.Н., Куканова Е.А.* Оценка в реальном времени потока тепла в почву по данным почвенных термометров. Научный диалог. – 2012. – № 7 : Естествознание и экология. – С. 98–112.
http://www.nauka-dialog.ru/nauchnyj_dialog_vypusk_7_estestvoznaniye_i_ekologiya
5. *Русин И.Н.* Оценка масштаба Монино-Обухова по данным градиентных наблюдений с учетом выполнения уравнения теплового баланса поверхности. Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2011, №21, с.75-85.
6. *De Bruin H. A. R., Ronda R.J., van de Wiel B.J.H.: 2000.* Approximate solutions for the Obukhov length and the surface fluxes in terms of bulk richardson numbers . Boundary-Layer Meteorology. 95: 145–157 pp.
7. *Bertela M.:1989.* Inconsistent surface flux partitioning by the Bowen ratio method,. Boundary-Layer Meteorology. 49: 149–167 pp.
8. *Foken T. 2008.* The energy balance closure problem: an overview. Ecol Appl. 2008 Sep;18(6):1351-67 pp.
9. *Holtslag, A.M, van Ulden, AP.: 1983.* A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. J Climate Appl. Meteorol. 22: 517–529.
10. *Bennie J., Huntley B., Wiltshire A., O. Hil M., Baxter R. 2008.* Slope, aspect and climate: Spatially explicit and implicit models of topographic microclimate in chalk grassland. Ecological modeling. 216: 47-59 pp.

Оцінка впливу мінливості рельєфу на тепловий баланс гірського схилу

Русин І.М., Ситдикова Ю.Р.

Вивчено зміни складових теплового балансу урочища, розраховані за даними вимірювань на одній з його фацій. По цифровій моделі рельєфу з кроком 10 м ділянки гірського схилу було проведено оцінки, які показують, що важливу роль у формуванні топоклімату грають затінювання схилів і їх орієнтація, які можуть сильно розрізнятися на відстані декількох метрів.

Ключові слова: *розрахунок, тепловий баланс, гірський схил, затінювання, орієнтація схилу*

Estimation of influence of relief changeability on thermal balance of mountain slope

Rusin I.N., Sitdikova Yu.R.

The changes of thermal balance components of specific geographic area, estimated from data of measuring on one of its facies, are studied. Estimations, carried out with the step of 10 m on the basis of the digital relief model of part of the mountain slope, show that shadowing of slopes and slope orientation, which can strongly differentiate in the distance of a few meters, play important part in forming of topoclimate.

Keywords: *computation, thermal balance, mountain slope, shadowing, slope orientation*