Сравнение вариантов учета атмосферы при проведении подспутниковых радиополяриметрических измерений

И.Н. Садовский

Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия E-mail: Ilya Nik Sad@mail.ru

Работа посвящена оценке интенсивности влияния нисходящего излучения атмосферы на результаты радиополяриметрических измерений. Проведено сравнение двух способов учета этой составляющей при обработке данных наземно-дистанционных экспериментальных исследований морской поверхности. В первом случае излучение небосвода рассчитывалось в соответствии с плоскослоистой моделью атмосферы, основными параметрами которой являются термодинамическая температура приводного слоя атмосферы и значение ее интегрального поглощения на частоте принимаемого излучения. Второй вариант учета предполагал использование непосредственно данных радиометрических измерений на углах от горизонта до зенита. Для анализа были использованы данные радиополяриметрических измерений интенсивности уходящего излучения морской поверхности, полученные в ходе реализации международного натурного эксперимента «CAPMOS» (Combined Active/Passive Microwave Measurements of Wind Waves for Global Ocean Salinity Monitoring) в 2005 году. На примере задачи восстановления параметров спектра гравитационно-капиллярных волн (метод Нелинейной Радиотепловой Резонансной Спектроскопии (HPPC)) показано, что смена варианта учета подсвета атмосферы приводит к кардинальным изменениям восстанавливаемых параметров. Так, при наличии облачности и других метео-образований было выявлено двукратное расхождение в оценках амплитуды спектрального максимума и более, чем десятикратная разница восстановленных значений дисперсии уклонов крупных волн.

Ключевые слова: яркостная температура, излучение атмосферы, точность решения задач дистанционного зондирования, метод HPPC, спектр гравитационно-капиллярных волн, натурный эксперимент

Расчет величины радиояркостного контраста при обработке экспериментальных данных

При проведении натурных радиополяриметрических наблюдений производится измерение интенсивности собственного излучения объекта $T_{g \ ЭКСП}$. Для собственного излучения морской поверхности можно записать (когда расстояние до объекта изучения мало и изменением сигнала на отрезке «объект-приемная антенна» можно пренебречь):

$$T_{\mathcal{A}\mathcal{A}\mathcal{K}\mathcal{C}\mathcal{I}} = T_{\mathcal{A}\mathcal{M}\mathcal{I}} + r \cdot T_{\mathcal{A}\mathcal{A}\mathcal{I}\mathcal{M}}.$$
(1)

где $T_{\mathcal{A}M\Pi}$ – собственное излучение взволнованной морской поверхности, $T_{\mathcal{A}ATM}$ – собственное нисходящее излучение атмосферы, r – коэффициент отражения от морской поверхности.

Следует отметить, что все члены выражения (1) обладают частотной и поляризационной (за исключением $T_{g ATM}$) зависимостью, а также являются функциями углов наблюдения (вертикального θ и азимутального φ).

Выражение (1) полностью справедливо при описании излучения гладкой водной поверхности $T_{_{\mathcal{R}\,\Gamma\Pi\,M\Pi}}$ (с термодинамической температурой $T_{_{0\,M\Pi}}$), когда

$$T_{\mathcal{A}M\Pi} = T_{\mathcal{A}\Pi\Pi M\Pi} = (1 - r) \cdot T_{0M\Pi}.$$
⁽²⁾

При наличии волнения нарушается условие $T_{_{\mathcal{H}M\Pi}} = T_{_{\mathcal{H}}_{\Pi}}$, а соотношение для $T_{_{\mathcal{H}M\Pi}}$ принимает вид:

$$T_{\mathcal{A}M\Pi} = T_{\mathcal{A}\Pi\Pi} + \Delta T_{\mathcal{A}M\Pi}, \tag{3}$$

где добавка $\Delta T_{_{\mathcal{R}M\Pi}}$ учитывает изменение интенсивности излучения за счет трансформации геометрии границы раздела «вода – воздух» и называется радиояркостным контрастом взволнованной морской поверхности.

Для широкого спектра задач, решаемых методами пассивной радиополяриметрии, интерес вызывает отслеживание динамики не полной величины $T_{\mathcal{A} \ \mathcal{G}KC\Pi}$, а лишь той ее части, которая возникает при изменении состояния морской поверхности – $\Delta T_{\mathcal{A} \ M\Pi}$. Как следует из (1) с учетом (3):

$$\Delta T_{\mathcal{A}M\Pi} = T_{\mathcal{A}\mathcal{K}C\Pi} - \left(\left(1 - r \right) \cdot T_{0M\Pi} + r \cdot T_{\mathcal{A}ATM} \right).$$
⁽⁴⁾

Таким образом, для ее определения необходимо найти разницу между измеренными $T_{\mathcal{A} \ \mathcal{SKCH}}$ и излучением гладкой водной поверхности с учетом зеркальной компоненты излучения подсвета атмосферы.

Постановка задачи

Величина T_{gATM} может быть определена двумя способами.

Вариант 1. Значения $T_{\mathcal{A}ATM}(\theta)$ измеряются параллельно (или в дополнение) с выполнением основной программы исследований. При отсчете вертикального угла наблюдения θ от надира, имеем:

$$\Delta T_{\mathcal{A} M\Pi}(\theta) = T_{\mathcal{A} \supset KC\Pi}(\theta) - \left(\left(1 - r(\theta) \right) \cdot T_{0 M\Pi} + r(\theta) \cdot T_{\mathcal{A} \supset KC\Pi} \left(180^{\circ} - \theta \right) \right).$$
⁽⁵⁾

Использование данного метода связано с двукратным (по крайней мере) увеличением времени проведения измерений, а также сталкивается с трудностями его технической реализации при измерениях, проводимых, например, с борта воздушного судна, когда аппаратура устанавливается в его нижней (донной) части.

Вариант 2. Значения $T_{_{\mathcal{R}ATM}}(\theta)$ могут быть рассчитаны в соответствии с выражением:

$$T_{\mathcal{A}ATM}\left(180^{\circ}-\theta\right) \equiv T_{\mathcal{A}\mathcal{B}KCTT}\left(180^{\circ}-\theta\right) \equiv T_{\mathcal{B}\mathcal{B}\Phi\Phi ATM} \cdot \left[1-\exp\left(\frac{-\tau}{\cos\theta}\right)\right],\tag{6}$$

где $T_{0.9\phi\phi ATM}$ – эффективная термодинамическая температура приводного слоя атмосферы (в градусах Кельвина), равная $T_{0.9\phi\phi ATM} = 263,15 + T_{0.ATM}$ (см., например, (Трохимовский, 1997); $T_{0.ATM}$); τ – интегральное поглощение атмосферы на выделенной частоте.

Выражение (6) является моделью формирования излучения атмосферы в приближении ее однородной плоскослоистой структуры. Для определения T_{gATM} необходимо знание двух величин – термодинамической температуры атмосферы вблизи раздела «вода – воздух» (T_{0ATM}) и τ . Последняя определяется либо экспериментально, являясь обязательным этапом в ходе калибровки радиометрического оборудования (см., например, (Сазонов, Садовский, 2010)), либо по метеорологическим таблицам, составленным для района проведения измерений с учетом вариативных метеоусловий.

Основной целью данной работы является сравнение двух описанных методов учета нисходящего подсвета атмосферы при обработке данных наземно-дистанционных радиополяриметрических измерений. Здесь и далее: $\Delta T_{\mathcal{A} \to \mathcal{K}C\Pi}$ и $\Delta T_{\mathcal{A} MO\mathcal{A}}$ – значения радиояркостного контраста морской поверхности, найденного по соотношению (5) и рассичтанного с учетом (6), соответственно. В ходе выполнения работы необходимо ответить на следующие вопросы: как величина расхождения двух методов учета атмосферы зависит от значения τ , и какой эффект может оказать переход от одного метода учета к другому для практических приложений, в частности, в задаче восстановления параметров спектра ветровых гравитационно-капиллярных волн (ГКВ) методом нелинейной радиотепловой резонансной спектроскопии (НРРС) (Садовский, 2008).

Выбор тестовых участков

Для проведения анализа были использованы данные радиометрических наблюдений, полученных в рамках международного эксперимента CAPMOS'05 (Pospelov et al., 2009). На *рис. 1* представлены результаты восстановления интегрального поглощения атмосферы за все время проведения измерений. Несмотря на то, что нисходящее излучение атмосферы является неполяризованным, результаты восстановления au по данным измерений на ортогональных (вертикальной и горизонтальной) поляризациях имеют незначительные отличия, в пределах 2-5%. Данный факт является результатом проведения независимой калибровки этих каналов, СВЧ тракты которых конструктивно имеют различные коэффициенты усиления. Черные треугольники (*рис. 1*) соответствуют выделенным для сравнения тестовым участкам. Их отбор осуществлялся исходя из следующих условий: во-первых, зарегистрированные значения τ должны быть равномерно распределены на интервале (0,08 – 0,175); во-вторых, поскольку величина $\Delta T_{{\scriptscriptstyle {\rm MII}}}$ содержит в себе информацию о промодулированном излучении фона, во избежание влияния этого факта на результаты сравнения тестовые области должны были характеризоваться одинаковой геометрией волнения, что и было сделано на основе анализа его спектра. Тестовые участки были пронумерованы в порядке уменьшения соответствующих им значений τ , как показано на рис. 2. Каждый из выделенных тестовых участков объединяет результаты радиополяриметрических измерений, полученных в результате 20-ти минутного сканирования в рамках основной программы проведения исследований. Полный цикл сканирования



Рис. 1. Экспериментально определенные значения на частоте 37,0 ГГц

включал измерение зависимости $T_{\mathcal{A} \ \mathcal{RCH}}(\theta)$ на 6 азимутальных углах (подробнее, см. (Pospelov et al., 2009)). Значения термодинамических температур водной поверхности и атмосферы, приведенные на *рис.* 3, получены в результате усреднения данных контактных измерений в пределах выделенного временного интервала. Этому же отрезку времени соответствует указанное значение интегрального поглощения атмосферы.

Порядок обработки данных

Значения $T_{_{\mathcal{H} \to \mathcal{RC}\Pi}}$ для вертикальных углов 90°–150° усреднялись по азимуту в пределах одного цикла измерений (пунктирная линия на *puc. 3.*). Следующим этапом обработки данных было определение угловой функции расхождения усредненных по азимуту значений яркостной температуры небосвода $T_{_{\mathcal{H} ATM} \to \mathcal{RC}\Pi}(\theta)$ с расчетными оценками соответствующих величин $T_{_{\mathcal{H} ATM} MOD}(\theta)$ (*puc. 4*):

$$F_{PA3H}\left(\theta\right) = T_{\mathcal{A} ATM MOJ}\left(\theta\right) - T_{\mathcal{A} ATM \Im KC\Pi}\left(\theta\right). \tag{7}$$

Далее, для проведения анализа зависимости функции $F_{PA3H}(\theta)$ от величины интегрального поглощения атмосферы τ выполнялась операция усреднения значений $F_{PA3H}(\theta)$ по всему диапазону вертикальных углов наблюдения θ (в пределах каждой тестовой области) с вычислением соответствующих величин дисперсии (*puc. 5*).

Совместный анализ результатов, представленных на *рис.* 4–5, позволяет сделать следующие выводы.



Рис. 2. Значения т для 10-и тестовых участков



Рис. 4. Расчетные значения функции F_{PA3H} (θ) (для 10 тестовых участков) в абсолютных величинах



Рис. 3. Результаты измерений Т_{я Эксп} небосвода. Данные соответствуют второй тестовой области



Рис. 5. Зависимость величины $\overline{F_{PA3H}}$ от значения τ . Пояснения даны в тексте

- Наибольшие расхождения измеренных экспериментально и рассчитанных величин *T_{я ATM}* наблюдаются в области настильных углов наблюдения (достигая значений в 60 К для 3-ей тестовой области). Малые значения функции *F_{PA3H}* (θ) (по модулю) соответ-ствуют зенитным углам визирования.
- В случае безоблачной атмосферы и больших значений τ (тестовые области 3, 4, 5, 6 и 7) график F_{PA3H} (θ) имеет вид экспоненциально убывающей функции. Для малых τ (близких к 0,08, тестовые области 8 10) аналогичная зависимость имеет вид F_{PA3H} (θ)~√θ.
 Эффект проявляется в равной степени для обеих поляризаций.
- Наименьшие расхождения измеренных и модельных значений *F*_{*PA3H*} для всего диапазона вертикальных углов визирования соответствуют тестовым точкам 7 и 8.

- Наличие облачности приводит к неконтролируемым (непредсказуемым) изменениям (в сторону увеличения) даже усредненной по азимутальному углу функции T_{я ATM} (θ).
 Зарегистрированные в этой ситуации значения F_{PA3H} (θ) отличаются от аналогичных, но для случая безоблачной атмосферы, на 5 15 К.
- В общем случае, по данным наблюдений, снижение параметра τ сопровождается уменьшением средней величины *F*_{PA3H} (*puc. 5*) и разброса регистрируемых значений *F*_{PA3H} (θ) (по оценке величины дисперсии) относительно него.

Сравнение результатов расчета радиояркостного контраста при использовании двух методов учета подсвета атмосферы

Как уже говорилось ранее, для большинства практических приложений, основанных на дистанционных радиополяриметрических измерениях, интерес представляет не измеряемая непосредственно величина $T_{g \ \mathcal{R}C\Pi}(\theta)$, а соответствующая ей угловая зависимость радиояркостного контраста $\Delta T_{g \ M\Pi}(\theta)$ (здесь и далее – от вертикального угла зондирования, значения усреднены по азимутальному углу) на вертикальной и горизонтальной поляризациях. Соответствующие данные могут быть рассчитаны на основе данных натурных дистанционных измерений по соотношению (4). В соответствии с ним, первым этапом обработки данных является расчет угловой зависимости r для вертикальной и горизонтальной поляризаций. Далее, по полученным $r_{B,r}(\theta)$ выполнялся расчет интенсивности излучения гладкой водной поверхности без учета переотраженного фонового излучения.

Различие в методе учета нисходящего излучения атмосферы начинает наглядно проявляться на следующих этапах обработки данных. Так, на *рис.* 6 приведены результаты сравнения модельных оценок $T_{g ATM MOD}(\theta)$ с их экспериментально измеренными аналогами $T_{g ATM ЭКСП}(\theta)$.

Следующий этап расчета – определение интенсивности излучения гладкой водной поверхности с учетом переотраженного нисходящего излучения атмосферы.

Итоговые зависимости величины радиояркостного контраста взволнованной водной поверхности от угла визирования, рассчитанные в соответствии с соотношением (4) представлены на *рис.* 7. Пунктирная линия соответствует первому варианту учета переотраженного излучения атмосферы (выражение (5)), сплошная – при расчете излучения фона по (6). Для обеих поляризаций (изображения для случая вертикальной поляризации не приведены ввиду ограничений объема статьи) переход к новому методу учета сопровождается изменением общего уровня кривых $\Delta T_{\mathcal{H}M\Pi}(\theta)$. Более существенным следует считать изменение формы кривых $\Delta T_{\mathcal{H}M\Pi}(\theta)$. В рассмотренном примере убывающая во всем диапазоне углов $\Delta T_{\mathcal{H}MOQ}(\theta)$ на горизонтальной поляризации трансформируется в функцию $\Delta T_{\mathcal{H} \mathcal{H}OQ}(\theta)$. Последняя возрастает на интервале углов от 30° до 60° (где имеет экстремум) и начинает спадать при дальнейшем увеличении θ . Для горизонтальной поляризации наблюдаемые



Рис. 6. Яркостная температура небосвода Рис. 7. Угловая зависимость величины $T_{_{S\,ATM}}(\theta)$ Рис. 7. Угловая зависимость величины яркостного контраста взволнованной водной поверхности. Пояснения даны в тексте

расхождения $\Delta T_{\mathcal{A} \to \mathcal{RCH}}(\theta)$ и $\Delta T_{\mathcal{A} MOQ}(\theta)$ составляют 10 – 40 К в зависимости от значения угла визирования. На вертикальной – эта величина (в рассматриваемом примере) остается практически постоянной на уровне 10 К.

Следует отметить, что рассмотренной тестовой области №1 (к которой относятся результаты расчетов, представленные на *рис.* 6 и 7), судя по виду функции $F_{PA3H}(\theta)$ (см. *рис.* 4), соответствовали условия безоблачной атмосферы. Наличие же гидрометеоров, очевидно, привело бы к более сложному преобразованию $\Delta T_{\mathcal{A} \to \mathcal{KCH}}(\theta)$, затрагивающему данные на обеих поляризациях.

Влияние метода учета атмосферы на результат восстановления параметров волнения

Рассмотрим на примере данных предыдущего раздела ($\Delta T_{\mathcal{A} \ \mathcal{SKCP}}(\theta)$ и $\Delta T_{\mathcal{A} MOR}(\theta)$) различие восстановленных параметров ветрового волнения при использовании двух методов учета нисходящего излучения атмосферы.

Для применения метода НРРС необходима информация об угловой зависимости величины $\Delta T_{\mathcal{A}M\Pi}$ на вертикальной и горизонтальной поляризациях. Подробное описание метода НРРС, требований к измерительному оборудованию и точности измерений вспомогательных переменных может быть найдено, например, в (Садовский, 2008). Результатом применения метода является восстановление усредненного по азимутальному углу спектра кривизны (B(K)) ГКВ, а также функции (от волнового числа K) дисперсии уклонов волновых компонент ($\sigma_0(K)$) (также усредненной по азимуту).

Информация о спектре волнения, полученная на основе метода НРРС при использовании в качестве входных данных кривых $\Delta T_{\mathcal{A} \to \mathcal{K} \subset \mathcal{I}}(\theta)$ и $\Delta T_{\mathcal{A} \to \mathcal{M} \subset \mathcal{I}}(\theta)$ (см. *рис.* 7), представлена на *рис.* 8.



Рис. 8. Параметры ветровых ГКВ, восстановленные с применение метода НРРС. Пояснения даны в тексте

Как видно из представленных результатов, замена метода учета атмосферы, как и в случае анализа $\Delta T_{\mathcal{H} \mathcal{I} \mathcal{S} \mathcal{K} \mathcal{C} \mathcal{I}}(\theta)$ и $\Delta T_{\mathcal{H} \mathcal{M} \mathcal{O} \mathcal{I}}(\theta)$, приводит к кардинальным изменениям получаемых кривых. Для спектра кривизны наблюдается уменьшение общего уровня кривой B(K) на фоне смещения положения спектрального максимума, изменение значений функции на границах интервала восстановления. Особые опасения вызывает десятикратное (!) изменение значения дисперсии уклонов крупных волн (значение дисперсии на нижней границе волновых чисел), отвечающее в модели излучения взволнованной морской поверхности за величину вклада крупномасштабных компонент волнения и, частично, ее азимутальную анизотропию.

Здесь следует сделать оговорку. При обработке обоих наборов данных ($\Delta T_{\mathcal{A} \to \mathcal{KC}\Pi}(\theta)$ и $\Delta T_{\mathcal{A} MO\mathcal{A}}(\theta)$) методом НРРС использовался одинаковый подход учета излучения атмосферы, промодулированного крупными волнами, – на базе соотношения (6). Таким образом, результат, полученный для $\Delta T_{\mathcal{A} \to \mathcal{KC}\Pi}(\theta)$, не является полностью корректным. Устранение данного несоответствия требует внесения алгоритмически сложных поправок в структуру метода НРРС, что будет сделано в дальнейшем для уточнения результатов представленной работы.

Заключение

Результаты проведенного исследования позволяют сделать следующие выводы. На примере показано, что в условиях натурного эксперимента расхождение модельных и измеренных значений нисходящего излучения атмосферы может достигать существенных величин (вплоть до 60 К, в зависимости от угла визирования). В свою очередь, это не может не сказываться на точности решения практических задач пассивной радиополяриметрии. Как было показано на примере использования метода НРРС, подобного рода изменения стали причиной существенных (на порядок) изменений ключевых параметров (положение и амплитуда максимума, дисперсия уклонов крупных волн и т.п.) восстанавливаемых спектральных характеристик ГКВ.

Решением данной проблемы, по мнению авторов, может стать независимая проработка следующих вопросов. Во-первых, это корректировка программ сканирования при сборе экспериментальных данных, расширяющих диапазон вертикальных углов визирования. Такая корректировка позволит получать актуальную информацию о величине подсвета атмосферы на углах от горизонта до зенита и отказаться от использования ее модельных оценок. Во-вторых, на случай, когда получение подобной информации невозможно (из-за особенностей расположения измерительного оборудования), необходимо привлечение более сложных и совершенных моделей излучения атмосферы. Третьим направлением является необходимость доработки существующего алгоритма реализации метода НРРС с учетом выявленных в настоящей работе особенностей.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №14-02-00839_а и №15-05-08401_а.

Литература

- Садовский И.Н. Методика восстановления параметров спектра ветрового волнения на основе данных угловых радиополяриметрических измерений // Исследование Земли из космоса. 2008. № 6. С. 1–7.
 Сазонов Д.С., Садовский И.Н. Калибровка как часть обработки экспериментальных радиополяриметри-
- Сазонов Д.С., Садовский И.Н. Калибровка как часть обработки экспериментальных радиополяриметрических измерений // Восьмая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»: Сб. тезисов. Москва, ИКИ РАН, 12–16 ноября 2010 г. С. 199–200.
- 3. *Трохимовский Ю.Г.* Модель радиотеплового излучения взволнованной морской поверхности // Исследование Земли из космоса. 1997. № 1. С. 39–49.
- 4. Pospelov M.N., F. De Biasio, Y.N. Goryachkin, N.Y. Komarova, A.V. Kuzmin, P. Pampaloni, I.A. Repina, I.N. Sadovsky, S. Zecchetto. Air sea interaction in a coastal zone: The results of the CAPMOS'05 experiment on an oceanographic platform in the Black Sea // Atmospheric Research. 2009. Vol. 94. No. 1. P. 61–73.

Comparison of methods to assess atmosphere radiation impact on ground-based radio-polarimetric measurements

I.N. Sadovsky

Space Research Institute RAS, Moscow 117997, Russia E-mail: Ilya Nik Sad@mail.ru

The paper is devoted to assessment of the influence of descending atmosphere radiation on results of radio-polarimetric measurements. Comparison of two ways to assess this component at processing experimental sea surface remote sensing data is carried out. By the first method, sky radiation is calculated according to the plane-stratified atmosphere model where key parameters are thermodynamic temperature of the near-surface atmospheric layer and its integral absorption at the central frequency of the received radiation. The second method uses results of direct radiometric measurements at view angles from horizon to zenith. For the analysis, we use the data of radio-polarimetric measurements of intensity of sea surface own radiation obtained during the international field experiment CAPMOS (Combined Active/Passive Microwave Measurements of Wind Waves for Global Ocean Salinity Monitoring) in 2005. By the example of gravity-capillary wave spectra parameters retrieval (Non-Linear Radiothermal Resonance Spectroscopy method (NRRS)) it is shown that the two atmosphere radiation assessment methods lead to dramatic disparity between values of restored parameters. So, in presence of clouds and other atmospheric formations, the estimates of spectral maximum amplitude differ two times, while estimates of long-wave slope variance as much as ten times.

Keywords: brightness temperature, atmosphere radiation, accuracy of remote sensing methods, NRRS method, gravity-capillary wave spectrum, field experiment.

References

- 1. Sadovsky I.N. Metodika vosstanovleniya parametrov spektra vetrovogo volneniya na osnove dannykh uglovykh radiopolyarimetricheskikh izmerenii (Wind-wave spectra parameters retrieval method based on measuring angular dependences of the brightness temperature), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2008, No. 6, pp. 1–7.
- Sazonov D.S., Sadovsky I.N. Kalibrovka kak chast' obrabotki eksperimental'nykh radiopolyarimetricheskikh izmerenii (Calibration as part of processing of the experimental radio polarimetric measurements), *Vos'maya vserossiiskaya konferentsiya "Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa"* (8th Conf. Current "Problems in Remote Sensing of the Earth from Space"), Moscow, 12-16 November 2010, Book of Abstracts, pp. 199-200.
- 3. Trokhimovskii Yu.G. Model' radioteplovogo izlucheniya vzvolnovannoi morskoi poverkhnosti (The model for microwave thermal emission of sea surface with waves), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 1997, No. 1, pp. 39–49.
- Pospelov, M.N., F. De Biasio, Y.N. Goryachkin, N.Y. Komarova, A.V. Kuzmin, P. Pampaloni, I.A. Repina, I.N. Sadovsky, S. Zecchetto, Air-sea interaction in a coastal zone: The results of the CAPMOS'05 experiment on an oceanographic platform in the Black Sea, *Atmospheric Research*, 2009, Vol. 94, No. 1, pp. 61–73.