

М.В. Шокуров*, С.Ю. Артамонов*, И.Н. Эзау**

*Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь

**Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ В РАЙОНЕ ПЛАТФОРМЫ В КАЦИВЕЛИ ДЛЯ ПЛАНИРОВАНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ НАТУРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Освещена возможность использования численных моделей атмосферы для планирования и интерпретации натурных экспериментов на платформе в Кацивели. Описаны атмосферные модели двух типов, освоенные в МГИ НАН Украины и адаптированные к региону Черного моря: мезомасштабные модели *MM5* и *WRF* и модель больших вихрей *LESNIC*. Приведены результаты сравнения расчетов мезомасштабных моделей с измерениями. Описаны результаты тестирования модели *LESNIC*.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: мезомасштабные атмосферные модели, *LES*-модели, атмосферный пограничный слой, стационарная океанографическая платформа.

За последние годы в Морском гидрофизическом институте (МГИ) НАН Украины в отделе взаимодействия атмосферы и океана были освоены и адаптированы для региона Черного моря мезомасштабные атмосферные модели *MM5* и *WRF* [1, 2]. Эти модели использовались и продолжают использоваться для оперативного прогноза атмосферы в Черноморском регионе, для выполнения регионального реанализа атмосферной циркуляции для климатических исследований, а также для детального изучения отдельных синоптических ситуаций. Опыт нескольких лет показал, что оперативный прогноз с разрешением 10 км и заблаговременностью 3 суток имеет высокую достоверность для Черноморского региона в целом.

Однако прогноз с разрешением 10 км в окрестности берега, в областях с крутым рельефом, в частности для района кацивельской платформы оказывается недостаточно удовлетворительным. Причина в том, что для детального и реалистичного описания обтекания Крымских гор, расположенных рядом с платформой, модель должна иметь более высокое пространственное разрешение. Одним из основных ограничений для увеличения разрешения мезомасштабных моделей *MM5* и *WRF* является параметризация физических процессов в атмосферном пограничном слое. Типичный размер наиболее крупных турбулентных вихрей в атмосферном пограничном слое составляет около 1 км, эти вихри в мезомасштабных моделях не описываются явно, а параметризуются. Поэтому нет смысла делать шаг сетки меньше размеров параметризованных вихрей.

Для более детального моделирования атмосферного пограничного слоя традиционно используются модели больших вихрей (*LES – Large Eddy Simulation*). В МГИ инсталлирована *LES*-модель *LESNIC* [3], разработанная И.Эзау в Норвегии. В качестве граничных условий для *LES*-модели можно использовать результаты расчета по мезомасштабной модели с максимальным разрешением 1 км.

Комплекс описанных моделей может быть использован, чтобы повысить эффективность экспериментальных работ на стационарной океанографической платформе в пгт.Кацивели. С одной стороны, мезомасштабные модели позволяют планировать экспедиционные работы и выбирать метеорологическую ситуацию для проведения целенаправленных экспериментов. Например, если наблюдателя интересует ситуация типичная для открытой части моря, то эксперименты надо проводить при ветре, направленном с моря, а если интересует ситуация обтекания гор воздушным потоком, то можно спланировать эксперимент, выбрав северный ветер. С другой стороны, для интерпретации экспериментов целесообразно использовать модель *LESNIC*, работающую сопряженно с мезомасштабной моделью.

Цель данной работы – показать возможности комплекса моделей. Ниже будет дано описание структуры моделей и обзор физических процессов, ими учитываемых. Будут представлены результаты тестовых расчетов, показывающие работоспособность моделей и возможности их применения для района и условий стационарной океанографической платформы в пгт.Кацивели.

Структура и возможности атмосферных моделей. Мезомасштабные модели *MM5* и *WRF*. Мезомасштабные атмосферные модели *MM5* и более современный вариант *WRF* [1, 2] разрабатывались Национальным Центром Атмосферных Исследований США (*NCEP/NCAR – National Center for Environmental Prediction / National Centers of Atmospheric Research*) как для научных исследований мезомасштабных атмосферных явлений, так и для выполнения оперативных прогнозов и региональных реанализов. Диапазон пространственных масштабов, описываемых мезомасштабными моделями, и не описываемых глобальными атмосферными моделями – от 1 до 30 км.

Модель состоит из гидродинамического блока, содержащего уравнение Навье-Стокса с учетом силы Кориолиса, уравнение неразрывности, уравнение переноса тепла и уравнение состояния воздуха.

К гидродинамическому блоку добавляются физические блоки, зависящие от гидродинамических переменных и в свою очередь сами влияющие на них. Можно выделить шесть основных физических процессов, для каждого из которых выписываются дополнительные уравнения. Это перенос инфракрасного и видимого солнечного излучения, процесс формирования облачности и осадков, кучевая конвекция, турбулентные потоки импульса тепла и влаги в атмосферном пограничном слое и в приземном слое, и перенос тепла и влаги в верхнем слое почвы.

Каждая физическая параметризация в моделях *MM5* и *WRF* программно реализована в нескольких вариантах, например параметризация пограничного слоя в модели *MM5* может быть выбрана от наиболее ранней параметризации Блакадара начала 70-х гг. до наиболее современной модели пограничного слоя *Pleim-Xiu*. То же самое относится и к модели *WRF* и к другим физическим процессам. Детальное описание всех вариантов параметризаций представлено в обширной литературе и в документации моделей [1, 2]. Результатом такого разнообразия является необходимость выбора набора параметризаций, наиболее подходящих для данного региона. Эта задача неоднократно обсуждалась в публикациях, основным критерием для выбора параметризаций является сравнение с измерениями, с натурными данными.

Стандартные измерения, выполняемые на метеостанциях, предназначены для усвоения и валидации в глобальных прогностических моделях, описывающих синоптические пространственные масштабы, и неудовлетворительны для адекватного представления мезомасштабных процессов. Целенаправленные эксперименты на платформе в пгт.Кацивели могли бы быть хорошей возможностью для региональной валидации мезомасштабных моделей и выбора наилучших вариантов параметризаций.

Для выполнения расчетов с использованием региональных мезомасштабных моделей необходимо задавать начальные условия во всем регионе и граничные условия на боковых границах региона и на подстилающей поверхности океана (моря). В настоящее время такие данные, как оперативного прогноза, так и исторического реанализа, имеются во всех мировых прогностических центрах погоды, например *NCEP/NCAR* или *ECMWF* (*European Center for Medium range Weather Forecast*). Однако в открытом доступе представлены только данные *NCEP/NCAR*. Разрешение современного оперативного прогноза *NCEP/NCAR* составляет $0,5^\circ$ по горизонтали и 47 уровней по вертикали, с шагом по времени 3 часа. Задачей региональных моделей является расчет мезомасштабных процессов с масштабом менее 50 км.

Модель больших вихрей LESNIC. Модели больших вихрей в атмосфере после пионерских работ Дирдорфа [4] и Лилли [5] по мере развития компьютерной техники стали широко используемым инструментом, как для теоретического исследования атмосферного пограничного слоя, так и для интерпретации экспериментальных данных.

В атмосферных моделях больших вихрей численно решается стандартный набор уравнений гидродинамики, как правило, в приближении Буссинеска. Движения с пространственными масштабами, которые больше шага сетки, описываются явно, подсеточные же масштабы параметризуются. За время развития *LES*-моделей методы параметризации подсеточных процессов претерпели развитие от простой параметризации Смагоринского, использованной Дирдорфом [4], до наиболее современных.

LES-модель *LESNIC* [3] была создана для исследования турбулентного атмосферного пограничного слоя. Модель основана на фильтрованных уравнениях Навье-Стокса для движения несжимаемой жидкости в приближении Буссинеска при больших числах Рейнольдса. Подсеточные мелкомасштабные турбулентные движения параметризуются с помощью современной динамической смешанной схемы замыкания.

Техника *LES* постепенно становится популярным инструментом для исследования турбулентных течений в атмосфере и океане. *LES* модели имеют несколько важных преимуществ. Во-первых, они намного дешевле и проще для использования, чем натурные измерения. Во-вторых, они обеспечивают полную структуру трехмерных гидродинамических полей при полностью контролируемых внешних условиях. В-третьих, они более доступны в том смысле, что их можно использовать в условиях, в которых натурные измерения выполнить трудно. И наконец, *LES* модели очень полезны для концептуального понимания атмосферных процессов. Действительно, тот или иной физический процесс может быть легко

исключен из рассмотрения в модели, следовательно, роль различных процессов может быть идентифицирована.

Исторически первые LES модели рассматривали осреднение по объему для разделения крупномасштабных движений, которые являются точным решением дискретных уравнений Навье-Стокса на сетке, и подсеточных движений, которые неизвестны. Однако подсеточные движения должны быть параметризованы с использованием каких-то априорных предположений о структуре мелкомасштабных движений. Используя этот подход, Дирдорфф [4] выполнил первые расчеты для нейтрального и неустойчивого атмосферных погранслоев.

Успех LES-моделей в моделировании конвективного и нейтрального атмосферных пограничных слоев значительно улучшил понимание атмосферной турбулентности. В частности, эти исследования показали роль нелокальных турбулентных процессов в поддержании организованных турбулентных движений в атмосфере [6].

Устойчивый пограничный слой моделировать значительно сложнее из-за подавления вертикальных движений устойчивой стратификацией, а значит, необходимости использования более мелкой сетки. Сложности в этом случае связаны также с возбуждением внутренних гравитационных волн [7, 8].

Позже Leonard [9] предложил более строгое формальное разделение масштабов с помощью процедуры фильтрации. Идея состояла в том, чтобы применить фильтрацию к исходным уравнениям Навье-Стокса и получить в результате уравнения для крупных масштабов, в которые входит дополнительный член, связывающий явно крупные и мелкие масштабы. Важно, что при таком подходе взаимодействие между крупными и мелкими масштабами явно выражается через крупномасштабное движение.

Прогресс в понимании турбулентности вместе с дальнейшим развитием подхода с использованием фильтрации привели в результате к новому классу схем замыкания – динамических турбулентных замыканий [10, 11]. Такие замыкания в последнее время успешно использовались не только в инженерных расчетах турбулентных течений, но и в LES моделях атмосферного пограничного слоя [12, 13]. Модель LESNIC использует один из вариантов динамического замыкания – так называемую динамическую смешанную схему турбулентного замыкания.

Ниже приводится краткое описание основных уравнений модели. Математическая техника LES основана на сворачивании уравнений Навье-Стокса с некоторым пространственным фильтром. Уравнения Навье-Стокса для несжимаемой жидкости в приближении Буссинеска имеют следующий вид:

$$\frac{\partial u^l_i}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(u^l_i u^l_j + \tau_{ij} + p^l \delta_{ij} \right) - f \omega_j \delta_{ij} - g \beta \theta^l \delta_{i3},$$

$$\frac{\partial u^l_i}{\partial x_i} = 0, \quad \frac{\partial \theta^l}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\theta^l u^l_j + \tau_{\theta j} \right).$$

Здесь используются обозначения $\delta_{ij} = 1$ при $i = j$ и $\delta_{ij} = 0$ при $i \neq j$, и подразумевается суммирование по повторяющимся индексам.

Верхний индекс l используется для обозначения разрешенных переменных, индекс L – для переменных, отфильтрованных с помощью более грубого фильтра

$$u^{li} = \int_a^b u_i(x'_j) G_{\Delta}(x_j - x'_j) dx'_j, \quad u^{Li} = \int_a^b u_i(x'_j) G_{0\Delta}(x_j - x'_j) dx'_j,$$

$$a = x_j - \Delta_j / 2, \quad b = x_j + \Delta_j / 2.$$

Индекс s используется для обозначения подсеточных величин $u^s_i = u_i - u^l_i$. Здесь $x_j = (x, y, z)$ – оси декартовой системы координат, направленные на восток, север и вертикально вверх соответственно, $u_i = (u, v, w)$ – компоненты скорости и $\Delta_j = (\Delta_x, \Delta_y, \Delta_z)$ – шаг сетки. Разрешенная потенциальная температура Θ^l и разрешенное динамическое давление p^l определяются аналогичным образом. Используется следующий фильтр Гаусса:

$$G_{\alpha\Delta}(x_j - x'_j) = \sqrt{\frac{6}{\pi(\alpha\Delta_j)^2}} \exp\left(-\frac{6(x_j - x'_j)^2}{(\alpha\Delta_j)^2}\right).$$

Вертикальная и горизонтальные компоненты скорости вращения Земли учитываются в параметре Кориолиса, $f = 2\Omega \sin\varphi$, где $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – угловая скорость вращения Земли, φ – широта. Компоненты силы Кориолиса имеют следующий вид:

$$f\omega_j = f \left\{ (u^{g2} - u^{l2} - u^{l3} \text{ctg}\varphi) \left(-u^{g1} + u^{l1} \right), u^{l1} \text{ctg}\varphi \right\}.$$

В средних и высоких широтах средний градиент давления связан с геострофическим ветром следующим образом:

$$u^{gi} = 1/f \cdot \left(-\frac{\partial P}{\partial y}, \frac{\partial P}{\partial x}, 0 \right).$$

Коэффициент теплового расширения $\beta = 0,003 \text{ K}^{-1}$ ускорение свободного падения $g = 9,81 \text{ м/с}^2$.

Важной составляющей техники *Large Eddy Simulation* является подсеточное турбулентное замыкание. В данном *LES*-коде используется динамическое смешанное замыкание [19]:

$$\tau_{ij} = \left\{ (\overline{u_i u_j}) - (\overline{u_i})(\overline{u_j}) \right\} + \left\{ -2l^2_s |S_{ij}| S_{ij} \right\}$$

$$S_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad \tau_{\Theta j} = -2\text{Pr}_t^{-1} l^2_s |S_{ij}| \frac{\partial \Theta}{\partial x_j}.$$

Здесь Pr_t – эмпирическое турбулентное число Прандтля [20].

На верхней границе задаются условия скольжения:

$$\nabla_z u_i = \nabla_z \Theta = \nabla_z p = 0, \quad \omega = 0.$$

Для выбора условий на нижней границе считается, что профиль скорости между поверхностью и самым нижним расчетным уровнем логарифмический:

$$\tau_{i3} = (k|u_i(z = \Delta_z / 2)| \ln(\Delta_z / 2z_0))^2, \quad \tau_{i1} = \tau_{i2} = 0,$$

где $\Delta_z/2$ – первый расчетный уровень. По горизонтали задаются дважды периодические граничные условия.

Модель *LESNIC* уже многократно использовалась для решения самых разных задач [14 – 17], результаты моделирования также были представлены в международном проекте взаимного сравнения атмосферных *LES*-моделей [18].

Оценки качества моделирования. Мезомасштабные модели используются многими научными и гидрометеорологическими организациями во всем мире. Для региона Черного моря первый опыт такого использования был сделан в отделе взаимодействия атмосферы и океана МГИ для оперативного трехсуточного прогноза. Результаты прогноза ежедневно представляются в графической и цифровой форме в Интернет <http://vao.hydrophys.org>. Еще одно направление использования мезомасштабных моделей связано с выполнением регионального реанализа, необходимого для климатических исследований.

Валидация региональных оперативных прогнозов и регионального реанализа по различным доступным данным измерений, как стандартных метеорологических, так и спутниковых, показала, что качество прогноза или анализа в целом удовлетворительное за исключением прибрежных или береговых районов, или в окрестности гор. На рис.1 показано для примера поле ветра над Черным морем, рассчитанное по модели оперативного прогноза с разрешением 10 км. На рис.2 представлено поле ветра по измерениям спутниковым скаттерометром *QuikSCAT* за тот же срок. Можно видеть соответствие приведенных полей.

Стандартные метеонаблюдения, выполняемые на метеостанциях ВМО, с шагом по времени 3 ч и даже наблюдения на метеостанциях в аэропортах с шагом по времени 30 мин, явно недостаточны для валидации моделей мезомасштабных процессов. В данной работе для сравнения с модельными расчетами были использованы результаты метеоизмерений, выполненных на платформе в пгт.Кацивели в промежуток времени 31 октября – 2 ноября 2009 г. сотрудниками лаборатории Прикладной физики моря МГИ. На рис.3 – 4 представлены измеренные скорость и направление ветра, которые были усреднены по девятиминутным интервалам.

Моделирование было выполнено с использованием модели *WRF* в следующих трех конфигурациях. В первой конфигурации использовалось два домена: основной с шагом 27 км и вложенный в него домен с шагом 9 км. Граничные условия из оперативного анализа *NCEP/NCAR* усваивались на границе основного домена. Вторая конфигурация отличалась тем, что внутри 9-ти км домена был вложен домен с разрешением 3 км. И наконец, в третьей конфигурации был добавлен самый маленький однокилометровый домен. Расположение доменов указано на рис.5.

Детальный анализ расчетов показывает, что причиной полученной в измерениях изменчивости ветра на временном масштабе от нескольких минут до нескольких часов для платформы в пгт.Кацивели является нестационарное обтекание Крымских гор воздушным потоком с образованием теневых штилевых областей, вихрей, прибрежных струй с характерными пространственными масштабами порядка нескольких километров. На рис.6 для иллюстрации приведено одно из полей скорости ветра, рассчитанных с разрешением 1 км.

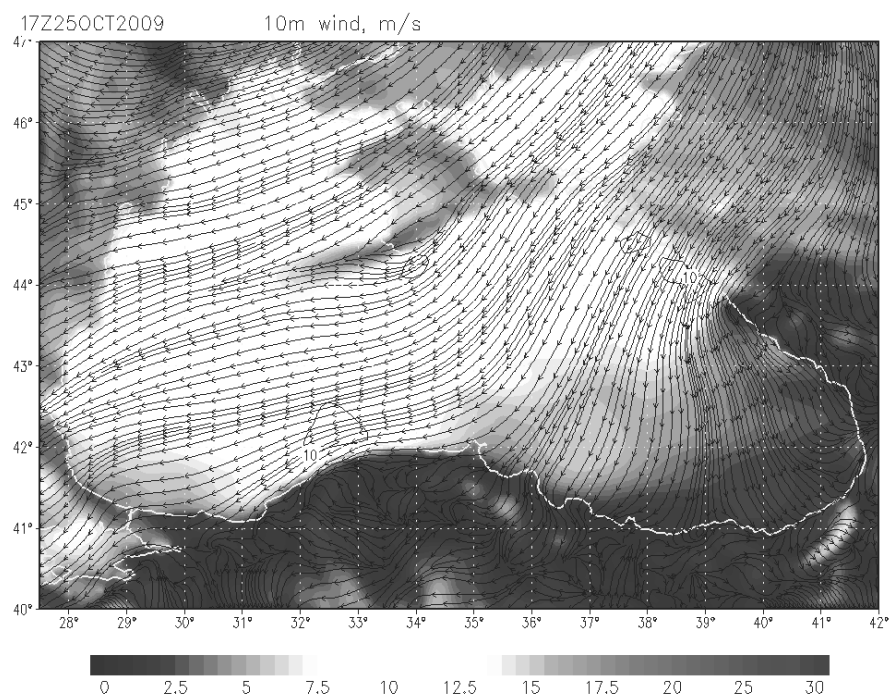


Рис.1. Скорость ветра на высоте 10 м в регионе Черного моря по данным оперативного прогноза на срок 17:00 UTC 25 октября 2009 г. Модель MM5 с разрешением 10 км.

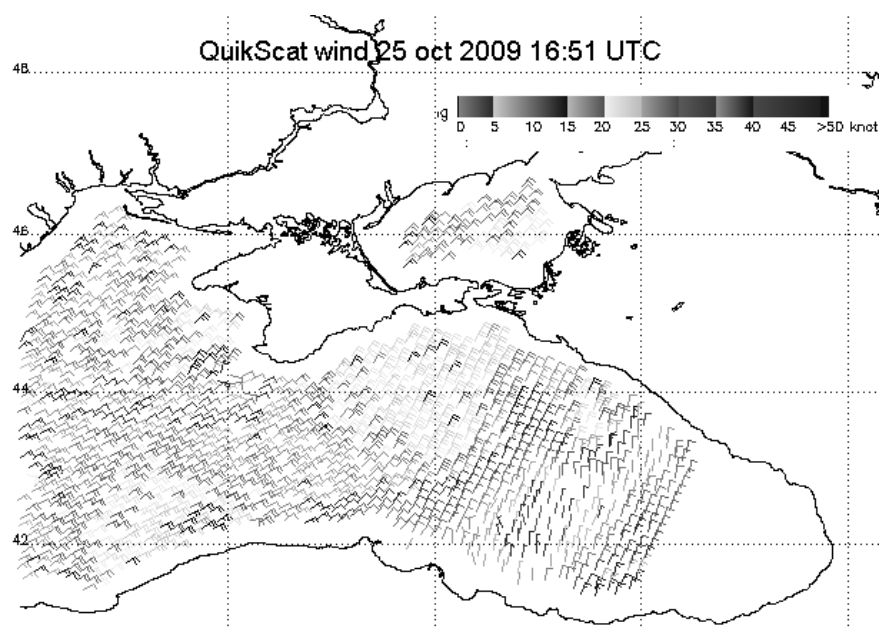
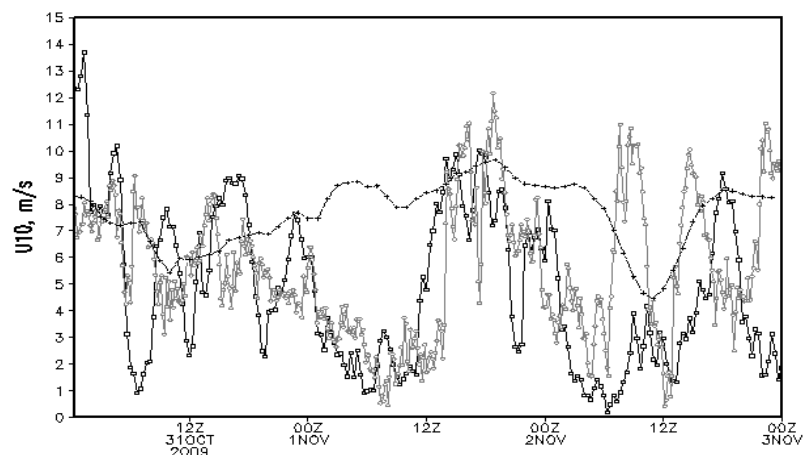
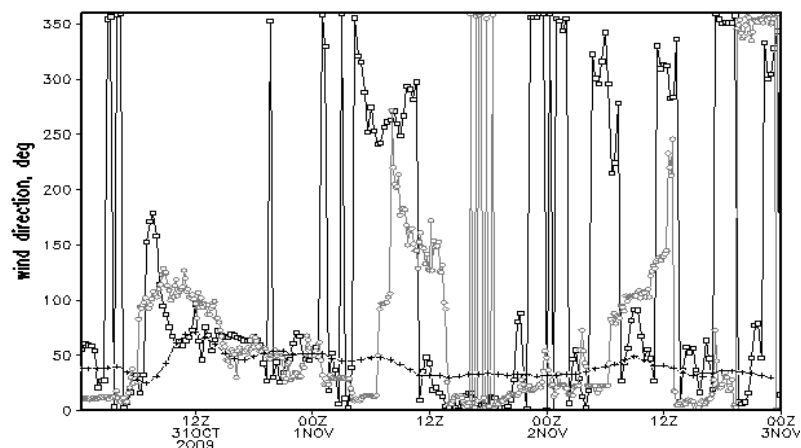


Рис.2. Скорость ветра на высоте 10 м в регионе Черного моря по данным спутникового скаттерометра QuikSCAT на срок 16:51 UTC 25 октября 2009 г. Горизонтальное разрешение 12,5 км.



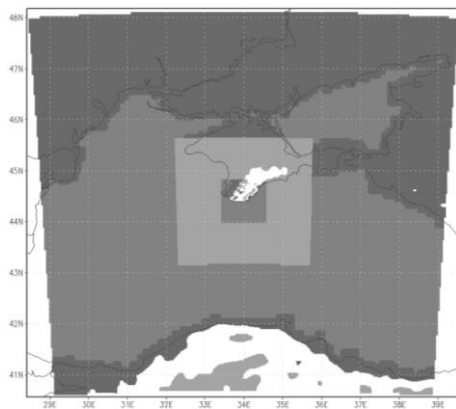
Р и с . 3 . Модуль скорости ветра по натурным измерениям (серый, кружки) и по результатам моделирования с различным разрешением 1 км (черный, квадратики) и 9 км (черный, крестики).



Р и с . 4 . Направление ветра по натурным измерениям (серый, кружки) и по результатам моделирования с разрешением 1 км (черный, квадратики) и 9 км (черный, крестики).

Следует отметить, что нельзя ожидать точного и детального воспроизведения региональной моделью каждого отдельного мезомасштабного образования – вихря, струи, теневой зоны. Для синоптических масштабов точное воспроизведение глобальными моделями синоптических процессов обеспечивается усвоением данных глобальной сети наблюдений с характерным расстоянием между станциями порядка нескольких десятков километров и шагом по времени три или даже шесть часов. Реализация такого подхода для мезомасштабного моделирования, по-видимому, в настоящее время нереальна, поскольку сеть измерений должна быть гораздо более густой с расстоянием между станциями порядка нескольких километров и измерения должны выполняться чаще, с дискретностью до 10 мин.

На рис.3 – 4 приведены также результаты моделирования – направление и скорость ветра для платформы в пгт.Кацивели для третьей и первой



Р и с . 5 . Расположение 9-ти, 3-х и 1 км доменов модели WRF.

конфигураций соответственно. Из этого рисунка ясно, что разрешение 9 км явно недостаточно для *правильного воспроизведения* в модели поля скорости ветра, а разрешение 1 км является вполне удовлетворительным.

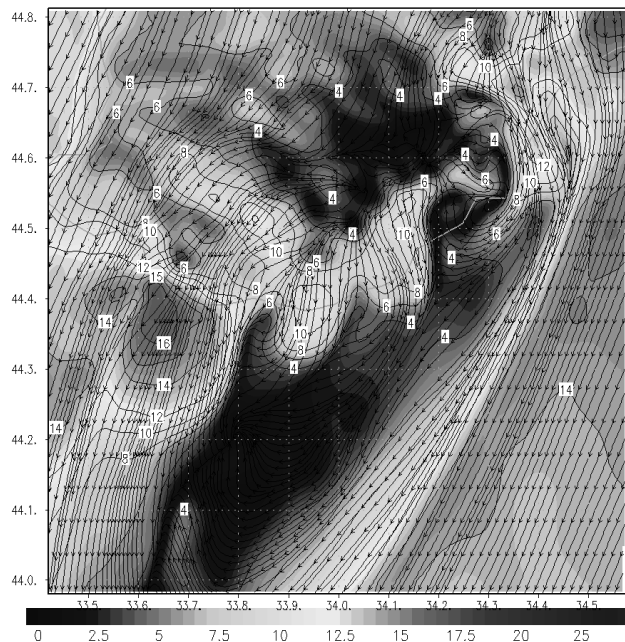
Модель LESNIC была установлена в МГИ и скомпилирована в операционной системе **LINUX** в 2010 г. Для выполнения тестовых расчетов с усвоением измерений профилей ветра и температуры были использованы данные из архива российско-американской научной экспедиции в море Лаптевых, выпол-

ненной в рамках арктического проекта АВЛАП/**NABOS-2009** (АВЛАП – атлантические воды в море Лаптевых, **NABOS** – *Nansen and Amundsen Basins Observational System*), предоставленного И.А.Репиной (ИФА РАН).

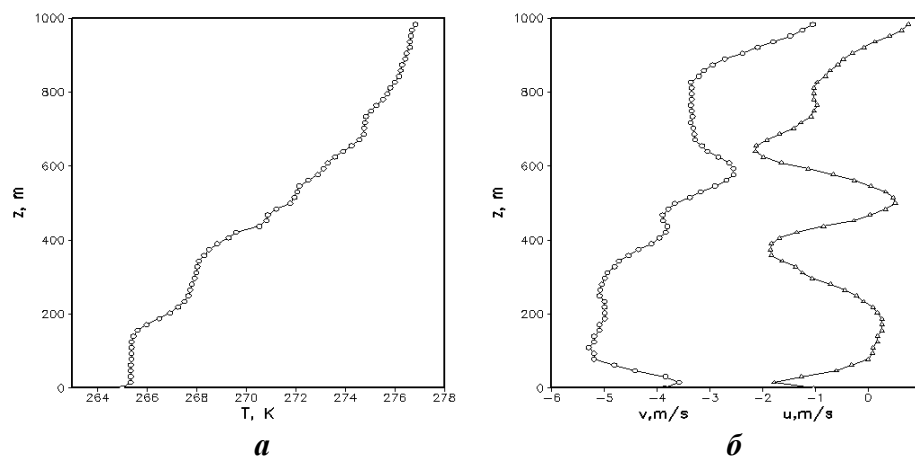
Для тестовых расчетов была выбрана прямоугольная область с горизонтальными размерами $L_x = L_y = 4$ км, вертикальным размером $L_z = 1$ км. Была выбрана сетка с числом точек $N_x = 128$, $N_y = 128$, $N_z = 64$. Таким образом, шаг по горизонтали составил 31,2 м, по вертикали 15,6 м. Граничные условия по горизонтали были периодическими. Граничные условия по вертикали: для импульса – условие скольжения на верхней границе и сшивка с логарифмическим слоем на нижнем уровне модели; для температуры – нулевой поток тепла на верхней границе и фиксированная температура поверхности на нижней границе.

Начальные профили горизонтальных компонент скорости и температуры (рис.7) были взяты из Архива проекта **NABOS 2009**. Модель считалась на срок 3 часа, шаг по времени в процессе счета выбирался автоматически по критерию Куранта-Фридрихса-Леви.

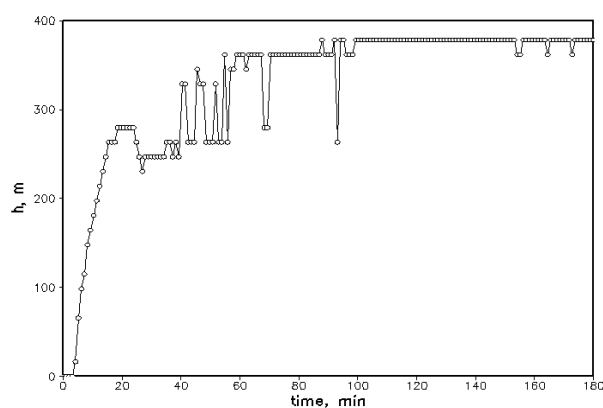
В процессе расчета за 3 часа сформировался неустойчивый турбулентный пограничный слой. На рис.8 представлена зависимость толщины атмосферного пограничного



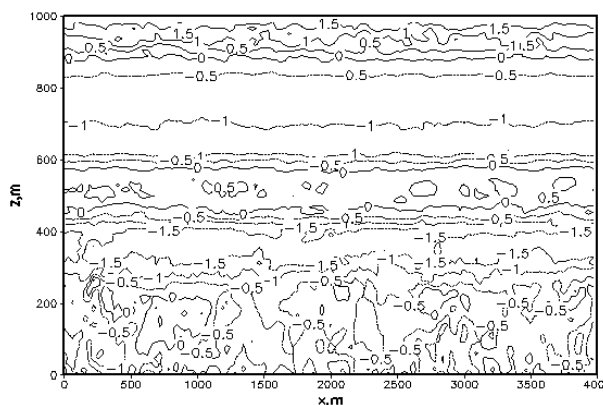
Р и с . 6 . Ветер на высоте 10 м в районе пгт.Кацивели по результатам модели WRF с разрешением 1 км на срок 20:00 UTC 1 ноября 2009 г.



Р и с . 7 . Начальный профиль потенциальной температуры (а) и компонент скорости ветра (б), полученный из измерений в проекте NABOS 2009.



Р и с . 8 . Зависимость толщины атмосферного пограничного слоя от времени.



Р и с . 9 . Вертикальный разрез горизонтальной компоненты скорости ветра $u(x, z)$ в момент времени $t = 175$ мин.

слоя от времени. Видно, что в течение первых полутора часов происходило развитие погранслоя, после чего он вышел на установившийся режим. Дальнейший анализ будет выполняться именно для установившегося режима.

На рис.9 представлены вертикальные разрезы горизонтальной составляющей скорости $u(x, z)$. Видно, что области вертикального подъема имеют характерный размер 50 – 70 м.

На более высоких уровнях области подъема, т.е. термики сливаются и их горизонтальный размер увеличивается. Процесс слияния более ясно виден на вертикальном разрезе вертикальных составляющих скорости (рис.10).

Профиль потенциальной температуры соответствует классическому для конвективного погранслоя. Внизу расположен тонкий неустойчивый слой,

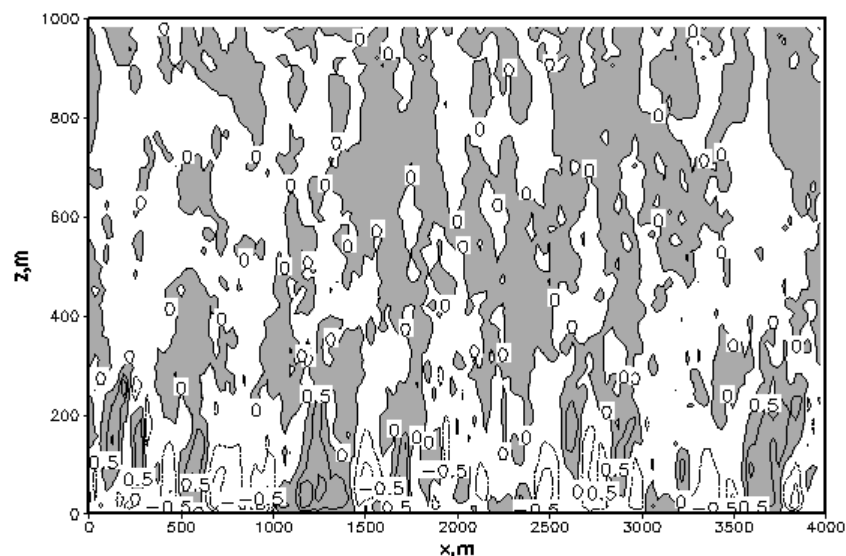


Рис. 10. Вертикальный разрез вертикальной компоненты скорости ветра $w(x, z)$ в момент времени $t = 175$ мин.

затем толстый перемешанный нейтральный слой и сверху он накрыт устойчивым слоем (рис.11, *а*). На рис.11, *б* представлен вертикальный профиль потока тепла. Поток линейно убывает с высотой и меняет знак на отрицательный на высоте 215 м. Отрицательное значение потока тепла связано с вовлечением теплого воздуха из верхнего слоя, расположенного над инверсией. Такое распределение потока тепла также является классическим для конвективного погранслоя.

Структура поля скорости в виде линий тока на вертикальном разрезе в плоскости yz представлена на рис.12. В нижнем приземном слое хорошо видны турбулентные вихри, выше расположен слой плоскопараллельного потока со слабо выраженной турбулентностью, который сменяется ещё одним турбулентным слоем.

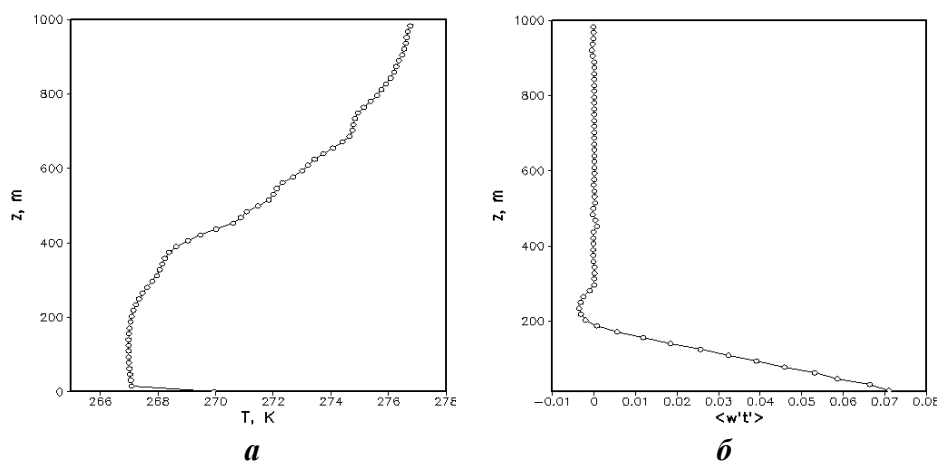
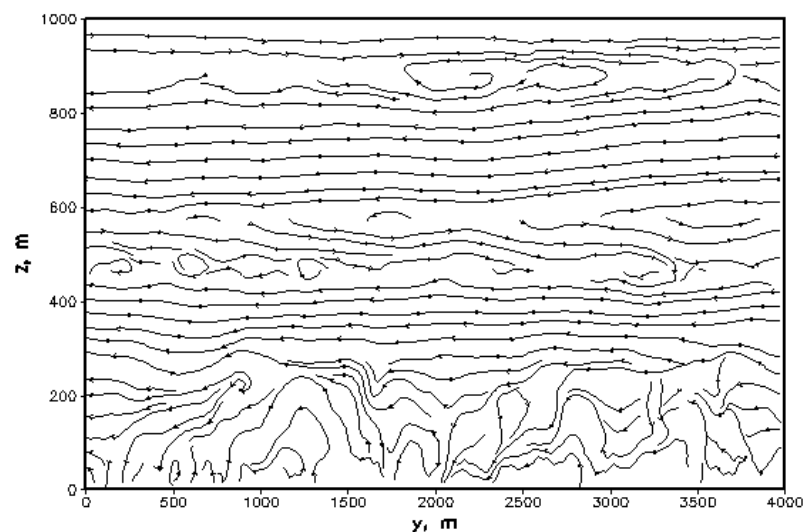


Рис. 11. Вертикальные профили потенциальной температуры $\theta(z)$ (*а*) и турбулентного потока тепла (*б*), полученный осреднением по горизонтали по всей области, в момент времени $t = 175$ мин.



Р и с . 1 2 . Линии тока в плоскости yz в момент времени $t = 175$ мин.

Проведенный тест демонстрирует способность модели качественно воспроизводить реальное состояние атмосферы.

Заключение. Тридцатилетний опыт работы показал, что стационарная океанографическая платформа в Кацивели исключительно удобна для натурного исследования процессов взаимодействия океана и атмосферы. Эти исследования могут быть связаны с ветровыми волнами и их обрушениями, турбулентностью в пограничных слоях воздуха и воды, прилегающих к морской поверхности, а также проявлениями этих процессов на морской поверхности, которые сейчас можно наблюдать методами мониторинга океана из космоса. Изменчивость перечисленных явлений управляется главным образом крупномасштабными процессами в атмосфере. Потому планирование сезонов и конкретных дат проведения целенаправленных экспериментов с платформы в пгт.Кацивели целесообразно осуществлять на основе предварительных расчетов с помощью мезомасштабных моделей атмосферы. В то же время для интерпретации конкретных экспериментальных данных может оказаться полезным использование расчетов с помощью *LES*-модели. Такие расчеты позволяют получить потоки импульса и скаляров между атмосферой и морем, а также детализировать конкретную ситуацию в атмосферном планетарном погранслое в районе платформы на период эксперимента.

В данной работе продемонстрированы возможности моделей и их пригодность для описания реальных состояний атмосферного погранслоя. Комплекс описанных моделей может служить информационной инфраструктурой платформы в пгт.Кацивели, используемой для повышения эффективности натурных исследований.

Авторы с благодарностью отмечают, что идея статьи предложена В.А.Дуловым (МГИ НАН Украины). Авторы также благодарят И.А.Репину (ИФА РАН) и сотрудников лаборатории прикладной физики моря (МГИ НАН Украины) за предоставление натурных данных для тестирования моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сайт модели MM5* <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/overview.html>
2. *Сайты модели WRF* <http://www.wrf-model.org/index.php>, <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/>
3. *Esau I.* Simulation of ekman boundary layers by large eddy model with dynamic mixed subfilter closure // *Environ. Fluid Mech.*– 2004.– 4.– C.273-303.
4. *Deardorff W.J.* Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers // *J. Atmos. Sci.*– 1972.– 29.– C.91-115.
5. *Lilly D.K.* The representation of small scale turbulence in numerical simulation experiments // *Proc. IBM Sci. Computing Symp. Environmental Sci. IBM Form № 320.*– 1951.– C.195-210.
6. *Zilitinkevich S.S., Gryanik V.M., Lykossov V.N., Mironov D.V.* Third-order transport and non-local turbulence closures for convective boundary layers // *J. Atmos. Sci.*– 1999.– v.56, № 19.– C.3463-3477.
7. *Zilitinkevich S.S., Mironov, D.V.* A multi-limit formulation for the equilibrium depth of a stably stratified boundary layer // *Bound.-Layer Meteorol.*– 1996.– 81.– C.325-351.
8. *Zilitinkevich S.S., Calanca P.* An extended similarity-theory for the stably stratified atmospheric boundary layers // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*– 2000.– 128.– C.913-925.
9. *Leonard A.* Energy cascade in large-eddy simulation of turbulent fluid flows // *Adv. Geophys.*– 1974.– 18A.– C.237-248.
10. *Germano M., Piomelli U., Moin P., Cabot W.H.* A dynamic subgridscale eddy viscosity model // *Phys. Fluids.*– 1991.– v.3, № 7.– C.1760-1765.
11. *Germano M.* Turbulence: the Filtering Approach // *J. Fluid Mech.*– 1992.– 238.– C.325-336.
12. *Porte-Agel F., Meneveau C., Parlange M.B.* A scale-dependent dynamic model for large-eddy simulation: application to a neutral atmospheric boundary layer // *J. Fluid Mech.*– 2000.– 415.– C.262-284.
13. *Porte-Agel F., Parlange M.B., Meneveau C., Eichinger W.E.* A priori field study of the subgrid-scale heat fluxes and dissipation in the atmospheric surface layer // *J. Atmos. Sci.*– 2001.– v.58, № 18.– C.2673-2698.
14. *Esau I.* Coriolis effect on coherent structures in planetary boundary layers // *J. Turbulence.*– 2003.– 4.– C.2-19.
15. *Esau I., Lyons T.* Effect of sharp vegetation boundary on the convective atmospheric boundary layer // *Agricult. and Forest Meteorol.*– 2002.– v.114, № 1-2.– C.3-13.
16. *Zilitinkevich S., Esau I.* The effect of baroclinicity on the depth of neutral and stable planetary boundary layers // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*– 2003.– 129.– C.3339-3356.
17. *Zilitinkevich S., Esau I.* On integral measures of the neutral barotropic planetary boundary layer // *Bound.-Layer Meteorol.*– 2002.– v.104, № 3.– C.371-379.
18. *Beare R.J., MacVean M.K., Holtslag A.A.M., Cuxart J., Esau I. et al* An intercomparison of large eddy simulations of the stable boundary layer // *Bound.-Layer Meteorol.*– 2006.– 118.– C.247-272.
19. *Vreman B., Geurts B., Kuerten H.* On the formulation of the dynamic mixed subgrid-scale model // *Phys. Fluids.*– 1994.– 6.– C.4057-4059.
20. *Kondo J., Kanechika O., Yasuda N.* Heat and momentum transfer under strong stability in the atmospheric surface layer // *J. Atmos. Sci.*– 1978.– 35.– C.1012-1021.

Материал поступил в редакцию 15.10.2010 г.