

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ УКРАИНЫ  
ОДЕССКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**С.Н. СТЕПАНЕНКО**

**Динамика турбулентно-циркуляционных  
и диффузионных процессов в нижнем слое  
атмосферы над Украиной**

ОДЕССА  
ИЗДАТЕЛЬСТВО "МАЯК"  
1998

**ББК 26.23**  
**С79**  
**УДК 551.510.001.57**

**Степаненко С.Н.** Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над Украиной. - Одесса: Издательство "Маяк", 1998. - 269 с., ил.

В монографии рассмотрены вопросы совместного количественного описания мезомасштабной структуры турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы с неоднородной подстилающей поверхностью на основе модели геофизического пограничного слоя атмосферы. Описана компьютерная информационная система диагноза и прогноза состояния атмосферы над Украиной.

Предназначено для специалистов, работающих в области численного моделирования мезомасштабных атмосферных процессов и процессов распространения и рассеяния примеси в атмосфере, физики пограничного слоя атмосферы, а также может быть использована студентами и аспирантами по специальностям "Метеорология", "Экология и охрана окружающей среды".

In the monography problems of joint quantitative exposition mesoscale structure of turbulence-circulating and diffusion processes in the lower atmospheric layer with an inhomogeneous underlying surface on the base of a geophysical boundary layer are considered. A computer information system of the diagnosis and prognosis of a condition of atmosphere over Ukraine is circumscribed.

Is intended for the experts, working in the field of numerical modelling of mesoscale atmospheric processes and processes of distribution of an impurity in atmosphere, physics of atmospheric boundary layer, and also for undergraduate and graduate students of meteorology and environmental protection can be used.

Табл. 26. Ил. 80. Библ.: 449 назв.

Рецензенты:  
д. ф.-м.н., профессор В.М. Волощук,  
д. ф.-м.н., профессор В.А. Ефимов,  
д.г.н. А.Г. Тарнопольский.

Печатается по решению ученого Совета Одесского гидрометеорологического института.

**ISBN 966-587-092-0**

С 1805040400-009 Без оголош.

© Одесский гидрометеорологический институт  
© Степаненко С.Н., 1998.



## Предисловие

В результате расширения информационной базы, совершенствования методов численного прогнозирования и увеличения возможностей вычислительной техники в настоящее время интенсивно разрабатываются модели, предназначенные для прогнозирования основных характеристик термодинамического и влажностного режима нижних слоев атмосферы на мелких сетках. Отличительная особенность данных моделей состоит в том, что они должны воспроизводить мезомасштабные системы течений и на основе этого давать более детализированные прогнозы основных метеорологических величин на ограниченной территории. С другой стороны, актуальным является создание информационных систем описания процессов регионального переноса и рассеяния загрязняющих веществ. Обе эти задачи тесно взаимосвязаны между собой.

Особенно ярко необходимость решения совместной задачи проявилась при анализе последствий радиоактивного загрязнения атмосферы после аварии на Чернобыльской АЭС (Израэль, 1990). Первичный расчет траекторий переноса радионуклидов, который основывался на использовании характеристик крупномасштабного объективного анализа полей метеорологических величин в нижнем слое атмосферы, позволил объяснить лишь в первом приближении экспериментально установленную пятнистость в распределении зон загрязнения. Это свидетельствует о необходимости привлечения характеристик мезомасштабной структуры нижнего слоя атмосферы при исследованиях процессов регионального распространения и рассеянии примесей.

Таким образом, актуальным и перспективным направлением метеорологических исследований в Украине является создание моделей, совместно описывающих мезомасштабную структуру турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над ограниченным регионом. В этом случае физическим объектом исследования является нижний слой атмосферы, состояние которого оказывают существенное влияние на жизнедеятельность цивилизации и который можно характеризовать набором полей метеорологических величин, характеристик турбулентности и параметров диффузии загрязняющих веществ, формирующихся под воздействием целого ряда внешних физических факторов (и, в частности, топографии, термической и влажностной неоднородности подстилающей поверхности и др.).

Физико-математической основой (методологией) количественного описания многообразия процессов в этом слое атмосферы являются модели геофизического пограничного слоя. При этом, практическая значимость и применимость разраба-

тываемых методик описания внутренней структуры нижнего слоя атмосферы, по нашему мнению, во многом определяется:

- ◆ использованием стандартной информации, имеющейся в распоряжении оперативных подразделений, на которые возложены функции диагноза и прогноза состояния окружающей среды;
- ◆ точностью воспроизведения мезомасштабной структуры характеристик состояния нижнего слоя атмосферы;
- ◆ представлением выходной информации о диагностическом и прогностическом состоянии окружающей среды в виде удобном для пользователя.

Указанные методологические и практические требования определяют необходимую конфигурацию компьютерных информационных систем (КИС) поддержки принятия решений государственными органами различных уровней. Решение сформулированных задач изложено в настоящей монографии.

В первой главе описывается постановка физико-математической задачи совместного количественного описания турбулентно-циркуляционного режима и процессов переноса и рассеяния примеси над орографически неоднородной подстилающей поверхностью в ограниченном регионе.

Во второй главе сформулированная задача реализована в виде программного комплекса инициализации на основе стандартной информации, численного решения замкнутой системы уравнений и представления выходной информации модели в виде, удобном для потребителя.

В третьей главе представлены результаты моделирования турбулентно-циркуляционного режима нижнего слоя атмосферы над Украиной для типовых синоптических процессов с использованием данных метеорологических станций и объективного анализа. Оценка точности восстановления пространственно-временного распределения характеристик нижнего слоя атмосферы на основе трехмерной модели атмосферного пограничного слоя приведена в четвертой главе.

В пятой главе дано систематическое изложение основных подходов к моделированию диффузионных процессов в атмосфере на основе уравнения турбулентной диффузии, приведен численный алгоритм и результаты моделирования процессов распространения и рассеяния примеси при различных метеорологических условиях.

Работа выполнена на кафедре геофизической гидродинамики и теории климата Одесского гидрометеорологического института в рамках научных исследований по тематике научно-исследовательского сектора. Автор выражает свою искреннюю признательность зав. кафедрой проф. Шнайдману В.А., сотрудникам кафедры и научно-исследовательского сектора института за плодотворное сотрудничество и помощь в работе. Автор выражает также глубокую благодарность профессору В.М. Волощуку и д.г.н. А.Г. Тарнопольскому за ценные замечания и советы, высказанные во время работы над рукописью.

## **Глава 1. Приложение теории пограничного слоя атмосферы и турбулентной диффузии для описания динамики турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над ограниченным регионом**

Для решения широкого спектра научно-прикладных задач, включающих диагноз, прогноз полей метеорологических величин и мезомасштабных явлений, экологический мониторинг состояния воздушного бассейна необходимы детальные сведения о динамическом и термодинамическом режиме нижнего слоя атмосферы, где формируются процессы, определяющие пространственно-временное распределение характеристик турбулентно-циркуляционного режима и диффузионных процессов в атмосферном пограничном слое (АПС).

В этой связи научная проблема совместного количественного описания динамики турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов над ограниченным регионом с существенно неоднородной подстилающей поверхностью является теоретической основой решения большого числа прикладных задач. Выполненные до настоящего времени исследования в этой области решают или задачу регионального диагноза и прогноза метеорологических полей и мезомасштабных явлений (Алоян, 1984; Алоян и Абраменко, 1982; Андре, 1983; Беркович и Шнайдман, 1979; Беркович и др., 1987; Броунинг и Голдинг, 1984; Булеев, 1989; Буш и др., 1976; Бызова и др., 1988; Дирдорф, 1985; Джанич, 1996; Зилинкевич, 1970, 1989а, 1990; Вагер и Надежина, 1979; Вельтищев и Желнин, 1982; Кадышников, 1981; Клепикова и др., 1990; Меллор, 1985; Ньюистадт и Дюнкерк, 1996; Прессман, 1988; Тарнопольский и Шнайдман, 1991а,б; Шнайдман и Фоскарино, 1990; Шнайдман и Тарнопольский, 1996), либо задачу распространения и рассеяния примеси в исследуемом регионе при заданных метеорологических условиях (Безуглая, 1990; Берлянд, 1975, 1985; Берлянд и др., 1987, 1990; Бисвас и Агарвал, 1994; Бызова, 1974; Бызова и др., 1991; Волощук 1991а,б; Волощук и др., 1992; Горелик и Конопелько, 1992; Иванья и Мерсич, 1982; Илюшин и Курбацкий, 1996; Калверт и Ингланд, 1984; Марчук, 1982; Пененко и Аллоян, 1985; Свенссон, 1996а,б; Со и Чен, 1982; Ханна, 1985; Хант, 1985; Чемберлен, 1987; Чефранов, 1985). В данной работе сделана попытка сконструировать единый подход, позволяющий рассчитать турбулентно-циркуляционные и диффузионные характеристики нижнего слоя атмосферы над ограниченным регионом. В решении этой задачи используются современные достижения в области моделирования геофизических пограничных слоев над существенно неоднородной подстилающей поверхностью (Антес, 1983; Антес и Варнер, 1978; Бэннот и др., 1996; Голдинг и др., 1985; Гринзоно и др., 1998; Курбацкий, 1988; Марчук, 1982; Меллор и Ямада, 1974, 1982; Монин, 1988; Пановски, 1985; Пененко и Алоян, 1985; Тарнопольский и Шнайдман, 1993, 1995; Ямада, 1977).

*1.1. Постановка задачи совместного количественного описания турбулентно-циркуляционного режима и процессов переноса и рассеяния примеси в нижнем слое атмосферы над ограниченным регионом*

Количественные оценки параметров турбулентно-циркуляционного режима пограничного слоя в ограниченном регионе в зависимости от методов их расчета можно разделить на два направления:

1. Расчет трехмерной структуры метеорологических полей;
2. Расчет трехмерной структуры полей турбулентных характеристик.

Первое направление может быть реализовано путем использования данных наблюдений и методами физико-математического моделирования (Алоян, 1984; Беркович и др., 1988, 1989; Бондаренко, 1987; Бондаренко и др., 1987; Бродская и др., 1987; Блэкедар, 1979; Буш и др., 1976; Бызова и др., 1988; Галмарини и др., 1998; Зилитинкевич, 1970; 1989с, 1990; Кэймел и Финиген, 1994; Тарнопольский и Шнайман, 1984; Шнайман и Фоскарино, 1990; Энгел, 1986; и др.).

Второе направление осуществляется лишь на основе моделей пограничного слоя (Андре, 1983; Бызова и Шнайман, 1987; Ву, 1986; Дагупати и др., 1994; Дирдорф, 1985; Дирдорф и Март, 1982; Зилитинкевич, 1989b; Тарнопольский и Шнайман, 1991b и др.). Моделирование структуры пограничного слоя атмосферы с учетом многообразия протекающих в нем физических процессов является сложной физико-математической задачей, и требования к разрабатываемой модели зависят от характера конкретной прикладной задачи. Наиболее распространенные методы описания структуры пограничных слоев основаны на теории подобия или решении замкнутой системы уравнений гидротермодинамики (Андерс, 1991, 1995; Бернштейн, 1975; Бондаренко и др., 1987; Бузингер и др., 1971; Бызова, 1986; Бызова и др., 1987; Вагер и Надежина, 1979; Дайер и Бредли, 1982; Джанич, 1996; Дирдорф, 1980; Зилитинкевич и Дирдорф, 1974; Ли и Као, 1984; Март и др., 1998; Монин и Яглом, 1992; Ньюистадт и Дюнкерк, 1996; Шнайман, 1979). В настоящей работе для определения турбулентно-циркуляционного режима пограничного слоя используется комплексный подход, объединяющий оба направления и основанный на использовании модели геофизического пограничного слоя (Вингаард, 1985; Монин, 1988; Педлоски, 1984; Су и Тейлор, 1997; Янг и Кануто, 1997).

Следуя работам Берковича и др. (1997); Тарнопольского и Шнаймана (1993), под геофизическим пограничным слоем будем понимать стратифицированный бароклинный слой жидкости или газа вблизи границы раздела вращающихся сред, структура которого определяется гидротермодинамикой турбулентных природных течений.

Предлагаемая постановка задачи прежде всего базируется на концепции, согласно которой пространственно-временное распределение метеорологических величин и параметров турбулентности в пограничном слое тесно связаны между собой

и должны быть определены из общей замкнутой системы дифференциальных уравнений, граничных и начальных условий, описывающих основные физические механизмы формирования внутренней структуры АПС. Формулируемая постановка задачи основана на физико-математическом моделировании АПС с максимальным усвоением метеорологической стандартной информации.

Рассматриваются мезомасштабные процессы, для которых применимы уравнения гидростатики и неразрывности для несжимаемой жидкости. Сразу укажем, что применение уравнения гидростатики в данной постановке задачи является вполне допустимым, так как в ней задается распределение приземного давления и геопотенциала на уровне изобарической поверхности 850 гПа. По этим данным вычисляется геострофический ветер на нижней и верхней границах расчетной области. Поэтому расчет горизонтального градиента давления на основе соотношений термического ветра на внутренних уровнях с использованием весовой функции по вертикали выполняется с требуемой степенью точности и компенсирует погрешности, связанные с использованием условия гидростатики. Учет изменения плотности со временем в движущемся элементарном объеме вносит малый вклад в величины вертикальных движений, рассчитанных путем интегрирования по вертикали двумерной дивергенции вектора скорости горизонтального переноса.

Расчет составляющих скорости горизонтального переноса осуществляется на основе закона сохранения импульса с помощью уравнений движения (Ландау и Лифшиц, 1986). Как известно, уравнения движения выражают баланс сил, действующий на движущийся элементарный объем. В рассматриваемой постановке учитываются силы инерции, барического градиента, Кориолиса и турбулентной вязкости. В выражениях для силы Кориолиса сохранены лишь главные члены с горизонтальными составляющими вектора скорости потока. Силы турбулентной вязкости записаны в рамках "К-теории" и включают количественное описание вертикального и горизонтального турбулентного обмена. Вклад вертикального переноса импульса турбулентными вихрями выражается через произведение вертикального коэффициента турбулентности на производные от составляющей скорости по вертикальной координате, а вклад горизонтального турбулентного переноса - через произведение коэффициента горизонтального турбулентного обмена на продольную и поперечную составляющие тензора деформации скорости в горизонтальной плоскости. Таким образом, в уравнениях движения неизвестными функциями являются составляющие скорости горизонтального переноса, вертикальная скорость, давление, плотность, коэффициенты горизонтального и вертикального турбулентного обмена.

Расчет потенциальной температуры воздуха осуществляется на основе закона сохранения энергии с помощью уравнения притока тепла. Из уравнения притока тепла следует, что изменения температуры со временем в узле пространственной решетки определяется адвекцией, переносом по вертикали, притоком тепла за счет вертикального и горизонтального турбулентного обмена. Вертикальный турбулент-

ный поток тепла выражается через произведение коэффициента турбулентного вертикального обмена на производную от потенциальной температуры по вертикали, а горизонтальный - через произведение горизонтального коэффициента турбулентности на производные от потенциальной температуры по  $X$  и  $Y$ .

Расчет массовой доли водяного пара осуществляется с помощью уравнения переноса, которое состоит из аналогичных уравнению притока тепла членов. Искомые функции в термодинамических уравнениях являются потенциальная температура и массовая доля водяного пара. Здесь также в качестве неизвестных фигурируют вертикальная скорость и коэффициенты вертикального и горизонтального турбулентного обмена.

Определение вертикальной скорости основано на законе сохранения массы с помощью уравнения неразрывности. Давление и плотность определяются из уравнений гидростатики и состояния.

Таким образом, система уравнений гидротермодинамики является не замкнутой. Для её решения необходимо знать коэффициенты вертикального и горизонтального турбулентного обмена. Еще раз подчеркнем, что в рассматриваемой постановке эти величины должны определяться через искомые функции, определяемые из уравнений гидротермодинамики.

Для этой цели необходимо отдельно рассмотреть механизм формирования горизонтального и вертикального турбулентного обмена. Существенным различием в этих механизмах является наличие стенки для вертикального и отсутствия каких-либо стенок - для горизонтального обмена. Масштаб вихрей, участвующих в горизонтальном обмене, практически может изменяться в диапазоне от малых возмущений до возмущений с характерными размерами, сопоставимыми с горизонтальными размерами расчетной области. Поэтому их описание можно разделить на стохастическое и детерминированное в зависимости от критического масштаба, разделяющего фоновые и подсеточные процессы. Естественно в качестве критического масштаба выбрать удвоенный шаг сетки  $2\delta S$ . Эта величина также принимается за характерный горизонтальный масштаб вихрей. Следовательно, вихри с масштабами  $l < \delta S$  относятся к подсеточным и подлежат описанию с помощью методики параметризации. Суть этой методики в рамках "К-теории турбулентности" состоит в следующем.

Во-первых, используется теория двумерной турбулентности (Монин, 1988), согласно которой турбулентные потоки импульса пропорциональны составляющим деформации скорости. Во-вторых, используется аналог соотношения Прандтля, согласно которому коэффициент горизонтальной турбулентности или макротурбулентности пропорционален произведению квадрата характерного масштаба на модуль деформации вектора скорости (Смагорински, 1963).

Таким образом рассчитывается коэффициент макротурбулентности с помощью производных по  $X$  и  $Y$  от горизонтальных составляющих тензора деформации. Тем



самым осуществляется замыкание уравнений модели по коэффициенту горизонтального турбулентного обмена.

Замыкание уравнений по коэффициенту вертикального турбулентного обмена осуществляется иным путем (Бюзингер, 1985; Вагер и Надежина, 1976; Шнайдман, 1990; Ксу и Тейлор, 1997). Прежде всего, используется гипотеза Колмогорова, согласно которой при моделировании вертикального турбулентного обмена можно выделить две определяющие характеристики турбулентного обмена, через которые однозначно выражаются любые другие. Одной из характеристик естественно выбрать кинетическую энергию турбулентных вихрей, а другой - скорость диссипации кинетической энергии турбулентных вихрей. Обоснование выбора скорости диссипации в качестве определяющего параметра заключается в том, что вместе с кинетической энергией турбулентных вихрей она определяет характерный временной интервал подсеточных процессов и соответственно с помощью гипотезы замороженной турбулентности характерный размер вихрей.

Задача, таким образом, сводится к построению дифференциальных уравнений для кинетической энергии турбулентности и скорости её диссипации. Эти уравнения конструируются с помощью уравнений для турбулентных пульсаций, полученных из уравнений Навье-Стокса и Рейнольдса.

Анализ полученных уравнений для интенсивности и диссипации турбулентности показал, что они описывают основные физические механизмы формирования турбулентного перемешивания в пограничном слое. К этим основным механизмам относятся: передача кинетической энергии от осредненного движения к турбулентным вихрям, диссипация энергии вихрей в тепло, работа силы плавучести и диффузия турбулентной энергии. Можно показать, что из этих уравнений получаются большинство априорных соотношений для коэффициента вертикального турбулентного обмена, прошедших верификацию в различных прикладных задачах. Следовательно, эти уравнения являются обобщением широкого круга приложений и обладают высокой степенью достоверности и применимости для описания структуры АПС (Охи, 1997; Пан и Хонг, 1996).

Для использования уравнений кинетической энергии турбулентных вихрей и скорости её диссипации необходимо сформулировать граничные условия. На боковых плоскостях воспользуемся условиями излучения (Орлански, 1976; Брант, 1977; Пекелис и Прессман, 1982). На нижней границе над сушей ставится условие непроникновения вихрей через подстилающую поверхность, что означает равенство нулю потока турбулентной кинетической энергии. На верхней границе расчетной области величины кинетической энергии и её диссипации равны нулю в силу определения АПС. Значение диссипации на нижней границе выражается с помощью значений кинетической энергии турбулентности вблизи шероховатой подстилающей поверхности и параметра шероховатости.

Естественным условием, отражающим динамическое взаимодействие подстилающей поверхности и натекающего потока, является *условие прилипания* - равенство нулю осредненных составляющих вектора скорости потока на уровне шероховатости. Наряду с динамическим воздействием шероховатой подстилающей поверхности внутренняя структура пограничного слоя формируется за счет термического и влажностного взаимодействия. Наиболее простым путем оценки термического и влажностного взаимодействия является использование законов тепло- и влагопередачи вблизи подстилающей поверхности. Однако в этом случае необходимо знать температуру и влажность подстилающей поверхности, обычно определяемых из уравнений теплового и водного баланса (Братсерт, 1985). Для исследуемой неоднородной территории формулировка теплового и водного балансов является сложной задачей. В работе значения температуры и точки росы задаются в узлах регулярной сетки по данным стандартной метеорологической информации. Такой подход в наибольшей степени соответствует постановке задачи определения характеристик турбулентно-циркуляционного режима в условиях орографически неоднородной местности, т.к. поля температуры и влажности, полученные по данным наблюдений, отражают совокупность физических механизмов воздействия подстилающей поверхности на формирование АПС.

Таким образом, сформулирован первый этап постановки задачи - оценка воздействия подстилающей поверхности исследуемого района на внутреннюю структуру пограничного слоя.

Второй этап постановки задачи - это количественное описание взаимодействия пограничного слоя со свободной атмосферой. Естественное условие, описывающее эти взаимодействия, базируется на самом определении пограничного слоя как нижней части атмосферы, в которой наблюдается турбулентное перемешивание, интенсивность которого уменьшается по мере приближения к верхней границе слоя перемешивания. Из такого определения следует, что турбулентные потоки импульса, тепла и водяного пара вблизи верхней границы стремятся к нулю. Так как задача расчета характеристик турбулентно-циркуляционного режима в нижней части атмосферы в исследуемом районе решается в рамках "К-теории", то условие стремления к нулю турбулентных потоков может быть записано в виде равенства нулю величин коэффициента турбулентности либо вертикальных производных составляющих скорости ветра, температуры и массовой доли водяного пара. При этом лишь второе условие отражает эффект взаимодействия пограничного слоя и свободной атмосферы. Однако это условие физически не обоснованно, особенно в случае бароклининой атмосферы, которая рассматривается в настоящей работе. Поэтому нами был найден следующий выход из сложившейся ситуации - задание на верхней границе исследуемой области значений составляющих скорости ветра, температуры и массовой доли водяного пара в узлах регулярной сетки на верхней границе трехмерной области, определяемых по данным аэрологических наблюдений. Следует подчеркнуть,

что высота исследуемой области над уровнем подстилающей поверхности принята равной 2 км, что, как правило, превосходит высоту АПС.

Задание фактических значений ветра, температуры и массовой доли водяного пара на верхней границе естественным образом учитывает процессы в свободной атмосфере и их воздействие на динамику и термодинамику пограничного слоя, что снижает влияние ряда ограничений, принятых при моделировании пограничного слоя. Например, как будет показано далее, в уравнении притока тепла не учитывается радиационный приток тепла и тепло фазовых переходов. То обстоятельство, что температурное поле на верхней границе взято из данных наблюдений, означает, что оно сформировано с учетом указанных механизмов. Тем самым воздействия этих механизмов распространяется на внутреннюю структуру АПС. Если еще учесть, что и вблизи подстилающей поверхности заданы температурное и влажностное поля, то очевидно, что возможные погрешности модели за счет этого существенно уменьшаются.

Таким образом, сформулированная постановка задачи количественного описания динамических и термодинамических процессов в АПС учитывает основные физические механизмы формирования турбулентно-циркуляционного режима в нижнем слое атмосферы.

Описание процессов распространения и рассеяния примеси в рассматриваемом регионе основывается на следующей концепции. Примесь, попадающая в атмосферу из источника, в каждое мгновение образует дымовой клуб или облако конечных размеров, которое сразу же сносится ветром, а на его месте образуется новый клуб (Бызова и др., 1991). Размер этого исходного облака, концентрация в нем выброшенной примеси будут определяться, в основном, техническими параметрами источника и характеристиками самой примеси. Дальнейшее развитие дымового клуба будет же определяться динамическими процессами (отвлекаясь, как было сказано выше, от процессов химической трансформации примеси в облаке), формирующими структуру воздушных течений в слое, где расположен источник примеси.

Практически все выбросы примеси в атмосферу сосредоточены в нижнем слое атмосферы, характерной особенностью динамики которого является влияние подстилающей поверхности земли, приводящее к формированию атмосферного пограничного слоя. Динамика воздушных течений в АПС определяется, с одной стороны, крупномасштабным атмосферным переносом, и, с другой стороны, мелкомасштабными турбулентными движениями отдельных вихрей.

Таким образом, попадающее в атмосферу облако примеси, во-первых, переносится как целое со скоростью, совпадающей со средней скоростью  $U$  воздушного потока, который будем отождествлять с крупномасштабным атмосферным течением. Частица, прошедшая через источник (например вершину трубы), спустя время  $t$  будет находиться в среднем на расстоянии  $x = Ut$  от его плоскости. Этот процесс называют *переносом примеси*.

Во-вторых, мелкомасштабные турбулентные вихри с размерами меньшими размеров самого дымового клуба трансформируют его геометрию - процесс *рассеяния или турбулентной диффузии*. Проходя через облако, эти вихри вовлекают в свои движения частицы примеси, создавая тем самым пульсационную или случайную составляющую движения частиц примеси в самом облаке. Интегральным следствием этого процесса является постепенное расширение облака, изменение его конфигурации и вследствие этого изменение концентрации примеси в самом дымовом клубе<sup>1</sup>.

Конфигурация всего дымового факела или струи от источника примеси в каждый момент времени представляет собой ряд таких клубов, выпущенных последовательно один за другим, которые подхватываются воздушным потоком, и далее их трансформация определяется турбулентно-циркуляционным режимом воздушных течений в АПС.

Задача состоит в расчете пространственно-временного распределения концентрации пассивной примеси в атмосферном пограничном слое над выбранным ограниченным районом в любой момент времени. Источники этой примеси находятся как внутри, так и вне области расчетов.

При решении поставленной задачи примем следующий подход. Как известно, при описании процессов турбулентной диффузии примеси необходимо учитывать изменение структуры рассеивания по мере удаления от источника вследствие того, что при этом в процесс рассеивания примесей вовлекаются все более крупные вихри, т.к. облако примеси «растаскивается» вихрями, сопоставимыми с размером облака (Бызова и др., 1991; Лэм, 1985). Существует некоторое предельное расстояние, на котором происходит насыщение этого эффекта растаскивания, т.е. с увеличением размера облака набор размеров турбулентных вихрей уже не изменяется. Коэффициенты турбулентной диффузии совпадают с коэффициентами турбулентной вязкости только на достаточном расстоянии от источника примеси (Бызова и др., 1991). Из приведенной модели турбулентной диффузии частиц примеси в облаке следует, что можно выделить две зоны, различающиеся механизмами процесса распространения и рассеяния облака, а следовательно, и способами его описания<sup>2</sup>.

В ближней от источника зоне (далее «ближняя зона») следует воспользоваться статистической теорией турбулентной диффузии и, в частности, гауссовой моделью рассеивающейся струи примеси. В этой зоне описание диффузии примеси основывается на гауссовой модели рассеяния Паскуилла-Гиффорда, лежащей в основе методик МАГАТЭ (Слейд, 1971; Руководство, 1980). В модели количественными характеристиками переноса и турбулентного рассеивания струи примеси являются

---

<sup>1</sup> При рассеивании примеси в турбулентной среде молекулярную диффузию следует учитывать только вблизи твердых границ, на границе раздела двух сред (например, вода-воздух) или при очень слабом развитии турбулентности (Бызова и др., 1991).

<sup>2</sup> Необходимость описания особым образом процессов диффузии примеси в зоне, непосредственно примыкающей к источникам примеси, подчеркнута в работе Волощука (1994).

скорость атмосферного потока относительно источника и дисперсии координат частиц в направлениях, поперечных направлению переноса. Размеры ближней зоны можно оценить, исходя из энергетического спектра атмосферной турбулентности. Известно (Колесникова и Монин, 1965), что в этом спектре выделяется мезометеорологический минимум на частотах  $10^2 - 10^3$  рад/с, что соответствует пространственным масштабам неоднородностей от 1 до 100 км. Вблизи нижнего предела этого диапазона атмосферные возмущения обладают свойствами изотропной трехмерной турбулентности, характерной для ближней зоны. В силу этого, можно предположить, что радиус ближней зоны ( $\Omega$ ) имеет порядок, не превышающий 1 км. Это подтверждает и соизмеримая оценка вертикального размера атмосферного пограничного слоя.

В дальней от источника зоне (далее «дальняя зона») - перенос и рассеивание примеси будем описывать уравнением турбулентной диффузии (УТД), в котором характеристиками турбулентного рассеивания являются коэффициенты вертикального и горизонтального турбулентного перемешивания.

Таким образом, область расчетов регионального загрязнения можно условно разделить на две подобласти - ближнюю и дальнюю зоны, в которых процессы распространения примеси описываются следующим образом. В первой - ближней по отношению к источнику - будем считать, что выполняется закон распределения примеси, описываемый гауссовой моделью, во второй - дальней - распределение примеси описывается уравнением турбулентной диффузии (Тарнопольский и Шнайман, 1995).

Для уравнения турбулентной диффузии начальные условия при  $t = t_0$  сформулированы, исходя из того, что на наветренной стороне дальней зоны расчетной области концентрации примесей за счет источников, находящихся как внутри так и вне области расчетов, определяемые по модели МАГАТЭ для ближней зоны, сохраняются в течение всего расчетного времени. В других точках дальней зоны расчетов в начальный момент времени воздух считается полностью "чистым" от примеси или задается фоновое значение концентрации данной примеси.

Граничные условия по вертикали для концентрации примеси сформулированы:

- нижнее граничное условие в виде баланса турбулентного потока примеси, седиментации и адгезии;
- верхнее граничное условие в виде уравнения адвекции примеси.

Боковые краевые условия задаются аналогично другим уравнения модели в виде условий излучения типа Зоммерфельда (1959).

Таким образом, нами целиком сформулирована физическая постановка задачи количественного описания турбулентно-циркуляционного режима и диффузионных процессов в нестационарном стратифицированном бароклинном атмосферном пограничном слое на вращающейся Земле для ограниченной трехмерной расчетной области над однородной подстилающей поверхностью.

Математическая модель, описывающая данную постановку задачи, основана на замкнутой системе уравнений гидротермодинамики (ГТД), турбулентного замыкания и уравнения турбулентной диффузии. Эта модель включает прогностические (движения, переноса тепла, влаги, примеси) и диагностические (статики, состояния, неразрывности и диффузии) уравнения. Замыкание осуществлено с помощью уравнений баланса кинетической энергии турбулентности ( $b$ ), скорости её диссипации ( $\varepsilon$ ) и соотношения Колмогорова, связывающего коэффициент вертикального турбулентного обмена ( $k$ ) с  $b$  и  $\varepsilon$ . Описание горизонтального турбулентного обмена базируется на понятии о внутрисеточном коэффициенте турбулентной вязкости  $k_L$ , который оценивается через полную деформацию по формуле Смагоринского (1963). Запишем указанные выше уравнения и соотношения в декартовой системе координат:

прогностические уравнения

движения

$$\frac{\partial u}{\partial t} + A(u) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} (k_L D_T) + \frac{\partial}{\partial y} (k_L D_n), \quad (1.1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + A(v) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} (k_L D_n) - \frac{\partial}{\partial y} (k_L D_T) \quad (1.1.2)$$

притока тепла

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + A(\theta) = \alpha_\tau \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} k_L \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k_L \frac{\partial \theta}{\partial y} + L c \quad (1.1.3)$$

переноса влаги

$$\frac{\partial m}{\partial t} + A(S) = \alpha_m \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial m}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} k_L \frac{\partial m}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k_L \frac{\partial m}{\partial y} - c \quad (1.1.4)$$

турбулентной диффузии в дальней зоне (при  $r > \Omega$ )

$$\frac{\partial q}{\partial t} + A(q) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x^q \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y^q \frac{\partial q}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z^q \frac{\partial q}{\partial z} \right) - \frac{q}{\tau_0} = 0; \quad (1.1.5)$$

баланса кинетической энергии турбулентности

$$\begin{aligned} \frac{\partial b}{\partial t} + A(b) = k \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + k_L (D_n^2 + D_T^2) + \alpha_T \frac{g}{\theta} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \alpha_b \left( \frac{\partial}{\partial x} k_L \frac{\partial b}{\partial x} + \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial y} k_L \frac{\partial b}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial b}{\partial z} \right) - \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{k} \end{aligned} \quad (1.1.6)$$

скорости диссипации энергии турбулентных вихрей

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + A(\varepsilon) = \alpha_1 \frac{\varepsilon}{b} \left\{ k \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + k_L (D_n^2 + D_T^2) \right\} + \alpha_4 \frac{\varepsilon}{b} \frac{g}{\theta} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \alpha_2 \left( \frac{\partial}{\partial x} k_L \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial y} k_L \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right) - \alpha_3 \frac{\varepsilon^2}{b} \end{aligned} \quad (1.1.7)$$

#### диагностические уравнения

неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.1.8)$$

статики

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (1.1.9)$$

состояния

$$P = \rho R T \quad (1.1.10)$$

диффузии примеси в ближней зоне (при  $r = \leq \Omega$ )

$$q(x, y, z) = \frac{M}{2\pi U \sigma_y \sigma_z} \exp\left(-\frac{(y - y_0)^2}{2\sigma_y}\right) \left\{ \exp\left[-\frac{(z - H_3)^2}{2\sigma_z}\right] + \exp\left[-\frac{(z + H_3)^2}{2\sigma_z}\right] \right\} \quad (1.1.11)$$

#### соотношения

*Колмогорова* для коэффициента вертикального турбулентного обмена

$$k = \alpha_\varepsilon b^2 / \varepsilon \quad (1.1.12)$$

*Смагоринского* для коэффициента горизонтального турбулентного обмена

$$k_L = \alpha_L \frac{\Delta s^2}{2} (D_T^2 + D_n^2)^{1/2}. \quad (1.1.13)$$

Здесь:

- $t$ - время;  $u, v, w$ - компоненты вектора скорости течения вдоль координатных осей  $x, y, z$ - направленных вдоль параллели на восток, меридиана на север и вертикально вниз;  $f$ - параметр Кориолиса;  $g$ - ускорение свободного падения;  $\rho$ - плотность;  $p$ - давление;  $T$ - температура;  $\theta$ - потенциальная температура;  $m$ - массовая доля водяного пара;  $s$  - скорость процесса конденсации/испарения;  $R$  - универсальная газовая постоянная,  $L$  - теплота конденсации/испарения.  $\Delta s$ - горизонтальный шаг сетки;  $\alpha$  с индексами- универсальные константы;
- $r = \sqrt{x^2 + y^2}$  - расстояние от источника,  $\Omega$  - размер ближней зоны;
- $\tau_0$  - время релаксации, учитывающее в параметрическом виде физико-химические процессы "вымывания" примеси из облака;
- $M$  - мощность источника примеси (г/с);  $U$  - скорость переноса примеси в направлении оси  $X$  (м/с) на уровне выброса;
- $y_0$  - начальная координата источника по оси  $Y$ ;  $H_s$  - эффективная высота источника над подстилающей поверхностью;
- $\sigma_y, \sigma_z$  - стандартные отклонения координаты частицы примеси в направлениях, поперечных направлению переноса.
- оператор адвекции скалярной величины

$$A(\mu) = \frac{\partial u\mu}{\partial x} + \frac{\partial v\mu}{\partial y} + \frac{\partial w\mu}{\partial z} \quad (1.1.14)$$

- $D_T, D_n$  - продольная и поперечная деформации скорости

$$D_T = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}, \quad D_n = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (1.1.15)$$

Количественная постановка краевых и начальных условий для задачи (1.1.1) - (1.1.5) на ограниченной расчетной области представляет собой самостоятельную задачу и её обсуждению посвящен § 1.4.

## 1.2. Учет орографии в задаче количественного описания динамики нижнего слоя атмосферы над ограниченным регионом

Исследуемый район представляет собой сложную подстилающую поверхность, включающую горные массивы, равнину и прибрежные районы (см. рис. 1.1). В свя-



зи с этим в данной работе модель (1.1.1) - (1.1.15) модифицирована путем введения орографической системы координат, а также использована методика параметризации, включающая оценку величины шероховатости с учетом топографии исследуемого региона.

Учет орографии в современных моделях осуществляется путем перехода к новой системе координат ( $\xi, \eta, \zeta$ ), в которой орографически возмущенная поверхность Земли становится координатной плоскостью (Алперт и Ньмен, 1984; Белов, 1993; Гутман, 1969; Куценко и Мухин, 1991; Ромов и Гаргула, 1987; Пилке, 1981, 1984; Сандквист, 1982; Сандквист, 1982; Степлен и Менноте, 1998; Федорович, 1991). Формулы перехода от декартовой к орографической системе координат в этом случае можно записать в виде:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \varphi}{\partial x} &= \frac{\partial \varphi}{\partial \xi} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial x}, \\ \frac{\partial \varphi}{\partial y} &= \frac{\partial \varphi}{\partial \xi} \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\partial \varphi}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \\ \frac{\partial \varphi}{\partial z} &= \frac{\partial \varphi}{\partial \xi} \frac{\partial \xi}{\partial z} + \frac{\partial \varphi}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} + \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial z}.\end{aligned}\tag{1.2.1}$$

В негидростатических моделях (нередко и в гидростатических) в качестве такой системы обычно используется так называемая "орографическая" или "сигма  $Z$ " система координат, которая в случае, если расчетная область ограничена сверху плоскостью  $Z = \text{const} = H$ , имеет вид:

$$\xi = x, \eta = y, \zeta = \frac{z - \Gamma}{H - \Gamma} H,\tag{1.2.2}$$

где  $z = \Gamma(x, y)$  - форма рельефа.

Преобразование (1.2.2) представляет собой частный случай широко распространенного в динамической метеорологии преобразования координат, при котором временная и горизонтальные координаты сохраняются, а вертикальная координата заменяется новой "обобщенной вертикальной координатой" (Касахара, 1974). Также, наряду с  $\zeta$ -координатой (1.2.2),  $p$ -координата Сатклиффа и Элиассена,  $\theta$ -координата Монтгомери и Старра (1946),  $\sigma$ -координата Филлипса (1962), а также различные комбинации этих координат (Аракава и Лэмб, 1977; Крайцберг, 1978).

Преобразование (1.2.2) эвристически использовалось еще в 60-х годах при численном решении задач мезометеорологии (Зейтунян, 1963), Касахара (1974) изучал его в контексте примитивных уравнений, а в работе Гал-Чена и Sommerville (1975)

данное преобразование было рассмотрено как конкретный образец в контексте общего анализа замены независимых переменных в неупругих уравнениях Навье-Стокса.

С тех пор это преобразование широко вошло в практику гидродинамического описания мезометеорологических процессов над горами. Естественное обобщение (1.2.2) используется и в моделях, где расчетная область ограничена сверху незакрепленной поверхностью (Марер и Пилке, 1975; Марер и Пилке, 1977а,б; Мак-Найдер и Пилке, 1981; Салверкар и др., 1996).

Запись уравнений в координатах  $(\xi, \eta, \zeta)$  осуществляется с помощью трех безразмерных коэффициентов: якобиана преобразования (1.2.2)  $G_0$ , характеризующего высоту рельефа, и двух коэффициентов  $G_1$  и  $G_2$ , характеризующих наклон рельефа по осям  $X$  и  $Y$ , соответственно

$$G_0 = 1 - \frac{\Gamma}{H}, \quad G_1 = \left( \frac{\zeta}{H} - 1 \right) \frac{\partial \Gamma}{\partial x}, \quad G_2 = \left( \frac{\zeta}{H} - 1 \right) \frac{\partial \Gamma}{\partial y}. \quad (1.2.3)$$

Поскольку  $G_0 \neq 0$ , преобразование (1.2.2) обратимое. Компоненты горизонтальной скорости в новой системе координат по величине остаются прежними:

$$\frac{d\xi}{dt} = \frac{dx}{dt} = u, \quad \frac{d\eta}{dt} = \frac{dy}{dt} = v, \quad (1.2.4)$$

а вертикальная скорость меняется:

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{G_1 u + G_2 v + w}{G_0} \equiv \tilde{w}. \quad (1.2.5)$$

В этом случае уравнения неразрывности и движения в орографических координатах можно записать в виде:

$$G_0 \frac{\partial u}{\partial \xi} + G_0 \frac{\partial v}{\partial \eta} + G_0 \frac{\partial \tilde{w}}{\partial \zeta} = 0 \quad (1.2.6)$$

$$\frac{du}{dt} - fv + \frac{1}{G_0} \left[ \frac{\partial}{\partial \xi} (G_0 p) + \frac{\partial}{\partial \zeta} (G_1 p) \right] = D_u \quad (1.2.7)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu + \frac{1}{G_0} \left[ \frac{\partial}{\partial \eta} (G_0 p) + \frac{\partial}{\partial \zeta} (G_2 p) \right] = D_v \quad (1.2.8)$$

$$\frac{d}{dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial \xi} + v \frac{\partial}{\partial \eta} + \tilde{w} \frac{\partial}{\partial \zeta} \quad (1.2.9)$$

Внешний вид уравнений (1.2.6) - (1.2.8) по сравнению с декартовой системой координат сохраняется (с учетом нового содержания (1.2.9) оператора индивидуальной производной). Представление дивергенции турбулентных потоков  $D_\phi$  в новых координатах будет рассмотрено в следующем параграфе. Во всяком случае, поскольку в выражения для  $D_\phi$  участвуют вторые производные, для гладкости преобразования (1.2.2) необходимо, чтобы рельеф  $\Gamma$  обладал вторыми непрерывными производными.

В связи с известной громоздкостью уравнений ГТД в мезометеорологическом моделировании находит применение еще одна, "простейшая" орографическая система координат (Ямада, 1981; Гэрет и Смит, 1984; Пененко и Алоян, 1985):

$$\xi = x, \eta = y, \zeta = z - \Gamma. \quad (1.2.10)$$

Данное преобразование используется в оперативной модели атмосферных процессов над ограниченной территорией - модели Метеорологической Службы Великобритании (МСВ) (Карпентер, 1979).

В этом случае формулы перехода (1.2.1) принимают вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial \phi}{\partial x} &= \frac{\partial \phi}{\partial \xi} - \frac{\partial \phi}{\partial \zeta} \frac{\partial \Gamma}{\partial x} = \frac{\partial \phi}{\partial \xi} + G_1 \frac{\partial \phi}{\partial \zeta}, \\ \frac{\partial \phi}{\partial y} &= \frac{\partial \phi}{\partial \xi} - \frac{\partial \phi}{\partial \zeta} \frac{\partial \Gamma}{\partial y} = \frac{\partial \phi}{\partial \xi} + G_2 \frac{\partial \phi}{\partial \zeta}, \\ \frac{\partial \phi}{\partial z} &= \frac{\partial \phi}{\partial \zeta}. \end{aligned} \quad (1.2.11)$$

Таким образом, для преобразования (1.2.11) имеем в этой системе координат

$$G_0 \equiv 1, \quad G_1 = -\frac{\partial \Gamma}{\partial x}, \quad G_2 = -\frac{\partial \Gamma}{\partial y}. \quad (1.2.12)$$

Преобразование (1.2.10) по сравнению с (1.2.2) имеет очевидное достоинство простоты, экономии времени и памяти ЭВМ и, как мы только что видели, дает преимущество в построении эффективных численных алгоритмов. Недостаток же его связан с выбором краевых условий на верхней границе расчетной области  $\zeta = \text{const}$ ,

которая в случае (1.2.10) повторяет форму рельефа, а в случае (1.2.2) совпадает с плоскостью  $z = \text{const}$ . Пока мы довольствуемся упрощенными краевыми условиями, основанными на предположении о затухании тех или иных мезомасштабных возмущений с приближением к верхней границе (в работе Карпентера (1979) принято условие затухания возмущений в поле  $w$ ), это различие двух преобразований несущественно. Но в ситуации, когда заметная часть энергии мезомасштабных возмущений переносится вверх за пределы расчетной области и на верхней границе требуется какая-либо разновидность условий открытых границ, искривленность верхней границы может оказаться существенным недостатком. Таким образом, можно думать, что необходимое условие применимости преобразования (1.2.10) - пологий рельеф местности. Максимальная крутизна рельефа, используемая в модели МСВ, составляет  $\sim 1/75$  (Голдинг, 1984), т.е. допускает применение гидростатического приближения. В этой связи отметим, что Пененко и Алоян (1985) используют преобразование (1.2.10) именно в гидростатической модели, а в негидростатической используют преобразование (1.2.2). Аналогично Ямада (1981) использует преобразование (1.2.10) в контексте гидростатических уравнений.

Кроме неортогональных орографических координатных систем в литературе изучалась и применялась ортогональная система, полученная вращением исходной системы  $(x, y, z)$  таким образом, чтобы плоскость  $(x, y)$  перешла в плоскость, касательную к поверхности горы в данной точке (МакНайдер, 1982; Гэррет, 1983; Пилке и др., 1985). Однако эта система рассматривалась лишь для гидростатических уравнений и рельефа с постоянным наклоном.

Упомянем в заключение еще об одной обобщенной вертикальной координате, переводящей поверхность Земли в координатную плоскость  $\sigma$ -координате. Полная система уравнений в  $\sigma$ -координатах так же, как и в  $p$ -координатах неоправданно громоздка. Фильтрованная неупругая ("квази-негидростатическая") система уравнений в  $\sigma$ -координатах, аналогичная системе в  $p$ -координатах, получена Миллером и Уайтом (1984). Недостаток этой системы тот же, что и системы в  $p$ -координатах: наличие быстрых волн Лэмба. Здесь этот недостаток усугублен тем, что даже в простейшем случае волны Лэмба не фильтруются надлежащим выбором краевого условия. В мезометеорологическом моделировании данная система до сих пор не использовалась.

Таким образом, "рабочими" методами учета орографии в мезометеорологическом моделировании и прогнозировании остаются в настоящее время (и, очевидно, останутся в моделях ближайших поколений) координатные преобразования вида (1.2.2) и (1.2.10). Выбор между ними связан с проблемой краевых условий на верхней границе расчетной области, которая пока не имеет общепринятого решения.

В настоящей работе для учета орографии используется система координат (1.2.10) с учетом вышеприведенных ограничений. Таким образом, высота подстилающей поверхности рельефа является функцией горизонтальных координат, а вер-

тикальная координата отсчитывается от этой высоты. Это приводит к необходимости записи уравнений гидродинамики и турбулентной диффузии (1.1.1) - (1.1.15) с учетом пространственной изменчивости высоты подстилающей поверхности. В связи с этим, изменяется в соответствии с (1.2.11) вид:

- операторов пространственных производных

$$\begin{aligned}\frac{\partial \varphi}{\partial x} &= \frac{\partial \varphi}{\partial \xi} + G_1 \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} = \frac{D_\Gamma(\varphi)}{D x}, \\ \frac{\partial \varphi}{\partial y} &= \frac{\partial \varphi}{\partial \eta} + G_2 \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} = \frac{D_\Gamma(\varphi)}{D y}, \quad \frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta}.\end{aligned}\quad (1.2.13)$$

- оператора адвекции скалярной величины

$$A(\mu) = \frac{\partial u\mu}{\partial x} + \frac{\partial v\mu}{\partial y} + \frac{\partial w\mu}{\partial z} = \frac{\partial(u\mu)}{\partial \xi} + \frac{\partial(v\mu)}{\partial \eta} + \frac{\partial(\tilde{w}\mu)}{\partial \zeta}. \quad (1.2.14)$$

- операторы деформации скорости

$$\begin{aligned}D_\Gamma &= \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{D_\Gamma(u)}{D x} - \frac{D_\Gamma(v)}{D y}, \\ D_n &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{D_\Gamma(v)}{D x} + \frac{D_\Gamma(u)}{D y}.\end{aligned}\quad (1.2.15)$$

Таким образом, в используемой трехмерной модели влияние орографии на формирование динамики нижних слоев атмосферы и процессов диффузии примеси учитывается заданием уклонов рельефа - коэффициентов  $G_1(x, y)$  и  $G_2(x, y)$  используемой орографической системы координат. Значения уклонов рассчитываются по данным о высоте рельефа местности  $h(x, y)$ , полученным через сеть Internet из Британского Центра атмосферных данных (BADC) (web-адрес: <http://www.badc.rl.ac.uk/>) по формулам (1.2.12).

Так как расчетная сетка модели имеет большой пространственный шаг ( $30'$ ), чем разрешение данных о рельефе ( $30''$ ), то уклоны местности  $G_1(x, y)$  и  $G_2(x, y)$  (табл. 1.1 и 1.2), отнесенные к узлам регулярной сетки, рассчитываются по данным BADC в окрестности указанного узла с шагом около 1 км ( $30''$  широтно-долготной сетки) и, таким образом, являются независимыми от  $h(x, y)$  в узлах регулярной сетки характеристиками рельефа исследуемого региона;

Опишем методику расчета шероховатости подстилающей поверхности  $z_0$  для суши и водной поверхности. Для акватории океана использовалась формула Чарнока (1955)

$$z_a = mv_*^2 / g. \quad (1.2.16)$$

Величина  $m$  колеблется в довольно широких пределах от 0,01 до 0,1. С учетом характерных значений  $m$ ,  $k$  и отношения  $V_* / |\vec{V}_{gs}|$  эта формула может быть преобразована к виду, использованному в последующих расчетах

$$z_0 = 2 \cdot 10^{-5} |\vec{V}_{qs}|^2, \quad (1.2.17)$$

где  $z_0$  выражена в м, а  $|\vec{V}_{qs}|$  - в м/с и коэффициент пропорциональности - в  $c^{-1}$ .

Оценке шероховатости подстилающей поверхности над сушей посвящено ряд исследований (де Брюин и Моор, 1985; Брюхань и Пономаренко, 1989; Виринга, 1986, 1993; Вуд и Месон, 1991; Жиллет и др., 1998; Лоф и Миллер, 1995; Ма и Дагупати, 1998; Сози и Фаварон, 1998). В данной работе расчет параметра шероховатости над сушей  $z_0$  проводится по следующей схеме. На первом этапе рассчитывается значение  $z_0$  без учета неоднородности подстилающей поверхности. Для этого используются данные ПГЭП (Белоусов и Гофен, 1981), где приведены величины коэффициента аэродинамического сопротивления  $c_D = \frac{v_*^2}{V_0^2}$  для суши. Здесь  $V_0 = V(z_a)$ , где  $z_a = 10$  м - анемометрический уровень. Так как на этой высоте выполняется логарифмический закон, то величина  $z_0$  может быть найдена из соотношения

$$c_d = \kappa^2 / \left[ \ln \left( \frac{z_a}{z_0} \right) \right]^2. \quad (1.2.18)$$

где  $z_a$  - уровень расположения датчика ветра. По этим данным нами были пересчитаны значения шероховатости для пологой подстилающей поверхности суши.

В районах, где условие пологости подстилающей поверхности (см. Пилке, 1981, 1984)  $(\Delta h)/L \leq 1/100$  не выполняется, производится пересчет шероховатости подстилающей поверхности  $z_0$  в узлах регулярной сетки по формуле (Вяльцева, 1979):

$$z_0 = 0.2 (\Delta h)^2 / L, \quad (1.2.19)$$

где  $\Delta h$  - превышение высоты рельефа в ячейке расчетной сетки над средней высотой и  $L$  - среднее расстояние между двумя соседними возвышенностями.

Количественные оценки циркуляционно-турбулентной структуры и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы выполнены для расчетной области, представляющей прямоугольный полигон с координатами: 44° с.ш. - 52° с.ш., 21° в.д. - 40° в.д. Карта рельефа рассматриваемого региона, построенная по данным BADC, с помощью графического программного пакета SURFER, приведена на рис. 1.1.

Рассматриваемая территория включает всю территорию Украины и ряд смежных районов Белоруссии, России, Румынии. Физико-географический очерк дан для территории Украины. Значительная пространственная протяженность полигона связана с разнообразием физико-географических и климатических условий, обусловленных в первую очередь неоднородностью геолого-геоморфологического строения, изменениями ландшафтных зон, распределением вод, почв, растительности и животного мира. В связи с этим в дальнейшем характеристики рассматриваются в пределах полигона 8 исторически сложившихся природно-территориальных комплексов (рис. 1.2) (Физико-географическое районирование УССР, 1968):

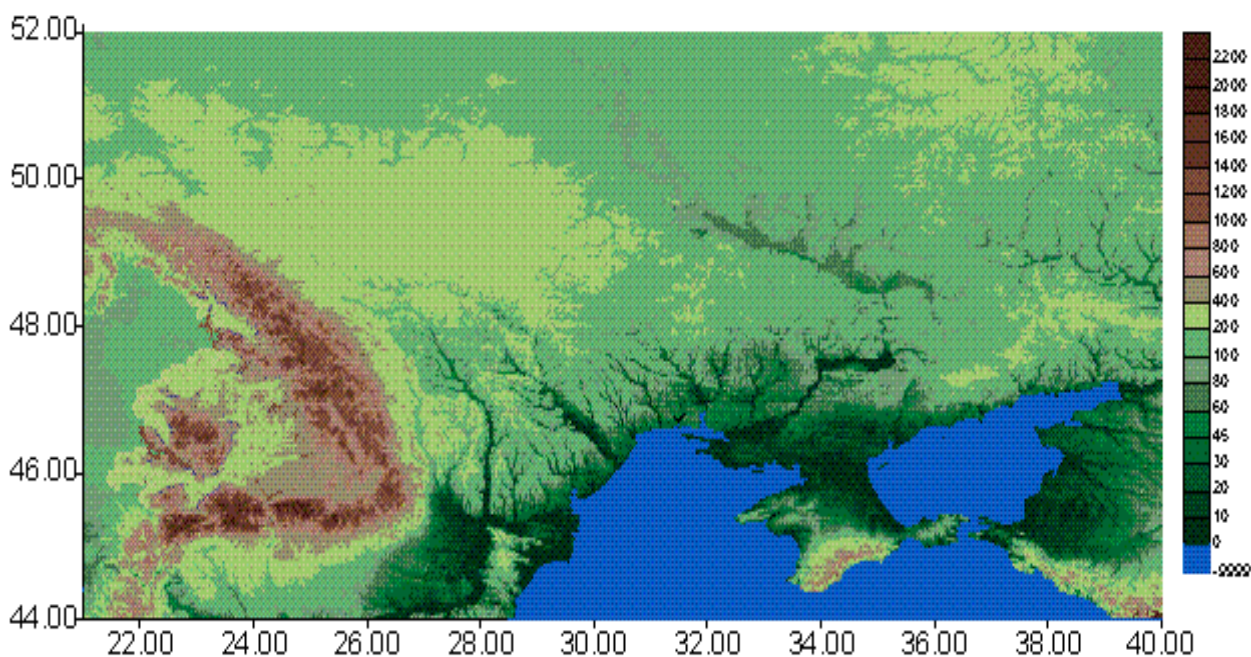


Рис.1.1. Карта рельефа Украины и прилегающих территорий  
(по данным Британского Центра атмосферных данных (BADC))

На рис. - шкала высот - в метрах, по горизонтали отложены градусы восточной долготы,  
по вертикали - градусы северной широты

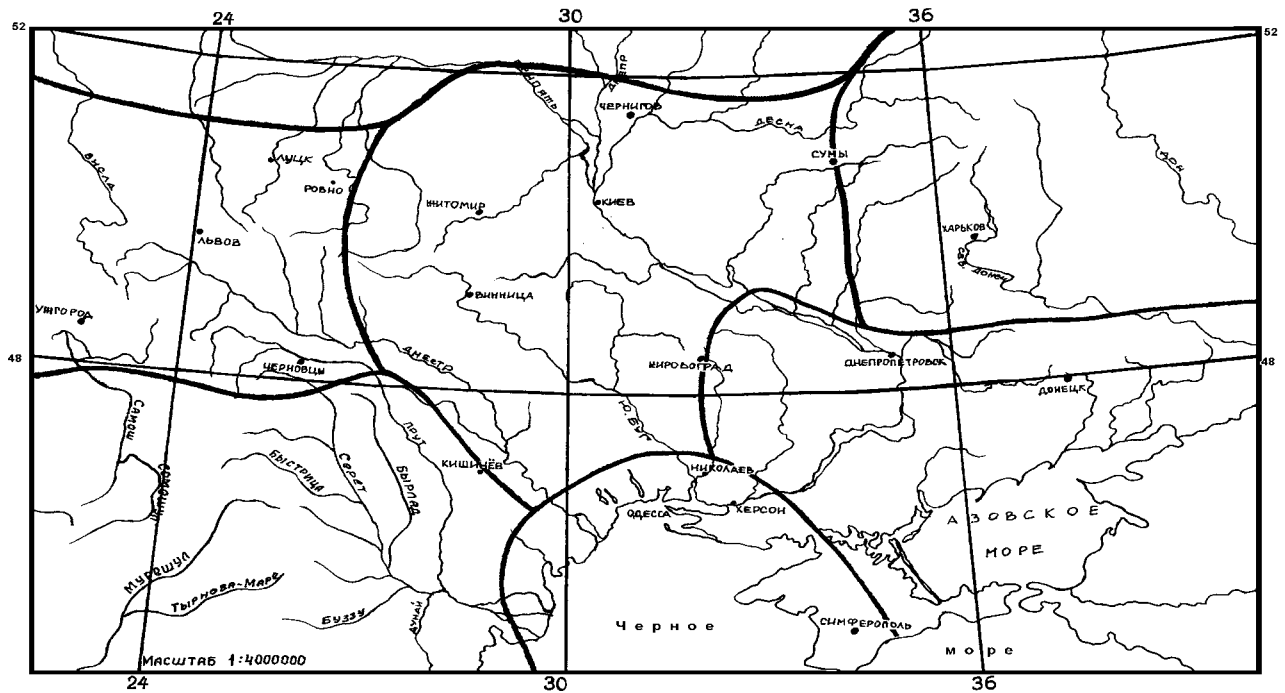


Рис. 1.2. Типизация территории Украины по природно-территориальным комплексам

- ⇒ северо-западный,
- ⇒ район Карпат,
- ⇒ юго-западный,
- ⇒ северный,
- ⇒ центральная часть Украины,
- ⇒ прибрежный (Причерноморский) мегаполис, включающий побережье и северо-западную часть акватории Черного моря,
- ⇒ северо-восточный,
- ⇒ Донецкий регион, включающий побережье и акваторию Азовского моря.

**Северо-западный район** располагается в основном в зоне смешанных лесов, в соответствии с принятым физико-географическим районированием Украины в пределах Волынского Полесья. Характерными чертами природных условий Волынского Полесья является низменный рельеф с широкими заболоченными речными долинами, высокий уровень грунтовых вод, положительный баланс влаги, дерново-подзолистые и болотные почвы, значительное распространение лесов с примесью широколиственных пород.

Волынское Полесье является наиболее озерной областью на Украине, здесь насчитывается свыше 700 озер, большинство из них небольшие с площадью поверхности до 10 га, но здесь располагаются и такие крупные озера как Свитязь, Пульмо, Соминское и другие. Волынское Полесье имеет разветвленную речную сеть, сред-



ная густота которой достигает 0.4 км на 1 км . Реки здесь имеют очень малые наклоны, замуленные течения и заболоченные поймы.

**Карпатский регион** не является однородным в физико-географическом отношении. Северная его часть располагается в лесостепной зоне Украины, в Западно-украинской провинции, отличающейся значительной лесистостью. В основе Волынской и западной части Подольской возвышенности находятся Волыно-Подольская плита, которая постепенно переходит на западе в Галицко-Волыньскую впадину. Наибольшие высоты наблюдаются на северной окраине Подольской возвышенности - 450-470 м.

Центральная и южная части региона - это Украинские Карпаты, являющиеся частью Карпатской горной страны, которая расположена на территориях Чехии, Словакии, Венгрии, Польши, Украины и Румынии. В пределах Украины простираются Восточные Карпаты, а именно горная система Лесистых Карпат (до верховья реки Черемош). Вдоль внешней части Карпатской дуги простирается Предкарпатская возвышенность, вдоль внутренней части расположены Чоп-Мукачевская и Солотвинская впадины.

Для Украинских Карпат характерно продольно-зональное размещение основных структурно-орографических элементов, простирающихся с северо-запада на юго-восток. Северо-восточную полосу гор занимают Внешние Карпаты, состоящие из 8-10 хребтов высотами до 1800 м, вдоль фронта Внешних Карпат простирается зона краевого низкогорья высотой 600-800 м, создающая четко выраженный уступ к Предкарпатыю. Параллельно Внешним Карпатам простирается Водораздельно-Верховинская горная полоса с Верховинским водораздельным хребтом и областями низкогорья Стрыйско-Санской верховины (600-700 м), Воловецко-Межгорской верховины, Ясинской котловины и Ворохта-Путильского низкогорья. Наиболее возвышенная часть Украинских Карпат - Полонинский хребет и горные группы Свидовец, Черногора, Гринявская и Лосовая, Раховский массив и Чичивны. Здесь высоты превышают 1400-1500 м, в Черногорской группе - вершины Украинских Карпат - Говерла - 2061 м, Поп-Иван - 2022 м. Вдоль юго-западных склонов Украинских Карпат простирается вулканический Выгорлат Гутинский (Ужгород-Хустский) хребет. Вдоль его юго-западных подножий простирается Закарпатская низменность, в её пределах поднимается Береговское вулканическое холмогорье.

Юго-западная область располагается в основном за рубежом Украины, включая Семиградские Карпаты, Трансильванское плато и Румынские горы, а также Нижне-Дунайскую низменность.

**Северный участок** полигона располагается в основном в физико-географической области Черниговского Полесья. Он включает Днепровско-Донецкую впадину, ограниченную Украинским и Воронежским кристаллическими массивами. Геоморфологически Черниговское Полесье представляет собой низменную моренно-занд-

ровую слабоволнистую равнину с небольшими лессовыми островами, расчлененную долинами рек Днепра, Десны, Снова.

**Центральная часть Украины** - один из наиболее крупных регионов, расположенный в пределах нескольких физико-географических областей. Это - Житомирское Полесье, Киевское Полесье - зоны смешанных лесов, и большие площади лесостепной зоны. На правобережье в пределах лесостепной зоны расположена Волынская, Подольская возвышенности, Западно-Подольское плато, восточная Подолия и Приднепровская возвышенность. Левобережная часть зоны располагается на Днепро-Донецкой низменной равнине.

Житомирское Полесье расположено на Украинском кристаллическом щите в его приподнятой части. Поверхность Житомирского Полесья имеет общий уклон на север и северо-восток. В южной и центральной частях области высоты колеблются в пределах 200-220 м, а в отдельных местах на водоразделах достигают 250 м. В северной и северо-западной частях Житомирского Полесья абсолютные высоты снижаются до 150 -200 м. Среди этой пониженной местности поднимается Словечанско-Овручская возвышенность с максимальной высотой 316 м.

Киевское Полесье равнинное с общим уклоном на восток, абсолютные высоты не превышают 150-170 м. Киевское Полесье имеет ряд отличий в геолого-геоморфологическом строении от Житомирского Полесья. В первую очередь следует отметить, что равнинность, небольшие уклоны и незначительная расчлененность поверхности способствует развитию процессов заболачивания.

На территории Днестровско-Днепропетровской лесостепной провинции располагается центральная и южная части Подольской возвышенности и Приднепровская возвышенность, сформировавшаяся на Украинском кристаллическом щите. Возвышенный расчлененный рельеф имеет среднюю высоту 182 м, наибольшая высота к югу от Казатина составляет 332 м.

Южная окраина провинции соответствует пологим склонам Украинского кристаллического щита, постепенно понижаясь Приднепровская холмистая равнина переходит в глубоко расчлененную долинами рек Балтскую равнину и полого-холмистую наклонную равнину верховьев Южного Буга и Ингульца.

Левобережно-Днепровская лесостепная провинция располагается в пределах Днепровско-Донецкой впадины.

**Северо-восточный регион** большей своей частью находится за пределами Украины и в соответствии с районированием относится к Среднерусской лесостепной провинции. Рельеф формирует Среднерусская возвышенность, юго-западные отроги которой характеризуются холмистым повышенным рельефом, средняя высота которого 186 м. Имеет место значительное овражно-балочное расчленение.

**Прибрежный (Причерноморский) мегаполис** включает северо-западную часть побережья Черного моря, шириной от береговой черты 100-300 км, Крымский полуостров и часть морской акватории. Почти вся суша мегаполиса относится к

степной зоне Украины. Исключение составляют лесостепные ландшафты предгорий Крымской гряды.

**Донецкий регион** лежит в пределах степной зоны Украины, включая северную и южную степные подзоны. В восточной части региона расположена возвышенность, известная как Донецкий кряж. На юго-западе она граничит с Приазовской возвышенностью, на юге - с Приазовской низменностью. В орфографическом отношении это своеобразная возвышенность с равнинными междуречными пространствами и долинами, имеющими горный характер. Многочисленные терриконы и карьеры горных выработок вместе с водохранилищами и лесополосами образуют своеобразный антропогенный донецкий ландшафт.

Степная область северо-восточного Приазовья включает Приазовскую возвышенность и северо-восточное низменное побережье Азовского моря. Своеобразие физико-географических процессов этой области обусловлено высоким залеганием кристаллических пород над уровнем моря до 200-300 м.

Исходя из вышеприведенного анализа орографических особенностей исследуемого региона, укажем на значительную изменчивость физико-географических условий и природных ландшафтов в рамках исследуемой области, что обуславливает большие различия характеристик планетарного пограничного слоя не только между выделенным нами районами, но и изменчивость этих характеристик внутри каждого из физико-географических районов.

Параметризация орографии рассматриваемого региона осуществляется с помощью задания параметров, характеризующих подстилающую поверхность в области расчетов ( $z_0, G_1, G_2$ ) в соответствии с методикой, описанной выше. Высота подстилающей поверхности над уровнем моря  $h$ , уклоны местности  $G_1$  и  $G_2$ , шероховатость подстилающей поверхности  $z_0$  были рассчитаны для каждого узла регулярной сетки по данным BADC.

Приближенная количественная оценка вклада орографических эффектов в динамику процессов в АПС может быть осуществлена в рамках теории подобия (Баренблатт, 1982) и основана на анализе соотношения характерных масштабов величин, входящих в исследуемые уравнения. При использовании методики теории подобия в исследуемом уравнении осуществляется переход к новым безразмерным переменным типа  $f_n = f/L_f$ . Тогда исследование вклада каждого члена уравнения сводится к оценке размерного коэффициента, который стоит перед конкретным безразмерным членом уравнения, и состоящего из комбинации масштабов ( $L_f$ ) величин, входящих в этот член уравнения (Степаненко, Козаченко, 1999).

Таблица 1.1.

*Уклоны рельефа  $G_1$  (в м/км), рассчитанные с шагом 30",  
для района с координатами  $22^0 - 38^0$  вост. долготы;  $52^0 - 44^0$  сев. широты*

	$22^0$	$23^0$	$24^0$	$25^0$	$26^0$	$27^0$	$28^0$	$29^0$	$30^0$	$31^0$	$32^0$	$33^0$	$34^0$	$35^0$	$36^0$	$37^0$	$38^0$
$52^0$	-0.69	4.81	0.00	-2.06	-0.69	-0.69	0.00	-6.88	0.69	4.13	0.69	-4.13	2.06	-5.50	4.81	4.13	-2.06
$51^030'$	12.46	4.85	8.31	-3.46	-0.69	-3.46	1.38	4.15	3.46	-2.08	-0.69	-7.62	4.85	4.15	1.38	18.00	9.69
$51^0$	19.52	0.00	0.00	0.00	1.39	2.09	3.49	-4.18	0.70	-0.70	1.39	1.39	2.79	-0.70	13.95	2.09	11.85
$50^030'$	7.72	3.51	-8.43	7.02	10.53	-3.51	0.70	1.40	-10.53	-0.70	-3.51	-2.81	-4.92	-7.02	7.02	22.47	7.72
$50^0$	36.78	4.24	-19.10	-1.41	-13.44	0.00	0.00	9.90	-3.54	-25.46	-6.37	2.83	2.83	1.41	10.61	12.73	0.71
$49^030'$	-1.43	-4.28	-5.70	16.39	5.70	-2.85	-7.84	11.40	2.85	-25.65	0.00	0.71	0.71	-11.40	10.69	0.71	31.35
$49^0$	12.20	-65.33	-48.10	15.08	3.59	13.64	-9.33	16.51	-7.18	10.77	-5.74	-7.90	10.05	-1.44	12.20	-2.15	6.46
$48^030'$	-1.45	-18.81	50.64	-2.17	-15.91	-21.70	4.34	6.51	9.40	5.79	-1.45	-2.89	-2.89	0.00	-2.17	6.51	-53.53
$48^0$	0.00	-1.46	-110.08	37.18	-0.73	-56.86	-3.65	39.37	-18.23	36.45	21.87	6.56	5.83	-3.65	-5.83	-2.92	10.94
$47^030'$	-1.47	-22.04	26.45	95.53	-3.67	-13.23	4.41	19.11	-12.49	2.20	16.90	-15.43	0.00	0.00	7.35	-6.61	-5.88
$47^0$	8.89	-10.37	38.52	-131.11	-66.67	-5.19	-2.22	23.70	30.37	28.89	0.74	-2.22	0.00	0.00	2.22	4.44	0.00
$46^030'$	28.38	135.92	-8.22	4.48	-78.42	31.37	19.42	-44.06	1.49	0.00	0.00	-2.99	0.75	-4.48	0.00	0.00	-0.75
$46^0$	-33.13	179.23	48.95	-69.28	-94.13	-27.86	-66.27	-15.06	-0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$45^030'$	6.08	12.91	48.61	-230.11	-285.55	-54.68	1.52	-1.52	0.00	0.00	0.00	-6.08	-3.80	-0.76	0.00	0.00	-1.52
$45^0$	144.78	-3.83	-52.09	-29.11	9.96	-2.30	1.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.77	28.34	0.00	0.00	-0.77
$44^030'$	-75.73	-6.18	-30.14	6.18	3.86	-1.55	-30.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	40.18	0.00	0.00	0.00	0.00

Таблица 1.2.

*Уклоны рельефа  $G_2$  (в м/км), рассчитанные с шагом 30",  
для района с координатами  $22^0 - 38^0$  вост. долготы;  $52^0 - 44^0$  сев. широты*

	$22^0$	$23^0$	$24^0$	$25^0$	$26^0$	$27^0$	$28^0$	$29^0$	$30^0$	$31^0$	$32^0$	$33^0$	$34^0$	$35^0$	$36^0$	$37^0$	$38^0$
$52^0$	0.88	-7.04	-2.64	-23.76	-9.68	-1.76	-0.88	7.92	-0.88	7.92	14.96	-7.92	29.04	6.16	15.84	13.20	11.44
$51^030'$	4.35	0.87	1.74	0.00	-9.57	-3.48	1.74	2.61	-1.74	-0.87	-7.83	9.57	9.57	3.48	-4.35	-35.68	1.74
$51^0$	-23.24	26.69	3.44	-13.77	1.72	-8.61	5.17	7.75	-4.30	0.00	-10.33	-4.30	24.97	12.91	28.41	12.91	-2.58
$50^030'$	5.96	-2.56	-0.85	-2.56	-44.29	4.26	5.96	-10.22	-2.56	1.70	11.93	13.63	-35.78	-34.07	5.96	3.41	-12.78
$50^0$	2.53	0.00	4.21	8.43	9.27	-5.06	14.33	-21.07	-5.06	42.15	5.06	-13.49	-3.37	-14.33	-41.30	26.13	8.43
$49^030'$	30.87	0.83	-7.51	47.56	0.83	-3.34	-2.50	0.83	6.67	4.17	0.00	-3.34	3.34	-9.18	-2.50	-6.67	8.34
$49^0$	10.74	68.56	-58.64	-78.47	-4.13	-31.39	-23.13	-7.43	-4.13	-1.65	2.48	22.30	-11.56	-2.48	1.65	9.91	-13.22
$48^030'$	2.45	145.57	-168.47	6.54	10.63	4.91	-22.90	-44.98	-7.36	-23.72	-2.45	-6.54	16.36	-6.54	7.36	-13.90	4.91
$48^0$	-4.86	7.29	-123.10	69.65	-11.34	52.64	-55.88	32.40	-12.15	-51.83	41.30	-46.97	12.96	14.58	12.96	21.87	-5.67
$47^030'$	1.60	28.08	-3.21	-177.28	-2.41	-15.24	-28.88	-24.07	45.72	-24.87	20.05	-2.41	0.00	0.00	-20.86	-8.02	-9.63
$47^0$	48.47	27.02	-58.81	-224.89	3.97	3.18	-2.38	-57.22	26.22	0.00	3.97	9.54	8.74	7.95	-12.71	-16.69	0.00
$46^030'$	-33.86	-63.78	11.02	-1.57	11.81	56.69	-16.53	-15.75	-2.36	0.00	7873.6	-0.79	-0.79	-3.15	0.00	0.00	4.72
$46^0$	-35.11	-15.60	25.75	-12.48	23.41	24.19	59.30	25.75	3.90	0.00	0.00	0.00	1.56	0.00	0.00	0.00	7.80
$45^030'$	40.99	71.14	-143.06	-243.59	45.62	16.24	-5.41	-3.87	0.00	0.00	0.00	-2.32	8.51	3.09	0.00	0.00	0.00
$45^0$	-31.43	-13.80	39.09	29.90	-16.10	-16.10	4.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-17.63	39.86	0.00	0.00	2.30
$44^030'$	-114.00	-34.96	34.96	-4.56	-3.80	0.00	2.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	28.12	0.00	0.00	0.00	0.00

Если ввести характерные масштабы пространственных размеров исследуемых процессов ( $L$  и  $H$ ), характерные масштабы горизонтальной ( $U$ ) и вертикальной ( $W$ ) скоростей, характерный масштаб скалярной величины ( $\Phi$ ), то операторы горизонтальных пространственных производных (1.2.13) можно представить в виде

$$\begin{aligned}\frac{D_\Gamma(\varphi)}{Dx} &= \frac{\Phi}{L} \frac{\partial \varphi_n}{\partial \xi_n} + G_1 \frac{\Phi}{H} \frac{\partial \varphi_n}{\partial \zeta_n} = \frac{\Phi}{L} \left( \frac{\partial \varphi_n}{\partial \xi_n} + G_1 \frac{L}{H} \frac{\partial \varphi_n}{\partial \zeta_n} \right), \\ \frac{D_\Gamma(\varphi)}{Dy} &= \frac{\Phi}{L} \frac{\partial \varphi_n}{\partial \eta_n} + G_2 \frac{\Phi}{H} \frac{\partial \varphi_n}{\partial \zeta_n} = \frac{\Phi}{L} \left( \frac{\partial \varphi_n}{\partial \eta_n} + G_2 \frac{L}{H} \frac{\partial \varphi_n}{\partial \zeta_n} \right).\end{aligned}\quad (1.2.20)$$

Оператор деформации поля скорости (1.2.15) запишем аналогично

$$\begin{aligned}D_T &= \frac{D_\Gamma(u)}{Dx} - \frac{D_\Gamma(v)}{Dy} = \frac{U}{L} \left[ \frac{\partial u_n}{\partial \xi_n} - \frac{\partial v_n}{\partial \eta_n} + \frac{L}{H} \left( G_1 \frac{\partial u_n}{\partial \zeta_n} + G_1 \frac{\partial v_n}{\partial \zeta_n} \right) \right], \\ D_n &= \frac{D_\Gamma(v)}{Dx} + \frac{D_\Gamma(u)}{Dy} = \frac{U}{L} \left[ \frac{\partial v_n}{\partial \xi_n} + \frac{\partial u_n}{\partial \eta_n} + \frac{L}{H} \left( G_1 \frac{\partial v_n}{\partial \zeta_n} + G_1 \frac{\partial u_n}{\partial \zeta_n} \right) \right]\end{aligned}\quad (1.2.21)$$

Таким образом, относительный вклад орографической составляющей в величину операторов горизонтальных производных и деформации поля скорости определяется значениями безразмерных критериев  $\gamma_i = G_i L/H$  ( $i=1, 2$ ). Принимая характерные значения горизонтального масштаба  $L = 50$  км и вертикального масштаба  $H = 2$  км исследуемых мезомасштабных атмосферных процессов, получим значение параметров  $\gamma_i = 25 G_i$ .

Из таблиц рассчитанных уклонов 1.1 и 1.2 видно, что для территории Украины значения  $G_1$  и  $G_2$  в среднем имеют порядок  $10^{-2}$ , достигая значений  $10^{-1}$ , а в отдельных узлах  $10^0$ . Следовательно, параметр  $\gamma$  в среднем составляет 0.25, достигая 25 в отдельных узлах, т.е. вклад орографических составляющих в операторы горизонтальных производных и деформации скорости составляет в среднем 25%, достигая 100 и более процентов.

Оператор адвекции скалярной величины (1.2.14) с помощью методики подобия запишем как

$$A(\varphi) = \frac{\partial(u\varphi)}{\partial\xi} + \frac{\partial(v\varphi)}{\partial\eta} + \frac{\partial(\tilde{w}\varphi)}{\partial\zeta} = \frac{\Phi U}{L} \left( \frac{\partial(u_n\varphi_n)}{\partial\xi_n} + \frac{\partial(v_n\varphi_n)}{\partial\eta_n} \right) + \frac{\Phi W}{H} \left( \frac{\partial(w_n\varphi_n)}{\partial\zeta_n} + \frac{W_{op}}{W} \frac{\partial((w_{op})_n\varphi_n)}{\partial\zeta_n} \right). \quad (1.2.22)$$

Здесь:  $w_{op} = G_1 u + G_2 v$  - орографическая составляющая вертикальных движений,

$W_{op}$  - характерный масштаб орографических вертикальных движений.

Преобразуем выражение (1.2.18):

$$A(\varphi) = \frac{\Phi U}{L} \left[ \frac{\partial(u_n\varphi_n)}{\partial\xi_n} + \frac{\partial(v_n\varphi_n)}{\partial\eta_n} + \frac{L W}{U H} \left( \frac{\partial(w_n\varphi_n)}{\partial\zeta_n} + \frac{W_{op}}{W} \frac{\partial((w_{op})_n\varphi_n)}{\partial\zeta_n} \right) \right].$$

Так как  $\frac{W}{U} = \frac{H}{L}$ , то коэффициент  $\frac{L W}{U H} = 1$ . Окончательно, можно записать:

$$A(\varphi) = \frac{\Phi U}{L} \left( \frac{\partial(u_n\varphi_n)}{\partial\xi_n} + \frac{\partial(v_n\varphi_n)}{\partial\eta_n} + \frac{\partial(w_n\varphi_n)}{\partial\zeta_n} + \frac{W_{op}}{W} \frac{\partial((w_{op})_n\varphi_n)}{\partial\zeta_n} \right). \quad (1.2.23)$$

Следовательно, относительный вклад орографической составляющей в оператор адвекции определяется параметром  $\gamma_{op} = \frac{W_{op}}{W}$ . Расчеты значений орографической составляющей вертикальной скорости  $w_{op}$  на основе детальных данных BADC об орографии Украины для ветров различных направлений (8 румбов) и скоростей (от 2 м/с до 15 м/с) показывают, что при умеренных ветрах (7-10 м/с) орографическая составляющая вертикальных движений в пределах Украины может достигать десятков см/с, что превосходит значения крупномасштабных вертикальных движений на один - два порядка.

Таким образом, из приведенных приближенных оценок можно сделать вывод, что в данном регионе вклад орографических составляющих в формирование динамики нижней атмосферы является существенным и, следовательно, его необходимо учитывать при описании турбулентно-циркуляционного режима и процессов переноса и рассеяния примеси в пограничном слое атмосферы.

### 1.3. Модель турбулентно-циркуляционной структуры и процессов распространения и рассеяния примеси в нижнем слое атмосферы над орографически неоднородной подстилающей поверхностью

В данном параграфе описана используемая в настоящей работе модифицированная модель трехмерного нестационарного пограничного слоя атмосферы над орографически неоднородной подстилающей поверхностью, включающая блок расчета процессов переноса и рассеивания примеси над заданным регионом.

В орографической системе координат (1.2.10) основные уравнения и соотношения замкнутой системы (1.1.1) - (1.1.13) с учетом введенных в § 1.2 обозначений можно записать в следующем виде:

#### прогностические уравнения

*движения*

$$\frac{\partial u}{\partial t} + A(u) = -\frac{1}{\rho} \frac{D_r(p)}{D_x} + f v + \frac{\partial}{\partial \zeta} k \frac{\partial u}{\partial \zeta} + \frac{D_r}{D_x} (k_L D_T) + \frac{D_r}{D_y} (k_L D_n), \quad (1.3.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + A(v) = -\frac{1}{\rho} \frac{D_r(p)}{D_y} - f u + \frac{\partial}{\partial \zeta} k \frac{\partial v}{\partial \zeta} + \frac{D_r}{D_x} (k_L D_n) + \frac{D_r}{D_y} (k_L D_T) \quad (1.3.2)$$

*притока тепла*

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + A(\theta) = \alpha_\tau \frac{\partial}{\partial \zeta} k \frac{\partial \theta}{\partial \zeta} + \frac{D_r}{D_x} \left( k_L \frac{D_r(\theta)}{D_x} \right) + \frac{D_r}{D_y} \left( k_L \frac{D_r(\theta)}{D_y} \right) + L c \quad (1.3.3)$$

*переноса влаги*

$$\frac{\partial m}{\partial t} + A(m) = \alpha_m \frac{\partial}{\partial \zeta} k \frac{\partial m}{\partial \zeta} + \frac{D_r}{D_x} \left( k_L \frac{D_r(m)}{D_x} \right) + \frac{D_r}{D_y} \left( k_L \frac{D_r(m)}{D_y} \right) - c \quad (1.3.4)$$

*турбулентной диффузии в дальней зоне (при  $r > \Omega$ )*

$$\frac{\partial q}{\partial t} + A(q) + \frac{D_r}{D_x} \left( k_L \frac{D_r(q)}{D_x} \right) + \frac{D_r}{D_y} \left( k_L \frac{D_r(q)}{D_y} \right) + \frac{\partial}{\partial \zeta} \left( k \frac{\partial q}{\partial \zeta} \right) - \frac{q}{\tau_0} = 0; \quad (1.3.5)$$

*баланса кинетической энергии турбулентности*



$$\begin{aligned} \frac{\partial b}{\partial t} + A(b) = k \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial \zeta} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial \zeta} \right)^2 \right] + k_L (D_s^2 + D_T^2) - \alpha_T \frac{g}{\theta} k \frac{\partial \theta}{\partial \zeta} + \alpha_b \left\{ \frac{\partial}{\partial \zeta} k \frac{\partial b}{\partial \zeta} + \right. \\ \left. + \frac{D_\Gamma}{D_x} \left( k_L \frac{D_\Gamma(b)}{D_x} \right) + \frac{D_\Gamma}{D_y} \left( k_L \frac{D_\Gamma(b)}{D_y} \right) \right\} - \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{k} \end{aligned} \quad (1.3.6)$$

для скорости диссипации энергии турбулентных вихрей

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + A(\varepsilon) = \alpha_1 \frac{\varepsilon}{b} \left\{ k \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial \zeta} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial \zeta} \right)^2 \right] + k_L (D_s^2 + D_T^2) \right\} - \alpha_4 \frac{\varepsilon}{b} \frac{g}{\theta} k \frac{\partial \theta}{\partial \zeta} + \alpha_2 \left\{ \frac{\partial}{\partial \zeta} k \frac{\partial \varepsilon}{\partial \zeta} + \right. \\ \left. + \frac{D_\Gamma}{D_x} \left( k_L \frac{D_\Gamma(\varepsilon)}{D_x} \right) + \frac{D_\Gamma}{D_y} \left( k_L \frac{D_\Gamma(\varepsilon)}{D_y} \right) \right\} - \alpha_3 \frac{\varepsilon^2}{b} \end{aligned} \quad (1.3.7)$$

#### диагностические уравнения

неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{\partial \tilde{w}}{\partial \zeta} = 0 \quad (1.3.8)$$

статики

$$\frac{\partial p}{\partial \zeta} = -\rho g \quad (1.3.9)$$

состояния

$$P = \rho R T \quad (1.3.10)$$

диффузии примеси в ближней зоне ( $r = \leq \Omega$ )

$$q(x, y, z) = \frac{M}{2\pi U \sigma_y \sigma_z} \exp \left( -\frac{(y - y_0)^2}{2\sigma_y} \right) \left\{ \exp \left[ -\frac{(\zeta - H_s)^2}{2\sigma_z} \right] + \exp \left[ -\frac{(\zeta + H_s)^2}{2\sigma_z} \right] \right\} \quad (1.3.11)$$

#### соотношения

Колмогорова

$$k = \alpha_\varepsilon b^2 / \varepsilon \quad (1.3.12)$$

Смагоринского

$$k_L = \alpha_L \frac{\Delta s^2}{2} (D_T^2 + D_S^2)^{1/2}. \quad (1.3.13)$$

В гидростатическом приближении с учетом (1.3.9) горизонтальные составляющие градиента давления имеют вид:

$$\frac{D_r(p)}{Ds} = \frac{\partial p}{\partial s} + G_s \frac{\partial p}{\partial \zeta} = \frac{\partial p}{\partial s} - G_s \rho g; \quad s = \{\xi, \eta\}, \quad G_s = \{G_1, G_2\}. \quad (1.3.14)$$

Здесь:  $t$  - время;  $u, v, \tilde{w}$  - компоненты вектора скорости течения вдоль координатных осей  $\xi, \eta, \zeta^1$  - направленных вдоль параллели на восток, меридиана на север и вертикально вверх. Остальные обозначения введены в §§ 1.1 и 1.2.

#### 1.4. *Формулировка начальных и краевых условий в задаче моделирования турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов над ограниченным регионом*

Рассматриваемая задача моделирования турбулентно-циркуляционного режима и процессов диффузии примеси решается для ограниченной территории. Поэтому одним из важных этапов её постановки является описание взаимодействия атмосферы исследуемой трехмерной области с окружающей средой через боковые поверхности.

В настоящей главе речь будет идти преимущественно о формулировке краевых условий для дифференциальной прогностической системы уравнений. Данное ограничение следует иметь в виду, поскольку краевые условия, особенно на боковых границах, - та сфера, в которой велика роль эвристических приемов, формулируемых непосредственно в терминах конечных разностей. Соотношения этих «вычислительных» краевых условий с «дифференциальными» бывает различным: часть из них представляют собой дискретизацию дифференциальных условий, другие - избыточны, что связано с тем, что дискретизация повышает порядок прогностической системы уравнений по каким-либо координатам. Наконец, имеется проблема дискретных краевых условий, которой вообще не может быть поставлена в соответствие проблематика дифференциальных краевых условий (такова в значительной степени краевая проблема «вложенных сеток»). Краевые условия для дискретных уравнений рассматриваются в последующих главах в контексте реализации численных схем.

Вопрос о краевых условиях для прогностической системы уравнений имеет два аспекта.

---

<sup>1</sup> В последующих параграфах для удобства будем обозначать координатные оси орографической системы координат (1.2.10) привычными обозначениями  $x, y, z$ , имея в виду, что вертикальная координата  $z$  отсчитывается от уровня подстилающей поверхности, т.е.  $z \equiv \zeta = \tilde{z} - \Gamma(x, y)$ , где  $\tilde{z}$  - вертикальная координата, отсчитываемая от уровня моря.

Во-первых, краевые условия должны быть такими, чтобы приводить к корректной смешанной краевой задаче, т.е. такой задаче, решение которой единственно и устойчиво. В этом отношении речь должна идти прежде всего о количестве независимых краевых условий на каждой границе, и также и об их структуре. Причем, этот вопрос должен решаться отдельно для каждого типа прогностической системы. Методы установления требуемого числа краевых условий и условия для конкретных систем уравнений (баротропных и бароклинических гидростатических систем без учета и с учетом вязкости и негидростатических систем также без учета и с учетом вязкости) изучаются в ряде работ главным образом 70-х годов (Чарни и др., 1960; Чарни, 1962; Прессман, 1969; Крайс, 1970, 1974; Сандстрем, 1973, 1977; Крайс и Олигер, 1973; Пекелис, 1974; Кисельникова и Пекелис, 1974; Олигер и Сандстрем, 1978; Густафссон и Сандстрем, 1976, 1978; Эльвиус, 1977; Гордин, 1978а; Сандстрем и Эльвиус, 1982). Общая картина достаточно сложна. Например, для гидростатической системы без учета вязкости нельзя указать корректных краевых условий на боковых границах, поскольку различные моды решения требуют различного распределения суммарного числа краевых условий по данной координате между границами втека и истока<sup>1</sup>.

В типичных системах негидростатических уравнений число краевых условий определяется следующими правилами. Для температуры, составляющих скорости и неосаждающихся фаз атмосферной влаги - по одному условию для каждой субстанции на каждой границе (поскольку для этих субстанций по всем координатам так или иначе учитывается диффузия). Для осаждающихся фаз влаги - по одному условию на каждой границе  $x_i = \text{const.}$ , если диффузия по этому направлению учитывается, и одно условие на границе втека в противном случае. Для давления (или функции Экснера) турбулентную диффузию обычно не учитывают, и поэтому здесь различают два случая. С одной стороны, неупругие уравнения, а также упругие уравнения, пренебрегают адвекцией давления - в этом случае краевых условий для давления вообще не требуется (точнее говоря они требуются на границе меньшей размерности). С другой стороны, полные (упругие) уравнения с сохранением адвекции давления - в этом случае по каждой координате  $x_i$  требуется одно условие на границе втека.

Практическая значимость указанных правил частично снижается, когда мы переходим ко второму аспекту проблемы краевых условий. Действительно, только на нижней границе расчетной области условия отчетливо формулируются как именно краевые условия, исходя из характера физических процессов, связанных с этой границей. Что же касается верхней и боковых границ, ситуация усложняется, поскольку та «идеальная» задача гидродинамического прогноза, к решению которой мы должны стремиться, - это, очевидно, не смешанная краевая задача, а начальная зада-

---

<sup>1</sup> Данное обстоятельство стимулировало, в частности, развитие спектрально-разностной методики интегрирования примитивных уравнений, при которой каждая мода рассчитывается отдельно (Эльвиус, 1977; Хэк и Шуберт, 1981).

ча (задача Коши) на сфере или в полупространстве  $Z \geq 0$ . Смешанная краевая задача возникает лишь как результат ограничений, накладываемых численным решением на ЭВМ. Краевые условия должны, следовательно, «угадывать» решение задачи Коши - таков общий принцип их конструирования. Для прогностических систем сколько-нибудь общего вида «угадывание» возможно лишь с тем или иным приближением. В этой ситуации распространенная практика (Чен, 1973; Чен и Миякода, 1974; Орлански, 1976; Миякода и Розати, 1977) заключается в том, чтобы, ориентируясь непосредственно на условия, требуемые системой дискретных уравнений, поставить избыточное число краевых условий, поскольку и «основные» условия, и «избыточные» в равной степени представляют собой лишь приближенное «угадывание» условий, выполняющихся на решении задачи Коши<sup>1</sup>. Другая, еще более распространенная практика (Кларк, 1977, 1979; Клемп и Вильгельмсон, 1978а; Триполи и Коттон, 1982 и т.д.), также ориентированная на решение не «объявленной» смешанной краевой задачи, а «подразумевающейся» задачи Коши, заключается в применении разных краевых условий к одной и той же искомой величине в разных членах уравнений (например, адвективных и турбулентных).

Несколько слов об упомянутой «идеальной» формулировке задачи локального прогноза как задачи Коши и о принятых приближениях к ней. Для простоты будем иметь в виду задачу в полупространстве  $Z \geq 0$  (а не на сфере) и проблему условий на боковых границах, и таким образом ограничимся рассмотрением задачи на плоскости  $(X, Y)$ , хотя обсуждаемые ниже вопросы относятся также и к верхней границе.

Задача локального прогноза, о приближенном решении которой может в настоящее время идти речь, формулируется, очевидно, как задача Коши при определенной структуре начального поля. Именно, начальное поле имеет вид  $(F^0 + f^0)$ , где  $F^0$  и  $f^0$  отличаются в двух отношениях (см. рис. 1.6):

- 1)  $F^0 \neq 0$ , вообще говоря, всюду, а  $f^0$  - только в области прогноза  $S$ ;
- 2) характерный масштаб пространственной изменчивости  $F^0$  на один-два порядка больше, чем  $f^0$  (скажем, 1000-3000 км против 30-300 км)<sup>2</sup>.

Здесь:  $F^0$  - это крупномасштабный «фон», а  $f^0$  - «наложенные» на этот фон мезомасштабные «возмущения». Основное упрощающее предположение заключается в том, что за пределами территории прогноза эти возмущения в начальный момент времени отсутствуют (понятие «фона» и «возмущений» здесь и ниже понимаются условно, поскольку линеаризация, вообще говоря, не предполагается и два указанных компонента начального поля  $F^0$  и  $f^0$ , в ходе прогноза могут свободно обмени-

---

<sup>1</sup> В спектрально-разностных моделях, где имеется возможность формулировать краевые условия для каждой моды отдельно, иногда краевая задача формулируется корректно для одних типов волн (мод) и определяется в избытке (переопределяется) для других (Эльвиус, 1977).

<sup>2</sup> Для краткости изложения мы говорим об одном скалярном начальном поле, хотя речь должна идти о начальных полях для всех компонентов решения, а также о различии пространственных масштабов всех неоднородностей подстилающей поверхности в  $S$  и вне  $S$ .

ваться энергией). Решение задачи Коши для прогностической системы уравнений с начальным полем  $(F^0 + f^0)$  и есть, очевидно, тот идеальный результат, к которому должна стремиться численная схема прогноза.

На практике вместо одной задачи Коши рассматривают две смешанные краевые задачи:

- ♦ задачу с начальным полем  $F^0$  в области  $S$  и
- ♦ задачу с начальным полем  $(F^0 + f^0)$  в области  $s$ .

Первая из них - это задача «фонового» краткосрочного прогноза, которую, используя гладкость поля  $F^0$ , решают на редкой сетке, а вторая - задача локального прогноза, которую решают на мелкой сетке. При этом возможно:

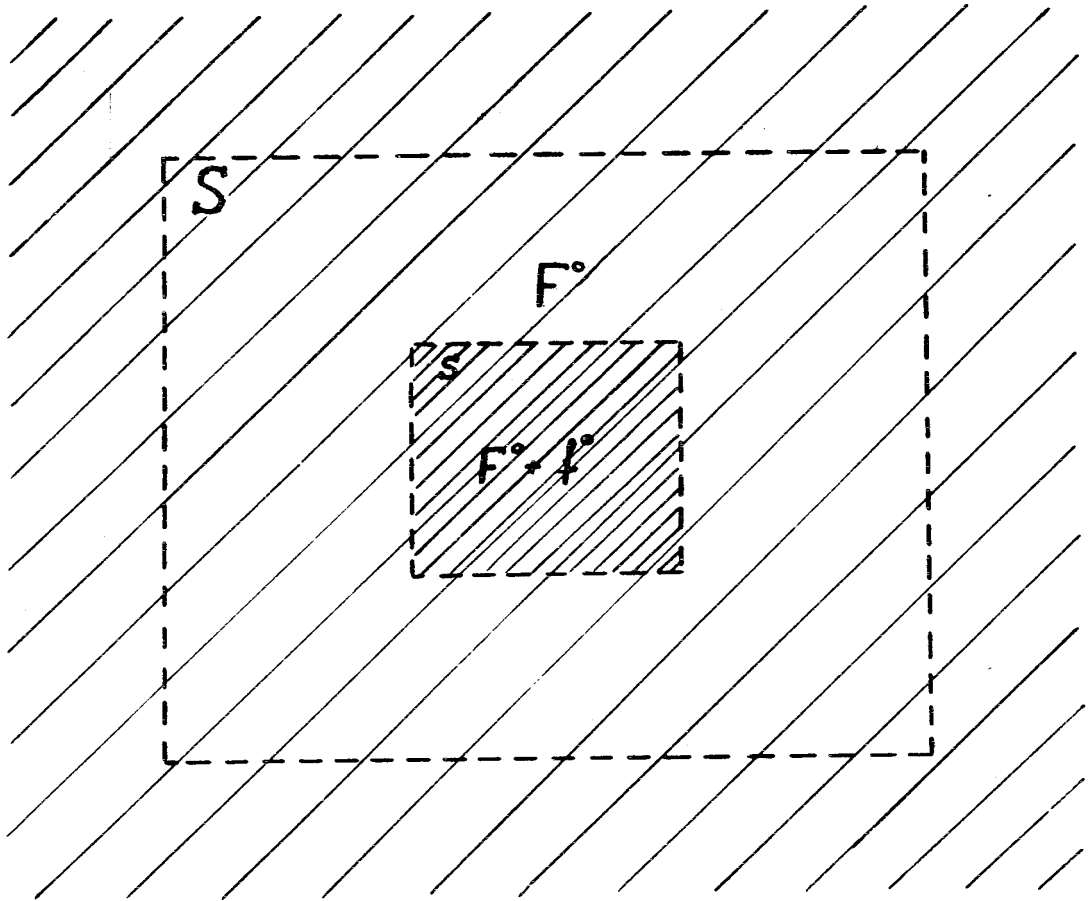


Рис.1.6 Схема соотношения локального прогноза с региональным

- 1) рассматривать в  $S$  и  $s$  одну и ту же систему уравнений или разные системы (например, гидростатическую в  $S$  и негидростатическую - в  $s$ );
- 2) решать совместно обе задачи или сначала решить задачу в  $S$ , а затем, используя полученное решение, искать решение в  $s$ .

В первом случае говорят о *двустороннем взаимодействии* краткосрочного и локального прогнозов, во втором - об *одностороннем* или «паразитическом» взаимодействии регионального прогноза на локальный прогноз (Филлипс и Шукла, 1973).

Налицо, таким образом, четыре варианта организации локального прогноза в связи с региональным. Из них в гидродинамических моделях и прогностических схемах апробированы три варианта. Четвертый, который, думается, и должен стать основой схем локального прогноза ближайших поколений, состоит в совместном решении гидростатической системы уравнений в области  $S$  и негидростатической - в  $s$ . Насколько нам известно, этот подход до сих пор не реализован.

Что же касается решения одной и той же системы уравнений в областях  $S$  и  $s$ , это область так называемых *телескопизированных моделей* или *моделей с вложенными сетками*.

В применении к гидростатическим (баротропным и бароклинным) моделям техника вложенных сеток не только с одинарным, но и с двойным и тройным вложением уже традиционна. Она активно развивалась с конца 60-х годов в одностороннем варианте (Бушби и Тимпсон, 1967; Хилл, 1968; Вэнг и Гальперн, 1970; Шапиро и О'Брайен, 1970; Бенгтссон и Моен, 1971; Асселин, 1972; Кессель и Виннингоф, 1972; Эльвиус и Сандстрем, 1973; Дэвис, 1973; Чен и Миякода, 1974; Вильямсон и Броунинг, 1974; Крайцберг и др., 1974; Джонс, 1974; Антс, 1974; Окамура, 1975; Бурридж, 1975; Пирке и Крайцберг, 1976; Пирке, 1976; Дивен, 1976; Миякода и Розати, 1977; Эльвиус, 1977; Гаунтлетт и др., 1978; Каленкович и др., 1978, 1984; Дегтярев, 1980; Лесли и др., 1981; Кадышников, 1981; Кричак, 1981, 1985; Каплан и др., 1982; Вонг и др., 1983; Жуванон дю Вааша, 1983; Захариев и др., 1985; Мюллер и др., 1986) и параллельно, хотя и менее активно, чаще всего в моделях тропического циклона, - в двустороннем варианте (Берчфильд, 1960; Мацуно, 1966а; Оокохи, 1972, 1974, 1978, 1979; Гаррисон и Элсбери, 1972; Гаррисон, 1973; Филлипс и Шукла, 1973; Мэтур, 1974; Мадала и Пьяцек, 1975; Элсбери и Лей, 1976; Лей и Элсбери, 1976; Джонс, 1977а,б; 1980; Курихара и др., 1979; Курихара и Бендер, 1980, 1982 (схема с четверным вложением); Хоук и Филлипс, 1981, 1986; Ямада и Банкер, 1986; Бендер и др., 1986; Фалькович, 1986).

Вопрос о преимуществах более полной, двусторонней стратегии перед односторонней до сих пор остается решенным скорее в плане методологическом, чем фактическом, поскольку вопрос этот не имеет отчетливой формулировки, т.к. разные авторы реализуют тот или другой вид стратегии по-разному. Филлипс и Шукла (1973) мотивировали качественным анализом и подтвердили тестовыми расчетами на уравнениях мелкой воды преимущество (впрочем незначительное) двусторонней стратегии. Одновременно Крайс и Оливер (1973), Броунинг и др. (1973) указали на эффект изменения скорости волны при переходе её с грубой сетки на мелкую и обратно и как результат - на возможность ложной интерференции волн, прошедших и не прошедших через область мелкой сетки. Вообще, генерация вычислительных шумов в окрестности границы области  $s$  (рис. 1.6), связанная с различием погреш-

ностей аппроксимации в  $s$  и  $S$ , - общее явление при использовании вложенных сеток (см., например, Джонс, 1977б, 1980; Магазенков и Шейнин, 1982; Голдинг и др., 1985; Ли Ронг-фенг и Зенг Гинг-кун, 1986).

Решение негидростатических уравнений в области  $s$  первоначально рассматривалось в контексте не прогноза в области  $S$ , а заданного горизонтально-однородного потока, т.е. одностороннего режима (например, Клемп и Вильхельмсон, 1978а, б; Вильхельмсон и Клемп, 1978, 1981; Рэй и др., 1982; Вильхельмсон и Чен, 1982; Ротунно и Клемп, 1985; Дрогмайер и Вильхельмсон, 1985а,б; Кларк, 1979; Кларк и Гэлл, 1982; Пелтайр и Кларк, 1983). В нескольких работах последних лет негидростатический расчет в  $s$  двусторонне сопряжен с негидростатическим же расчетом в  $S$  (Блехман, 1981; Кларк и Фэрли, 1984; Клаассен и Кларк, 1985).

Наконец, в моделях Британской метеослужбы, Отдела прикладных наук США и Гидрометцентра Российской Федерации в областях  $S$  и  $s$  решаются разные системы уравнений - негидростатический прогноз в  $s$  односторонне сопрягается с гидростатическим прогнозом в области  $S$  (Карпентер, 1979; Голдинг и Мэхин, 1984; Чуанг и др., 1984; Кисельникова и др., 1984).

Обратимся теперь к методам формулировки условий на границах области локального прогноза.

Проблема фиктивных границ и краевых условий на них, не порождающих фиктивных возмущений, возникает в ряде прикладных наук, но в динамической метеорологии и гидрологии (наряду с сейсмологией) - едва ли не наиболее остро. Проблема эта рассматривалась неоднократно как в плане конкретных приложений, так и в более широком плане - как задача вычислительной физики и прикладной математики. Выполненные здесь исследования методически распадаются на две группы. В работах первой группы условия ищутся непосредственно для данной системы уравнений, в работах второй группы - сама система уравнений видоизменяется таким образом, чтобы фиктивные («ошибочные») краевые условия не искажали решение внутри расчетной области.

Первый тип условия называют условиями излучения, понимая данный термин расширительно, как условия, выполняющиеся (точно или приближенно) на волнах одного типа, «уходящих», и не выполняющиеся на волнах другого типа, «приходящих» в расчетную область, хотя эти условия не обязательно представляют собой соотношение переноса, как в классическом условии излучения (Зоммерфельд, 1958). Методам построения таких условий посвящена значительная литература (Крайс, 1968; Хипс, 1973; Смит, 1974; Пекелис, 1974; Кисельникова и Пекелис, 1974; Лидман, 1975; Бейланд и Варн, 1975; Беннет, 1976; Хансон и Петчек, 1976; Энквист и Майда, 1977, 1979; Клайтон и Энквист, 1977; Гордин, 1978б; Клемп и Лилли, 1978; Клемп и Вильхельмсон, 1978а; Рейнольдс, 1978; Хедстром, 1979; Бейлис и Туркель, 1980, 1982а,б; Руди и Стрикверда, 1980, 1981).

Необходимым элементом при разработке условий излучения является методика оценки конкретных условий применительно к их способности «выпускать» («из-

лучать») без отражения уходящие волны. Такая методика была предложена на примере уравнения переноса и волнового уравнения в работах Нитты (1964) и Мацуно (1966б) и до настоящего времени применяется без существенных изменений (например, Пирсон, 1974; Пекелис, 1974; Клемп и Лилли, 1978; Клемп и Вильгельмсон, 1978а; Вишневецки, 1986). Кратко изложим данную методику в более общей, чем обычно, форме, позволяющей исследовать линейные краевые условия с постоянными коэффициентами, достаточно общего вида, для линейных систем уравнений с постоянными коэффициентами.

Рассмотрим решение системы уравнений вида гармонической волны

$$\vec{\varphi} = \varphi_0(\omega, \vec{k}) \exp[i(\omega t - \vec{k}\vec{x})], \quad (1.4.1)$$

где  $\vec{\varphi}$  - вектор искомых функций,  $\vec{\varphi}_0$  - амплитудный вектор.

Пусть, например, нас интересуют краевые условия на границе  $x = \text{const.}$ . Выпишем дисперсионное соотношение для искомой системы уравнений

$$\omega = \omega(k_x, k_y, k_z), \quad (1.4.2)$$

в котором фиксируем значения  $\omega, k_y, k_z$ . Общее число краевых условий на двух границах  $x = \text{const.}$  равно числу волн, допускаемых данной системой при зафиксированных  $\omega, k_y, k_z$ , т.е. степени (1.4.2) как полинома относительно  $k_x$ , а число условий на конкретной (например, левой) границе - числу волн, уходящих с этой границы внутрь области (вправо), причем направление распространения волны определяется в этом случае по знаку групповой скорости. Пусть для определенности общее число условий равно четырем, и из этих четырех волн три, отвечающие значениям  $k_{x1}, k_{x2}, k_{x3}$ , распространяются внутрь области, а одна, отвечающая значению  $k_{x4}$ , - наружу. Тогда на левой границе должно быть задано три условия<sup>1</sup>. Пусть нас интересуют «отражательные» свойства некоторого конкретного набора таких условий. Запишем общее решение

$$\vec{\varphi} = \exp[i(\omega t - k_y y - k_z z)](C_1 \vec{\varphi}_{01} e^{-ik_{x1}x} + C_2 \vec{\varphi}_{02} e^{-ik_{x2}x} + C_3 \vec{\varphi}_{03} e^{-ik_{x3}x} + C_4 \vec{\varphi}_{04} e^{-ik_{x4}x}), \quad (1.4.3)$$

в котором без ограничения общности амплитуду  $C_4$  приходящей на границу волны полагаем равной единице. Подставляя выражение (1.4.3) во все три краевые усло-

<sup>1</sup> Если для разных наборов  $(\omega, k_y, k_z)$  общее число волн делится на волны, распространяющиеся по  $X$  «вправо» и «влево» в разном соотношении, это и значит, что для данной системы уравнений в целом отсутствует корректная система локальных краевых условий по координате  $X$  - случай, имеющий место в гидростатической системе уравнений. Далее, если скорость распространения некоторой волны равна нулю (в системах уравнений для идеальной атмосферы это те волны, у которых  $\text{Im}(k_x) \neq 0$ ), то соответствующее краевое условие должно быть задано слева, если  $\text{Im}(k_x) < 0$ , и справа, если  $\text{Im}(k_x) > 0$ .



вия, получаем алгебраическую систему уравнений относительно амплитуд отраженных волн  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ . Точными условиями открытых границ будут такие, которые переводят решение

$$\bar{\varphi} = \bar{\varphi}_{04} \exp[i(\omega t - k_x x - k_y y - k_z z)] \quad (1.4.4)$$

в нуль при любых  $\omega$ ,  $k_y$ ,  $k_z$ , а приближенными такие, для которых найденные значения  $|C_1|$ ,  $|C_2|$ ,  $|C_3|$  для любых  $\omega$ ,  $k_y$ ,  $k_z$  (или, по крайней мере, для  $\omega$ ,  $k_y$ ,  $k_z$ , отвечающих энергетически преобладающим волнам) будут малы по сравнению с единицей.

Второй тип краевых условий можно назвать условиями поглощения. Обычно они реализуются на основе *фиктивной вязкости*: уравнения видоизменяются таким образом, чтобы по мере приближения возмущений к границе на них начинала действовать «сила гашения», как правило, нарастающая с приближением к границе и пропорциональная либо только амплитуде возмущения («рэлеевская» вязкость), либо - амплитуде и квадрату (иногда более высокой степени) волнового числа (вязкость типа молекулярной).

Этот подход, исторически предшествовавший первому, является более грубым («надежным») и универсальным. Он часто реализуется непосредственно в конечных разностях применением оператора сглаживания, но его дифференциальный «прообраз» обычно достаточно очевиден и поддается «реконструкции». Круг исследований и конкретных алгоритмов этого типа для боковых и/или верхней границ также многочислен (Бушби и Тимпсон, 1967; Лизмер и Кюльмайер, 1969; Бенвелл и др., 1971; Кессель и Виннингоф, 1972; Кулей, 1973; Вильямсон и Броунинг, 1974; Крайберг и др., 1974; Бурридж, 1975; Пирке и Крайцберг, 1976; Дивен, 1976; Кларк, 1977; Клемп и Лилли, 1975; Лесли и др., 1981; Серьян и др., 1985; Козлов, 1986). При данном подходе (поскольку возмущения с приближением к границе уничтожаются) режим двухстороннего взаимодействия в значительной степени обесценивается, а одностороннее взаимодействие крупномасштабного фона осуществляется прямым наложением последнего на границе и с затухающим коэффициентом - в некоторой окрестности границы.

В исследованиях по динамической метеорологии краевые условия типа открытых границ предлагались и изучались прежде всего применительно именно к боковым границам расчетной области.

Что касается первого класса условий излучения - большинство развитых здесь методик не достигло той общности, которая требуется для их применения к трехмерной негидростатической системе уравнений. Ограничения связаны с разными моментами:

⇒ с определенным типом уравнений или волн (условие строгой гиперболичности у Крайса (1968, 1974); Энквиста и Майды (1977, 1979); волны Россби у Бейланда и Варна (1975));

⇒ чрезмерным объемом вычислений (многократное решение задачи у Смита (1974); вычисление функции Грина у Линдмана (1975), Бейланда и Варна (1975), Беннета (1976); вычисление полной системы собственных чисел и векторов у Энkvиста и Майды (1977));

⇒ с ориентацией на получение стационарного решения у Руди и Стрикверда, 1980,1981;

⇒ с одномерностью системы уравнений (Хедстрём, 1979).

В результате только один подход - несмотря на то, что и он, строго говоря, даже в случае линейных уравнений с постоянными коэффициентами накладывает ряд ограничений, на практике не выполняющихся (см. ниже), - оказался достаточно общим, чтобы найти систематическое применение в мезометеорологических моделях и схемах прогноза. Речь идет об условии излучения типа Зоммельфельда. Поэтому приведем краткие сведения об этом типе условий применительно к линейным уравнениям. На нелинейные уравнения эти методы распространяются эвристически.

Рассмотрим сначала случай локализованного начального поля ( $F^0 \equiv 0$  в наших обозначениях). Такое поле представляет собой суперпозицию волн вида (1.4.1) (условие финитности начального поля). С течением времени каждая волна перемещается по направлению к границе, и поскольку разные волны движутся с разной скоростью, предполагается, что к моменту достижения границы они рассредоточиваются, так что в каждый данный момент времени в каждой данной точке границы находится лишь одна и притом уходящая волна. Пусть, например, речь идет о границе  $x = \text{const}$ . Запишем условие, которому удовлетворяет любая волна вида (1.4.1):

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \hat{C}_{ph}^x \frac{\partial \varphi}{\partial x} = 0, \quad (1.4.5)$$

$$\hat{C}_{ph}^x = -(\partial \varphi / \partial t) / (\partial \varphi / \partial x) = \omega / k_x \quad (1.4.6)$$

где  $\varphi$  - любой компонент  $\vec{\varphi}$ , а  $\hat{C}_{ph}^x$  - так называемая «ложная» (см. ниже) фазовая скорость в направлении оси X. Условие (1.4.5) и есть краевое условие излучения на границе  $x = \text{const}$ ., которому могут быть подчинены все компоненты решения  $\vec{\varphi}$ , независимо от того, скольких условий по данной координате требует корректная формулировка задачи, т.к. в этом случае избыточные краевые условия «угадываются» в точности. Все сказанное относится и к границам  $y = \text{const}$  с заменой в (1.4.5)  $\hat{C}_{ph}^x$  на  $\hat{C}_{ph}^y$ ,  $\partial/\partial x$  на  $\partial/\partial y$  и  $k_x$  на  $k_y$ .

Условия вида (1.4.5) остаются лишь методологическими, пока не указано, каким образом определять величины  $\hat{C}_{ph}^x$  и  $\hat{C}_{ph}^y$ . В тех исследованиях, где решение задачи ищется аналитически в виде ряда или интеграла Фурье (Квиней, 1973; Хипс,

1973; Дрэзин и Су, 1975; Клемп и Лилли, 1975), выражение для фазовой скорости также дается в аналитическом виде, формируя общее решение из одних «уходящих» волн. В прогностических моделях данная методика, конечно, неприменима. Одной из первых работ, рассматривающих методику восстановления  $\hat{C}_{ph}$  применительно к численному интегрированию уравнений, была работа Пирсона (1974). Пирсон и впоследствии Физик (1976) успешно апробировали данную методику. Тем не менее её возможности слишком ограничены, особенно применительно к негидростатическим уравнениям. В моделях последующих лет она, насколько нам известно, не применялась.

Более общая, широко используемая (например, Чен и Орвилл, 1980; Копп и др., 1983) методика была предложена Клемпом и Вильгельмсоном (1978a). С использованием описанной выше техники авторы устанавливают, что применение условия (1.4.5) ведет к меньшему отражению, если фазовая скорость завышена, чем если она занижена. Исходя из этого, поступаем следующим образом. Считаем, что фазовая скорость в данном направлении равна сумме скорости адвекции и фазовой скорости внутренних гравитационных волн в данном направлении. Теоретически оцениваем максимально возможное значение этой последней с учетом размеров расчетной области (или определяются самые быстрые волны, представленные в дискретном решении) и складываем с локальным значением соответствующего компонента скорости, вычисляемым в модели. Полученное таким образом значение фазовой скорости используем в условии (1.4.5).

Еще более общие и широко применяемые методы связаны с численной оценкой величины  $\hat{C}_{ph}$  на основе численной реализации первого из равенств (1.4.6). Эти алгоритмы будут освещены в следующей главе.

В вопросе о том, к скольким и каким именно из искомым полей применяются на каждой данной границе условия излучения, господствует немотивированная эвристика. Подход, наиболее адекватный задаче прогноза, высказан Орлански (1976): на каждой границе независимо излучаются все компоненты решения. В пределах данного подхода, в свою очередь, возможны варианты. Так, сам Орлански и аналогично Буге (1983), хотя и применяют условие (1.4.5) ко всем полям, но  $\hat{C}_{ph}$  восстанавливают независимо лишь для тех полей, для которых имеются эволюционные уравнения (см. также Хан и др., 1983).

Другой подход используется в работе Миллера и Торпа (1981), а также в модели Гидрометцентра Российской Федерации (Кисельникова и др., 1984), в котором излучаются лишь те величины, для которых имеются эволюционные уравнения, а для величин, описываемых диагностическими соотношениями, краевые условия получают как следствие краевых условий для «эволюционных» величин и систем уравнений.

Третий, наиболее распространенный подход заключается в излучении только нормального к данной границе компонента скорости, а граничные значения остальных

ных величин восстанавливаются по-разному на границах втока и истока, соответственно корректной формулировке краевой задачи для невязких уравнений (при этом краевые условия для нормальных к границе турбулентных напряжений и потоков формулируются отдельно). Различные варианты такого подхода использованы в работах Биндера и Герцога (1995), Клемпа и Вильгельмсона (1978a), Кларка (1979), Триполи и Коттона (1982), Шермана и Уортла (1983). Мы пополним данные сведения в пятой главе в связи с вопросами численной реализации краевых условий.

Независимо от всех отмеченных выше моментов применение условий (1.4.5) в рамках численной методики заведомо предполагает дискретную аппроксимацию этого условия и притом одностороннюю, поскольку значения  $\vec{\phi}$  известны лишь по одну сторону границы (внутри расчетной области). Отсюда следует, что вычислительно устойчивый краевой алгоритм на основе (1.4.5) возможен лишь при условии соответствующего знака  $\hat{C}_{ph}$  - такого, при котором эта скорость направлена по внешней нормали к границе области<sup>1</sup>. Но именно так всегда направлена групповая скорость волн ( $C_{gr}$ ) у границы (волны с противоположным направлением групповой скорости у данной границы возникнуть не могут). Таким образом, приходим к следующему условию применимости методики излучения по данной координате (например,  $X$ ): условия вида (1.4.5) могут быть устойчиво реализованы на границе  $x=const$ , если в прогностической системе уравнений для всего спектра волновых чисел (или для энергетически преобладающих участков его) величины  $\hat{C}_{ph}^x$  и  $\hat{C}_{gr}^x$  имеют одинаковый знак. Для исходных и негидростатических уравнений это условие выполняется для горизонтальных координат, что обеспечивает успешное применение условий вида (1.4.5) на боковых границах в современных мезометеорологических моделях.

Выше мы говорили о предположениях, лежащих в основе формулировки условия (1.4.5) в численных моделях:

- 1) наличие в данный момент времени в данной точке границы лишь одной уходящей волны;
- 2) финитность начального поля.

Прокомментируем эти ограничения.

Возможность избавиться от первого ограничения изучалась в ряде работ (Линдман, 1975; Бейланд и Варн, 1975; Беннет, 1976; Энквист и Майда, 1977; Гордин, 1978b). Вместо изолированной уходящей волны рассматривалась суперпозиция всех уходящих волн - «уходящий» компонент функции Грина. Выяснилось, однако, что вычисление соответствующих выражений требует большого расчетного времени и хранения величин в расчетных точках у границы на много предшествующих

---

<sup>1</sup> Вычислительной устойчивости можно, конечно, добиться в любом случае, насильственно корректируя  $\hat{C}_{ph}$  там, где она направлена внутрь области. Однако, если такая коррекция выполняется для большинства граничных точек и моментов времени, само «излучение» оказывается фикцией и не обеспечивает выполнение условия открытой границы.

моментов времени. В итоге мезометеорологических моделей, основанных на данной технике, создано не было.

Условие финитности начального поля в некоторых простых случаях может быть снято (например, переходом в движущуюся систему координат). В общем случае, когда локальный прогноз выполняется на «фоне» регионального или крупномасштабного прогноза, односторонний учет последнего выполняется на основе «линеаризации» полных полей относительно соответствующих «фоновых» полей. Именно, если  $\varphi_s$  - версия характеристики  $\varphi$ , полученная в ходе расчета в области  $S$ , а  $\varphi_s$  - версия той же характеристики, рассчитанная в области  $s$  (см. рис. 1.6), строим разность  $\delta\varphi = \varphi_s - \varphi_s$ . На основе условия (1.4.5), примененного к полю  $\delta\varphi$ , восстанавливаем граничное значение  $\delta\varphi$  и, прибавляя к нему граничное значение  $\varphi_s$ , получаем искомое значение  $\varphi_s$  (Клемп и Лилли, 1978; Клемп и Вильгельмсон, 1978а; Клемп и Дюран, 1983; Карпентер, 1982; Кисельникова и др., 1984).

Новый вариант техники излучения был предложен в работе Раймонда и Куо (1984). Авторы используют вместо соотношения (1.4.5) уравнение для вектора «истинной» фазовой скорости  $\vec{C}_{ph}$  (в отличие от «ложной» скорости  $\hat{C}_{ph}$ , фигурирующей в (1.4.5)):

$$\frac{\partial\varphi}{\partial t} + (\vec{C}_{ph} \cdot \text{grad}\varphi) = 0, \quad (1.4.7)$$

где  $i$ -й компонент  $\vec{C}_{ph}$  дается выражением

$$(\vec{C}_{ph})_i = -\frac{\partial\varphi/\partial t}{\partial\varphi/\partial x_i} \frac{(\partial\varphi/\partial x_i)^2}{(\partial\varphi/\partial x_j)(\partial\varphi/\partial x_j)} = \frac{\omega}{k_i} \frac{k_i^2}{k_j k_j}, \quad (1.4.8)$$

а  $\varphi$  - любой компонент искомой вектор-функции. Оценка величины  $\vec{C}_{ph}$  выполняется численно на основе первого равенства (1.4.8), а экстраполяционная формула, получаемая при дискретизации (1.4.7), отличается от формул, получаемых из (1.4.5), тем, что к восстановлению граничного значения привлекаются значения не только во внутренних точках области, но и в точках самой границы (за предшествующий момент времени). Авторы апробировали предложенный метод (содержащий также и другие модификации в части численной реализации) на трех двумерных задачах - для уравнения адвекции, баротропного уравнения вихря и системы уравнений холодного фронта - и получили результаты в несколько (четыре-пять) раз лучше, чем при излучении согласно (1.4.5). К сожалению, эта перспективная методика до настоящего времени остается, по-видимому, не апробированной авторами ведущих мезометеорологических моделей.

Завершая обзор условий излучения, отметим следующее обстоятельство. Дискретизация этих условий превращает их в алгоритмы экстраполяции данного граничного значения  $\varphi$  по известным значениям этой функции  $\varphi$  за текущий и предшествующие моменты времени. Существует, однако, и много других, независимых от дискретизации условий излучения, алгоритмов экстраполяции, используемых в численных схемах в качестве условий на открытых границах (часть из них рассмотрена в работе (Миллера и Торпа, 1981), и каждому из них можно поставить в соответствие определенный дифференциальный прообраз. Нередко такой экстраполяционный алгоритм функционирует в качестве алгоритма открытой границы в контексте данной численной схемы для внутренних точек области, а в терминах дифференциальных соотношений отнюдь не является условием открытой границы. Наглядным примером этому может служить многократно и с успехом апробированное при решении гидростатических уравнений (см., например, Прессман, 1978) условие

$$\varphi_N = \varphi_{N-1}, \quad (1.4.9)$$

(где "N" - граничная точка, «N-1» - смежная с ней внутренняя точка в направлении нормали к границе), которое естественно интерпретировать как численную реализацию условия

$$\frac{\partial \varphi}{\partial n} = 0, \quad (1.4.10)$$

(где "n" - направление внешней нормали к границе). Детальное численное интегрирование волнового уравнения по схеме Лакса-Вендорфа показывает, что краевое условие (1.4.9), в самом деле, не порождает отражений, позволяя с высокой точностью получать решение задачи Коши при финитном начальном поле. В то же время, в дифференциальной формулировке условие (1.4.10) для волнового уравнения является вполне отражающим (амплитуда отраженной волны равна амплитуде падающей). Условием открытых границ алгоритм (1.4.9) становится в сочетании со схемой Лакса-Вендорфа, а в контексте других численных схем будет порождать отраженные волны (Пекелис, 1974).

Обратимся ко второму типу условий - условиям поглощения. Выше уже отмечалось, что общий смысл этих условий заключается в модификации уравнений посредством введения искусственной вязкости, «съедающей» возмущения по мере их приближения к границе. Данный механизм нередко вводится на уровне численного алгоритма, и его дифференциальный смысл реконструируется *a posteriori*.

В мезометеорологической практике к числу наиболее детально проанализированных и широко апробированных методов этой группы принадлежит метод «губчатой границы», изложенный в работе Пирке и Крайцберга (1976), но уже ранее реализованный в мезометеорологической модели университета в Дрексле (Крайцберг и др., 1974) и обобщивший сходную методику других прогностических моделей (Кес-

сель и Виннингоф, 1972; Миякода, 1973; Квиней, 1973; Чен и Миякода, 1974). В последующие годы данная методика продолжала использоваться (Крайцберг, 1978; Чанг и др., 1981, 1982; Будра, 1981; Танг и др., 1986).

Существо метода иллюстрируется на примере уравнения переноса

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + C_0 \frac{\partial \varphi}{\partial x} = 0, \quad C_0 = \text{const.} > 0. \quad (1.4.11)$$

Пусть нас интересует решение задачи Коши для этого уравнения с начальными данными, заданными на полупрямой  $x \leq X_N$ . При численном интегрировании требуется подчинить  $\varphi$  при  $x = X_N$  фиктивному краевому условию, которое, однако, мало изменило бы решение при  $x < X_N$ . Рассмотрим вместо (1.4.11) уравнение

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + C(x) \frac{\partial \varphi}{\partial x} = 0, \quad (1.4.12)$$

где  $C=C_0$  всюду вне «левой» окрестности точки  $x=X_N$ , а при  $x \rightarrow X_N$ ,  $C \rightarrow 0$ . Тогда, вне указанной окрестности возмущения по-прежнему будут переноситься со скоростью  $C_0$ , согласно (1.4.11), а попадая в эту окрестность, будут замедляться, накапливаясь здесь, - «собираться в гармошку». Если теперь применить к решению оператор сглаживания, аннулирующий короткие волны, то возмущения, накопившиеся в приграничной зоне, будут «съедены». Таким образом, возмущения по мере приближения к границе будут деформироваться и поглощаться, и на самой границе возмущений не будет, поэтому полное решение здесь следует полагать фоновому макроскопическому значению искомой функции. Для поглощения коротких волн авторы применяют двухэтапную процедуру «сглаживания-восстановления» Шумана (1957) и Шапиро (1970) с тем, чтобы не сильно сгладить длинноволновые компоненты решения. Тем не менее, сглаживание, в конце концов, ощущалось на волнах с длиной до  $16 \Delta x$ .

В принципиальном отношении описанная методика относится к алгоритмам приграничного сглаживания ( в частности, с методом «ньютоновского демпфирования» Антса (1974) и Дэвиса (1976, 1983); см. также Курихара и Бендер (1980, 1983)), и в этом смысле используется в многочисленных моделях, начиная с работы Бушби и Тимсона (1967). Однако, по мере прогресса в методах вычислений и вычислительной технике и роста требований к точности алгоритмов, данная методика неоднократно становилась объектом критики. Так, Миякода и Розати (1977) провели сравнительные расчеты, используя в рамках одной и той же модели с вложенными сетками краевой алгоритм излучения (в численной реализации Орлански, 1976) и алгоритм Пирке и Крайцберга (1976), и нашли последний весьма грубым, уничтожающим, наряду с фиктивными отражениями, заметную долю существенной ин-

формации. Другие авторы отмечают, с одной стороны, вычислительную неэффективность методики поглощения (поскольку буферные приграничные зоны занимают значительную часть территории расчетной области), с другой стороны - её принципиальный порок, заключающийся в том, что возмущения, проходя в буферных зонах через среду с переменными свойствами, вообще говоря, должны испытывать частичное отражение<sup>1</sup> (Сандстрем, 1982).

В настоящее время, таким образом, основные достижения и перспективы в формулировке условий на боковых границах (особенно для негидростатических моделей) связаны скорее с техникой излучения, чем поглощения.

В данной работе для расчета значений искомых функций в узлах решетки на боковых поверхностях использован метод, основанный на условиях излучения. Предполагается, что решения уравнений АПС и уравнения турбулентной диффузии могут быть представлены в виде набора гармоник, энергия которых переносится с групповой скоростью. В окрестности каждого граничного узла преобладает одна гармоника, для которой проекции фазовой и групповой скоростей на нормаль к границе положительны. В противном случае групповая и фазовая скорости полагаются равными нулю.

Тогда значения искомых функций в граничных узлах находятся путем решения одномерного уравнения переноса со скоростью, равной фазовой. Эта методика описывает фазовый вынос возмущений из внутренних узлов решетки в граничные. Величина фазовой скорости оценивается путем решения уравнения переноса на шаблоне, сдвинутом в соседний более внутренний слой решетки, по известным значениям искомых функций в предшествующие моменты времени.

Методика реализуется с помощью аппроксимации уравнения (1.4.5)

$$\frac{\partial \psi'}{\partial t} + c_{ph} \frac{\partial \psi'}{\partial n} = 0, \quad (1.4.13)$$

где  $\psi' = \psi - \psi_1$ ,  $\psi_1$  - решение одномерной задачи для искомой функции  $\psi$ ,  $n$  - внешняя нормаль к границе. Величина  $c_{ph}$  оценивается по известным значениям  $\psi'$  в предшествующие моменты времени  $t - \Delta t$  и  $t - 2\Delta t$  в двух внутренних приграничных узлах регулярной сетки. Таким образом нами обоснована постановка задачи взаимодействия трехмерного пограничного слоя над исследуемой территорией с окружающей атмосферой на верхней, нижней и боковых поверхностях.

Граничные условия в вертикальной плоскости в рассматриваемой модели конструируются, исходя из физических представлений для каждой характеристики турбулентно-циркуляционной структуры АПС и процессов распространения и рассеяния примеси отдельно.



В качестве нижнего граничного условия для составляющих скорости вектора скорости используется естественное условие, отражающее динамическое взаимодействие подстилающей поверхности и натекающего потока, - *условие прилипания* - равенство нулю осредненных составляющих вектора скорости потока на уровне шероховатости  $z_0$ .

Обычно значения температуры и массовой доли водяного пара на нижней границе расчетной области определяются из уравнений теплового и водного баланса, отражающих законы тепло- и влагопередачи вблизи подстилающей поверхности. Для исследуемой орографически неоднородной территории формулировка теплового и водного балансов на подстилающей поверхности является сложной задачей. Поэтому в работе задаются значения температуры и точки росы на уровне метеорологической будки (т.е. 2м) в узлах регулярной сетки, определяемых по данным метеорологических наблюдений. Такой подход в наибольшей степени соответствует постановке задачи определения характеристик турбулентно-циркуляционного режима в условиях орографически неоднородной местности, т.к. поля температуры и влажности по данным наблюдений отражают совокупность физических механизмов формирования АПС.

На нижней границе для кинетической энергии турбулентных вихрей и скорости её диссипации над сушей ставится условие непроникновения вихрей через подстилающую поверхность, что означает равенство нулю потока турбулентной кинетической энергии.. Значение диссипации на нижней границе выражается с помощью значений кинетической энергии турбулентности вблизи шероховатой подстилающей поверхности и параметра шероховатости  $z_0$ .

Таким образом, нижние граничные условия для характеристик турбулентно-циркуляционной структуры нижнего слоя атмосферы имеют вид:

$$\text{при } \zeta = z_0 \quad u = 0, v = 0, w = 0, \quad k \frac{\partial b}{\partial \zeta} = 0, \quad \varepsilon = \frac{V_*^3}{\kappa z_0}, ;$$

$$\zeta = \zeta_\Gamma \quad p = p_\Gamma, \quad T = T_\Gamma, \quad m = m_\Gamma.^2 \quad (1.4.14)$$

$$\text{Здесь } V_* = k^{1/2} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial \zeta} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial \zeta} \right)^2 \right]^{1/4}_{\zeta=z_0} - \text{динамическая скорость.} \quad (1.4.15)$$

Естественное условие, используемое обычно при конструировании верхнего граничного условия для характеристик турбулентно-циркуляционного режима в моделях АПС, базируется на самом определении пограничного слоя как нижней части

<sup>1</sup> Отметим, впрочем, что согласно оценкам Баумхейфнера и Пирке (1982) ошибки, вносимые в прогноз на 48 часов за счет применения краевого алгоритма Пирке-Крайцберга, составляют лишь 20% суммарной ошибки этого прогноза.

<sup>2</sup> Нижний индекс  $\Gamma$  обозначает величины, измеряемые на высоте 2 м над уровнем подстилающей поверхности.

атмосферы, в которой наблюдается турбулентное перемешивание, интенсивность которого уменьшается по мере приближения к верхней границе слоя перемешивания. Из такого определения следует, что турбулентные потоки импульса, тепла и водяного пара вблизи верхней границы стремятся к нулю. Так как вертикальные производные составляющих скорости ветра, температуры и массовой доли водяного пара в случае бароклинной атмосферы, которая рассматривается в настоящей работе, обычно не равны нулю, то на верхней границе исследуемой области задаются значения составляющих скорости ветра, температуры и массовой доли водяного пара в узлах регулярной сетки на верхней границе, определяемые по данным аэрологических наблюдений. Следует подчеркнуть, что высота исследуемой области над уровнем подстилающей поверхности принята равной 2 км, что, как правило, превосходит высоту АПС.

На верхней границе расчетной области для величин кинетической энергии и её диссипации задается равенство нулю вертикальных потоков этих характеристик в силу определения АПС. Таким образом, верхние граничные условия для характеристик турбулентно-циркуляционной структуры нижнего слоя атмосферы имеют вид:

$$\text{при } \zeta = H \quad u = u_H, v = v_H, \quad T = T_H, m = m_H, \quad k \frac{\partial b}{\partial \zeta} = 0, \quad k \frac{\partial \varepsilon}{\partial \zeta} = 0. \quad (1.4.16)$$

Остановимся теперь на постановке граничных условий по вертикали для уравнения турбулентной диффузии (1.3.5). В общем виде формулировка краевых условий для уравнения турбулентной диффузии приведена в главе 5. Здесь отметим только, что в рассмотренной постановке задачи распространения и рассеяния примеси в качестве краевых условий требуется задать концентрацию примеси  $q$  на боковых границах цилиндрической поверхности  $S$  ( $q = q_s$  на  $S$ ) - *боковые краевые (граничные) условия*, а также вертикальные градиенты концентрации примеси на верхней и нижней границах этой области расчетов - *верхнее и нижнее граничные условия*. В данной формулировке исследуемая задача реализуется наиболее часто, однако при постановке краевых условий возникает достаточно много сложностей как физического, так и вычислительного характера (Братсерт, 1985; Буйков, 1990, 1993; Бызова и др., 1980, 1991; Волощук, 1993, 1994; Монин и Яглом, 1992; и др.).

В данном параграфе рассмотрим проблемы преимущественно физического характера и связанные с ними математические постановки граничных условий, а их численные реализации более подробно будут освещены в главе 5.

Краевое условие на нижней границе области расчетов имеет наибольшее физическое обоснование. При его постановке необходимо сформулировать по-существу уравнение баланса примеси на уровне подстилающей поверхности с учетом основных физико-химических факторов взаимодействия примеси с подстилающей поверхностью (процессы поглощения - *адсорбция*, отражения - *адгезия*, химического

взаимодействия и гравитационного выпадения - *седиментация*), с одной стороны, и динамического взаимодействия натекающего воздушного потока, содержащего примесь, и подстилающей поверхности (турбулентный поток примеси вблизи подстилающей поверхности, срыв осевшей на подстилающую поверхность примеси порывами ветра - *сальтация или ветровой подъем*).

Современное состояние представлений о физических процессах на границах двух сред, управляющих перераспределением примеси из одной среды в другую, а также описание параметризующих их моделей можно найти в монографии Братсера (1985). Здесь рассмотрим исходные сведения по этому вопросу.

Граничное условие в виде  $\partial q / \partial z = \alpha q$  на уровне подстилающей поверхности (см. Марчук, 1985) позволяет учесть эти виды взаимодействия примесей с подстилающей поверхностью лишь в простейшем параметрическом виде через коэффициент  $\alpha$ . Таким образом коэффициент  $\alpha$  должен учитывать перечисленные выше физические факторы, определяющие вертикальные градиенты примеси вблизи подстилающей поверхности. Если процессы первого вида выразить через коэффициент взаимодействия примеси с подстилающей поверхностью -  $\beta$  (причем условие  $\beta \rightarrow \infty$  соответствует полному поглощению примеси подстилающей поверхностью, а условие  $\beta = 0$  соответствует полному отражению примеси от подстилающей поверхности), а процессы второго вида выразить через величину коэффициента вертикального турбулентного обмена примесью вблизи подстилающей поверхности ( $K_z^q$ ), то приняв вид параметрического коэффициента  $\alpha$

$$\alpha = \beta / K_z^q, \quad (1.4.20)$$

нижнее граничное условие приобретает известный вид (Монин и Яглом, 1992)

$$K_z^q \frac{\partial q}{\partial z} - \beta q = 0 \quad \text{на} \quad S_0, \quad (1.4.18)$$

Для учета гравитационного выпадения частиц, а также ветрового подъема примеси с подстилающей поверхности условие (1.4.18) модифицируется (Буйков, 1990; Гаргер и др., 1990; Елохин и др., 1996) следующим образом:

$$K_z^q \frac{\partial q}{\partial z} + W_g q = \beta q - \gamma Q \quad \text{на} \quad S_0, \quad (1.4.19)$$

Здесь:  $-W_g$  - скорость падения частиц примеси на подстилающую поверхность под действием силы тяжести. Для частиц сферической формы с радиусом  $R$ , находящегося в пределах от нескольких микрон до  $\sim 50$  мкм, и плотностью

$\rho_a$  в среде с динамической вязкостью  $\eta_c$  скорость седиментации можно оценить по формуле (Волощук, 1994):

$$W_g \approx \frac{2}{9} \frac{\rho_a g}{\eta_c} R^2; \quad (1.4.20)$$

-  $Q$  - поверхностная концентрация примеси ( $\text{г/м}^2$ ),

-  $\gamma$  - коэффициент ветрового подъема примеси с подстилающей поверхности.

В работе Пененко и Алояна (1985) уравнение (1.4.18) дополняется учетом наземных источников примеси, описываемых функцией  $f_q(x, y, t)$ :

$$K_z^q \frac{\partial q}{\partial z} + W_g q = \beta q - f_q(x, y, t). \quad (1.4.21)$$

В общем виде, записывая нижнее граничное условие как уравнение баланса примеси на уровне подстилающей поверхности, имеем (Су и Чен, 1982):

$$K_z^q \frac{\partial q}{\partial z} = \sigma_{L_s} f_L \tau Q - (1 - \sigma_1) f_1 \tau q + (1 - \sigma) g \tau q - \sigma_\omega f_\omega \tau q. \quad (1.4.22)$$

Первый член правой части соотношения (1.4.22) описывает подъем примеси с подстилающей поверхности, второй член - подъемную силу, действующую на частицу в потоке со сдвигом (т.е. влияние термической стратификации), третий член описывает процессы седиментации с учетом вероятности прилипания частиц, осевших на поверхность под действием силы тяжести, а четвертый - процессы адгезии и адсорбции примеси. В этом уравнении используются понятия времени релаксации ( $\tau$ ) для переноса момента импульса от потока к частице примеси, вероятности отрыва частиц за счет эффектов ветрового подъема ( $\sigma_{L_s}$ ) и силы плавучести ( $1 - \sigma_1$ ), а также прилипания частиц за счет эффектов гравитационного осаждения ( $\sigma$ ), адсорбции и адгезии ( $\sigma_\omega$ ). В виду большого количества дополнительных коэффициентов, вычисление которых затруднено, граничное условие в виде (1.4.22) применяется крайне редко.

Однако и при использовании нижнего граничного условия в достаточно простом виде (1.4.19) возникают два затруднения, связанные с определением параметра  $\beta$  и поверхностной концентрации примеси  $Q$ .

Поскольку концентрация примеси на подстилающей поверхности может меняться со временем, то условие (1.4.19) дополняется соотношением (Буйков, 1990)

$$\partial Q / \partial t = \beta q - \gamma Q \quad \text{на } S_0. \quad (1.4.23)$$

Но и здесь остается неясность в различении величин  $q(x, y, 0, t)$  и  $Q(x, y, t)$ . Если  $q(x, y, 0, t)$  представляет собой концентрацию частиц в воздухе в непосредственной близости от поверхности  $z = 0$ , то казалось бы, должна существовать связь между  $q(x, y, 0, t)$  и  $Q(x, y, t)$  вида (Буйков, 1990)

$$Q(x, y, t) = q(x, y, 0, t) \Delta z, \quad (1.4.24)$$

где  $\Delta z$  - толщина прилегающего к поверхности  $z = 0$  слоя воздуха. Толщина слоя  $\Delta z$  не имеет однозначного определения.

Проблеме определения параметра  $\beta$  посвящено достаточно много исследований (см., например, Браун, 1974; Буйков, 1990; Бызова, 1974; Бызова и др., 1980; Бызова и др., 1991; Лев и др., 1995; Нин и Штраус, 1969; Чемберлен, 1967). Этот параметр характеризует процесс оседания частиц примеси вблизи стенки (Бызова и др., 1991) и, как показано в работе Нины и Штрауса (1969), определяется в основном свойствами потока вблизи стенки. При этом большую роль играют турбулентные пульсации, проникающие в ламинарный подслой. Поэтому для описания осаждения частиц требуется более детальное знание (по сравнению с расчетами переноса количества движения) процессов, происходящих в пристеночной области. Для очень малых частиц необходимо учитывать броуновскую диффузию, а для более крупных - их инерцию. Влияние шероховатости стенки является также существенным фактором, определяющим процесс оседания, причем важен не только параметр шероховатости  $z_0$ , но и форма элементов шероховатости (Бызова и др., 1991).

Моделирование осаждения частиц на шероховатые стенки трубок (например, Браун, 1974) выявило наличие минимума значений  $\beta$  в области диаметра частиц порядка нескольких мкм и его постепенное сглаживание с ростом шероховатости, а также существенное возрастание  $\beta$  с ростом  $z_0$  для всех размеров частиц.

Результаты экспериментального определения величины  $\beta$  для частиц различных размеров с различными химическими свойствами представлены в работах Чемберлена (1967), Бызовой (1974), Бызовой и др. (1980). Для газов и аэрозолей значения параметра  $\beta$  можно найти в работе (Слейда, 1971).

Широко используемая в этих работах аппроксимация величины  $\beta$

$$\beta = b V_* + W_g \quad (1.4.25)$$

переводит задачу к определению безразмерного параметра  $b$ , зависящего как от характеристик подстилающей поверхности, так и турбулентного потока, и поэтому не

может быть признанной удовлетворительной. Обзор исследований по определению параметра  $b$  приведен в работе Бызовой и др.(1991).

Несколько иной подход предлагается в работе Буйкова (1990), где получено соотношение, связывающее параметр  $\beta$  с характеристиками турбулентного потока ( $V_*$ ) и подстилающей поверхности ( $z_0$ ) на основе анализа обмена частицами между турбулентными вихрями:

$$\beta = V_*^{3/4} z_0^{3/4} \vartheta^{3/4}, \quad (1.4.26)$$

где  $\vartheta$  - коэффициент молекулярной вязкости, а  $z_0$  - толщина приповерхностного слоя воздуха, в котором происходит взаимодействие примеси с подстилающей поверхностью, т.е. это величина несколько отличная от параметра шероховатости. Приведенная в этой же работе оценка значений  $z_0$  показывает, что для реальных условий эта величина превышает значение 0.7 м.

В работе Бызовой и др. (1991) была получена связь между параметром  $\beta$  и скоростью сухого осаждения примеси  $V(z)$  при условии постоянства по высоте вертикального турбулентного потока примеси (что справедливо на достаточном удалении от источника, где устанавливается квазиравновесное состояние между приповерхностным слоем и основным потоком по отношению к обмену примесью):

$$\beta = V(z) \cdot \left[ 1 - \frac{V(z)}{\kappa \cdot V_*} \ln \left( \frac{z}{z_g} \right) \right]^{-1}, \quad (1.4.27)$$

где  $\ln(z_g)$  - константа интегрирования;  $\kappa$  - постоянная Кармана, а величину  $V(z)$  определяют по формуле

$$V(z) = \frac{\kappa \cdot V_*}{\ln \left( \frac{z}{z_g} \right)}. \quad (1.4.28)$$

Постановка верхнего граничного условия для уравнения турбулентной диффузии представляет собой по-существу количественное описание обмена примесью между пограничным слоем и свободной атмосферой. Естественное условие, описывающее это взаимодействие, базируется на самом определении пограничного слоя как нижней части атмосферы, в которой наблюдается турбулентное перемешивание, интенсивность которого уменьшается по мере приближения к верхней границе слоя перемешивания. Из такого определения следует, что турбулентный поток примеси вблизи верхней границы стремятся к нулю.

В этом случае уравнение турбулентной диффузии вблизи верхней границы расчетной области принимает вид с учетом граничного условия (1.4.16)

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u_n \frac{\partial q}{\partial x} + v_n \frac{\partial q}{\partial y} + \tilde{w}_n \frac{\partial q}{\partial z} = 0. \quad (1.4.29)$$

Здесь:  $\tilde{w}_n$  - скорость вертикальных перемещений частиц примеси на верхней границе области расчетов с учетом фрикционных вертикальных движения на верхней границе АПС, орографической и гравитационной составляющих вертикальной скорости.

Для завершения физико-математической постановки задачи необходимо отметить, что уравнения движения, притока тепла, переноса водяного пара, кинетической энергии турбулентности, скорости диссипации турбулентной энергии в тепло, турбулентной диффузии являются нестационарными. Поэтому они требуют задания начальных условий. В рассматриваемой задаче проблема задания начальных условий достаточно сложна. Особо важное значение эта проблема приобретает для уравнений кинетической турбулентной энергии, скорости диссипации и турбулентной диффузии. В этих уравнениях нет вынуждающих воздействий и поэтому в зависимости от соотношения между источниками и стоками в начальный момент времени определяется выбор физически обоснованной либо фиктивной ветвей решения. Для уравнений кинетической турбулентной энергии и скорости диссипации этот выбор определяется начальным заданием вертикальных профилей интенсивности и коэффициента турбулентности.

Поэтому в работе особое внимание уделено расчету значений искомым функций в начальный момент. Для задания кинетической турбулентной энергии и скорости диссипации используется одномерный стационарный вариант модели, который, по сути, представляет собой вариант гидродинамической интерполяции, когда выбор интерполяционной процедуры определяется системой уравнений, описывающей приближенно изучаемый объект, в данном случае - атмосферный пограничный слой. Концепция гидродинамической интерполяции ветра и температуры и восстановления вертикальных профилей характеристик турбулентности с помощью уравнений замыкания высокого уровня лежит в основе методики расчета начальных полей искомым функций нестационарной модели АПС.

Для уравнения (1.3.5) начальные условия при  $t = t_0$  сформулированы, исходя из того, что на наветренной стороне дальней зоны расчетной области концентрации примесей за счет источников, находящихся как внутри так и вне области расчетов, определяемые по модели МАГАТЭ для ближней зоны, сохраняются в течение всего расчетного времени. В других точках дальней зоны расчетов в начальный момент времени воздух считается полностью "чистым" от примеси или задается фоновое значение концентрации данной примеси.

Обобщая вышеизложенную постановку краевых и начальных условий для описанной трехмерной модели, можно констатировать, что в качестве входной информации необходимо задать:

1) параметры задачи:

- ⇒ физические константы ( $R$ ,  $g$ ,  $\alpha$  с индексами), скорость сухого осаждения примеси  $\beta$ , динамическая вязкость воздуха  $\eta_c$ ;
- ⇒ константы, характеризующие подстилающую поверхность в области расчетов ( $z_0$ ,  $G_1$ ,  $G_2$ );
- ⇒ значения метеорологических величин (давление, температура и удельная влажность, составляющие скорости ветра) на нижней и верхней границах области расчетов;
- ⇒ технические параметры источников примеси и физические характеристики самой примеси (диаметр частиц, их плотность).

2) начальные значения всех искомых функций во внутренних узлах расчетной области.

Более подробно методика инициализации модели по стандартной метеорологической информации рассмотрена во второй главе.

Таким образом, нами полностью сформулирована задача определения пространственно-временного распределения турбулентно-циркуляционных характеристик и концентраций примеси в ограниченном регионе с помощью нестационарной трехмерной модели бароклинного стратифицированного атмосферного пограничного слоя и уравнения турбулентной диффузии для ограниченной трехмерной расчетной области с топографически сложной подстилающей поверхностью.



## **Глава 2.** *Комплексный метод количественного описания пространственно-временного распределения характеристик атмосферного пограничного слоя над Украиной с использованием данных метеорологических станций и объективного анализа*

В данной главе описывается вычислительный алгоритм задачи расчета характеристик турбулентно-циркуляционной структуры нижнего слоя атмосферы<sup>1</sup>, на основе описанной в главе 1 трехмерной модели нестационарного бароклинного стратифицированного трехмерного атмосферного пограничного слоя над неоднородной подстилающей поверхностью. В общем случае вычислительный алгоритм данной задачи состоит из следующих блоков:

1. *Подготовка исходной информации для трехмерной модели на основе стандартной метеорологической информации в области определения решения.*
2. *Расчет характеристик трехмерной структуры АПС в начальный момент времени.*
3. *Представление дифференциальной задачи моделирования трехмерной структуры АПС в конечно-разностном виде.*
4. *Численное решение конечно-разностного аналога системы уравнений.*
5. *Представление выходной информации модели в виде удобном для потребителя.*

Первых два блока взаимосвязаны между собой и представляют, по существу, единую задачу *инициализации* модели по стандартной метеорологической информации (Лоуренс, 1995).

Эта информация доступна в следующих формах:

- а) данные объективного анализа метеорологических полей, получаемые из Мировых метеорологических центров, на регулярной сетке с пространственным разрешением  $2.5^0$  или  $1.5^0$  по широте и долготе для Северного полушария;
- б) данные метеорологических станций и пунктов радиозондирования атмосферы на ограниченной территории на нерегулярной сетке точек.

Каждый из этих видов исходной информации имеет свои преимущества и недостатки. Данные объективного анализа имеют регулярный и полный характер, однако их дискретность слишком мала для задач регионального диагноза и прогноза. При использовании данных метеорологических станций и пунктов радиозондирования атмосферы при достаточно полном обеспечении данными вблизи подстилающей поверхности вертикальная структура описывается недостаточно детализировано.

Таким образом, каждая форма стандартной метеорологической информации требует дополнительных процедур ее адаптации к требованиям используемой трехмерной модели АПС. В § 2.1 приводится алгоритм обработки данных объективного анализа и восстановления трехмерной структуры исходных метеорологических по-

---

<sup>1</sup> Вычислительный алгоритм расчета характеристик процесса переноса и турбулентного рассеяния примеси в ближней и дальней зонах расчетной области описывается в пятой главе.

лей по данным метеорологических станций и пункта(ов) радиозондирования атмосферы применительно к задаче расчета входной информации модели АПС. Этот алгоритм используется также для представления выходной информации модели в виде удобном для потребителя (блок 5 вычислительного алгоритма).

В § 2.2 описывается алгоритм расчета характеристик трехмерной структуры АПС в начальный момент времени по известным внешним параметрам АПС. На первом этапе этой процедуры необходимо использовать разработанную методику расчета внешних и внутренних параметров АПС по результатам обработки стандартной метеорологической информации с помощью процедур, приведенных в §2.1. Для расчета характеристик трехмерной структуры АПС в начальный момент времени на основе рассчитанных внешних и внутренних параметров АПС используется одномерный вариант модели атмосферного слоя, который подробно анализируется далее в этом параграфе.

Реализация третьего и четвертого блоков вычислительного алгоритма задачи с учетом орографии подстилающей поверхности достаточно подробно описана в §2.3. Применение концепции ближней и дальней зон распространения примеси и соответственно различных подходов к описанию процессов её рассеяния позволяет, с одной стороны, в ближней зоне совместить использование обоих типов стандартной метеорологической информации для инициализации модели и задания источников примеси - дополнительно к данным объективного анализа привлечь данные радиозондирования и метеорологических станций<sup>1</sup> в окрестности источника загрязнения, и с другой стороны, решить непростую задачу инициализации расчетов в дальней зоне на основе уравнения турбулентной диффузии. Описание методик подготовки исходной информации для расчетов в ближней и дальней зонах приведено в § 2.4.

### *2.1. Программный комплекс обработки диагностической и прогностической метеорологической информации в задаче инициализации модели АПС*

Стандартная метеорологическая информация для инициализации рассматриваемой модели АПС доступна в следующих формах:

- а) данные объективного анализа метеорологических полей, получаемые из Мировых метеорологических центров, на регулярной сетке с пространственным разрешением  $2.5^{\circ}$  по широте и долготе для Северного полушария;
- б) данные метеорологических станций и пунктов радиозондирования атмосферы на ограниченной территории на нерегулярной сетке точек.

На первом этапе инициализации проводится обработка данных применительно к задаче АПС. Для этого используется разработанный программный комплекс обра-

---

<sup>1</sup> Можно использовать в этих целях и дополнительную информацию, например данных метеорологических постов, метеорологические данные пунктов контроля загрязнения (в т.ч. и ведомственные), метеорологических мачт.

ботки метеорологической информации над заданной ограниченной территорией результатов (Степаненко и Холодов, 1995а; Степаненко и др., 1996; Степаненко, 1997):

1. оперативного анализа и прогноза метеорологических полей как входной информации в задаче восстановления внутренней структуры атмосферного пограничного слоя;
2. объективного анализа детализированной исходной информации в задаче АПС;
3. представление результатов расчетов характеристик внутренней структуры атмосферного пограничного слоя в виде удобном для потенциального потребителя.

Такой программный комплекс отвечает современным требованиям автоматизации расчетов и позволяет осуществлять анализ полей метеорологических величин и характеристик АПС с заданной степенью детализации. Этот комплекс можно использовать для создания банков в геоинформационной системе АПС над Украиной.

При подготовке входной информации для проведения расчетов циркуляционных и турбулентных характеристик АПС необходимо обрабатывать большие массивы информации, характеризующих различные атмосферные процессы в нижнем слое атмосферы. Эти процессы имеют большую протяженность по горизонтали. В задаче локального прогноза циркуляционных и турбулентных характеристик над ограниченной территорией требуются исходные поля метеорологических величин, охватывающие площадь сравнимую по размерам с синоптическими объектами. При использовании данных объективного анализа ставится задача получения из глобальных массивов данных (размеров континентов, полушарий и т.д.) выборок, охватывающих район исследования в требуемых границах. Далее с полученной выборкой можно проводить различные модельные эксперименты и результаты применять для построения пространственно-временных полей фактических и расчетных величин.

Оперативная метеорологическая информация, поставляемая мировыми гидрометеорологическими центрами, как правило, задана в узлах регулярной решетки, состоящей из широтных и долготных кругов в горизонтальной плоскости на основных изобарических поверхностях (Беркович и Шнайдман, 1979; Беркович и др., 1988).

В настоящем исследовании использовалась информация Российского Гидрометеорологического Центра, представленная в виде числовых массивов в узлах регулярной сетки с шагом 2.5 градуса по широте и долготе для Северного полушария Земли. Описание массивов приведено в табл. 2.1.

Началом координат географической сетки служит пересечение экватора и Гринвичского меридиана. Данные представлены с запада на восток через 2.5 град. до "замыкания" широтного круга. После этого широта увеличивается на шаг сетки, долгота принимает исходное значение и цикл продолжается. Таким образом, каждый полусферный массив (ПСМ) для заданной метеорологической величины пред-

ставляет собой матрицу 145x37 и насчитывает 5365 значений (Белоусов и Гофен, 1981).

Таблица 2.1.

№	Наименование параметра	Размерность	Код
1	2	3	4
1.	Давление у поверхности Земли	гПа	P99
2.	Геопотенциал на уровне 1000 гПа	метр	H00
3.	Геопотенциал на уровне 925 гПа	метр	H92
4.	Геопотенциал на уровне 850 гПа	метр	H85
5.	Геопотенциал на уровне 700 гПа	метр	H70
6.	Геопотенциал на уровне 500 гПа	метр	H50
7.	Температура точки росы у поверхности Земли	градус C <sup>0</sup>	S99
8.	Дефицит точки росы на уровне 925 гПа	градус C <sup>0</sup>	S92
9.	Дефицит точки росы на уровне 850 гПа	градус C <sup>0</sup>	S85
10.	Дефицит точки росы на уровне 700 гПа	градус C <sup>0</sup>	S70
11.	Дефицит точки росы на уровне 500 гПа	градус C <sup>0</sup>	S50
12.	Температура воздуха у поверхности Земли	градус C <sup>0</sup>	T99
13.	Температура воздуха на уровне 925 гПа	градус C <sup>0</sup>	T92
14.	Температура воздуха на уровне 850 гПа	градус C <sup>0</sup>	T85
15.	Температура воздуха на уровне 700 гПа	градус C <sup>0</sup>	T70
16.	Температура воздуха на уровне 500 гПа	градус C <sup>0</sup>	T50
17.	Зональная составляющая ветра у поверхности Земли	м/с	U99
18.	Зональная составляющая ветра на уровне 925 гПа	м/с	U92
19.	Зональная составляющая ветра на уровне 850 гПа	м/с	U85
20.	Зональная составляющая ветра на уровне 700 гПа	м/с	U70
21.	Зональная составляющая ветра на уровне 500 гПа	м/с	U50
22.	Меридиональная составл. ветра у поверхности Земли	м/с	V99
23.	Меридиональная составл. ветра на уровне 925 гПа	м/с	V92
24.	Меридиональная составл. ветра на уровне 850 гПа	м/с	V85
25.	Меридиональная составл. ветра на уровне 700 гПа	м/с	V70
26.	Меридиональная составл. ветра на уровне 500 гПа	м/с	V50
27.	Температура водной поверхности	градус C <sup>0</sup>	T98

Далее в общем случае задача распадается на две подзадачи:

1. расчеты характеристик АПС осуществляются по данным ПСМ для ограниченной территории, меньшей размеров Северного полушария;
2. расчеты характеристик АПС осуществляются для узлов регулярной сетки с шагом, меньшим шага ПСМ для ограниченной территории.

Для реализации первой подзадачи из полусферного массива (ПМ) предстоит выделять ограниченный сеточный массив (ОСМ) для исследуемой ограниченной области. Для реализации второй подзадачи при размерах исследуемой территории  $l_1 \times l_2$ , где  $l_1$  - протяженность территории по широте, а  $l_2$  - протяженность по долготе, необходимо создать два массива данных - для территории  $L_1 \times L_2$  и для территории  $l_1 \times l_2$ , где  $L_1 > l_1$ ,  $L_2 > l_2$ . Для удобства будем пользоваться терминами - *ограниченный интерполируемый массив* (ОИМ), предназначенный для интерполяции, и *ограниченный детализированный массив* (ДОМ), в узлы которого осуществляется интерполяция.

Величины превышения  $L_1 - l_1$  и  $L_2 - l_2$  определяются радиусами корреляций соответствующих метеорологических величин, используемых в алгоритме оптимальной интерполяции.

Исходный ПСМ по каждому метеорологическому сроку представлен в виде файла для работы с ним на ПЭВМ и поэтому все дальнейшие операции будут связаны с применением компьютера и специальных программных средств.

Первая подзадача может быть применена для анализа крупномасштабных атмосферных процессов естественных синоптических районов. Например, для естественного синоптического района, включающего Европу и Западную Сибирь.

Для территории Украины интерес представляет анализ мезомасштабных атмосферных процессов. Поэтому шаг сетки не должен превышать  $1^\circ$  по широте и долготе (Джонс и Редфорд, 1997). На наш взгляд, оптимальным является шаг  $0.5^\circ$  и, следовательно, из входной информации, прежде всего, необходимо создать ОИМ с шагом сетки  $2.5^\circ$ . Размеры превышения нами взяты в  $5^\circ$ , что соответствует сведениям о радиусах корреляции для анализируемых метеорологических величин из работы (Гандин и Каган, 1976).

Затем по данным ОИМ с помощью метода оптимальной интерполяции осуществляется расчет значений метеорологических величин в узлах ДОМ для исследуемой территории.

Для осуществления интерполяции и графической интерпретации полученных полей используется прикладной пакет **SURFER**, устанавливаемый на ПЭВМ. В связи с тем, что для данного пакета входные данные необходимо представлять в специальном формате, предусмотрена процедура дублирования форматов при записи файлов ОИМ и ДОМ (формат SURFER и бланковый). После получения термобарических полей в графическом и бланковом видах можно анализировать результаты и сравнивать фактические данные с расчетными.

На заключительном этапе работы с массивами ОИМ/ДОМ осуществляется создание входного массива/файла для программы **BLA**, с помощью которой будут производиться расчеты пространственно-временных полей циркуляционных и турбулентных характеристик АПС.

Из изложенного выше можно составить небольшой план-схему, суммирующую поставленные задачи по пунктам:

1. Анализ полей ПМ по дате, формату, наличию требуемых входных параметров и характеристик;
2. Извлечение ОИМ из ПМ по задаваемым географическим координатам границ ОИМ;
3. Представление полученного ОИМ в формате пакета SURFER и в бланковом виде;
4. Графический анализ полей ОИМ с описанием термобарической ситуации;
5. Получение данных ДОМ с заданным шагом сетки;
6. Графический анализ ДОМ с описанием термобарической ситуации и сопоставление графической информации с ОСМ;
7. Подготовка информации для расчета внутренней структуры АПС.

Все перечисленные пункты реализуются с помощью прикладного программного обеспечения - программы **REGION** из вычислительного комплекса **BLA** для персональных компьютеров (ПК). Текст программы приведен в приложении 1 с подробными комментариями и при дальнейшем изложении будут использоваться ссылки на конкретные процедуры и подпрограммы **REGION**.

Для начала работы необходимо подготовить системные и прикладные параметры, используемые программой **REGION** в работе. Для этого служит файл **PARAMETER.CFG**, создаваемый и редактируемый программой **SETUP**.

В программе данный этап осуществляется определением меток поиска полей определенных характеристик. Так как формат файлов ПМ имеет четко обусловленную структуру, то и поиск осуществляется по характерным меткам ("P98", "H00" и т.д.). Этот же принцип используется при задании структур считывания информации из полей метеорологических величин массива ПМ.

Сам процесс поиска необходимого ОИМ основан на том, что данные ПМ в файле представлены в виде одномерного массива протяженностью 5365 значения начинающегося от экватора и заканчивающегося Северным полюсом. Вычислив предварительно номера каких точек максимально близки к требуемым географическим границам (с перекрытием границ в максимальную сторону) исследуемого района, необходимо считать данные из точек, которые попадают в пределы исследуемой территории, и дальше работать с этими данными. Этой задаче служит цикл подпрограмм, которые осуществляют выборку ОИМ и запись величин H85, T85, S85 в файл **H000.DAT**, а величины P99, T99 и S99 в файл **Z000.DAT**. Эти файлы будут применяться пакетом **SURFER** для получения массивов ДОМ с шагом 1 град. Па-

параллельно с созданием массивов для обработки **SURFER**'ом программой создаются массивы, представляющие входные поля ОМ в бланковом виде.

Формат файла конфигурации **SETUP** представлен на следующем примере :

PARAMETR_DATA	<i>/* Заголовок файла */</i>
2473 2480	<i>/* Номера начальной и конечной точки ПМ</i>
для	
2618 2625	<i>каждой широты создаваемого ОИМ */</i>
2763 2770	
2908 2915	
;	
8 4 19 10	<i>/* Размеры сеток ОИМ и ДОМ */</i>
;	
c:\surfer\	<i>/* Директория с SURFER'ом */</i>
d:\bla\	<i>/* Директория с BLA */</i>
d:\bla\result\	<i>/* Директория с ОИМ и ДОМ */</i>
d:\bla\data\	<i>/* Директория с данными */</i>
;	
a2 reg_2'5.dat h000.dat	<i>/* Имена рабочих файлов ввода/вывода</i>
z000.dat konz nach kon	<i>ПМ/ОИМ/ДОМ */</i>
#result.dat kmx_2'5.dat	
kmy_2'5.dat kmx_1'0.dat	
kmy_1'0.dat bla000.dat	
grid.cmd	
;	

Установив все требуемые параметры, можно приступить к работе с файлами исходных данных. После запуска программы **REGION** происходит считывание конфигурации из файла **PARAMETER.CFG** и дальнейшие операции с файлами и массивами осуществляются согласно установок перечисленных в полях файла **PARAMETER.CFG**. При несоответствии рабочих параметров (пути к каталогам, названия файлов, форматы сеток и т.д.) тем, которые описаны в конфигурации, возникают ошибки в работе **REGION** и сообщения о них выводятся пользователю на монитор ПК. При правильных установках процесс обработки файла ПМ начинается с анализа полей (см. п.1 в план-схеме).

Данная методика подразумевает следующие процедуры: в первом случае создается файл выборки ОИМ в виде пригодном для использования пакетом **SURFER** (часть такого файла представлена на рис.2.1), где в первом и втором столбцах представлены координаты точек сетки (расстояние в км от осей сетки), а в третьем - значение величины в данной точке.

0.0	0.0	1013	0.0	277	1009
216	0.0	1011	210	277	1014
432	0.0	1010	421	277	1014
649	0.0	1009	632	277	1012
865	0.0	1010	843	277	1010
1082	0.0	1008	1054	277	1009
1298	0.0	1008	1265	277	1008
1515	0.0	1008	1476	277	1007

Рис. 2.1. Фрагмент файла ОИМ для использования SURFER'ом при обработке поля приземного давления

Во втором случае файл бланкового формата имеет следующий вид (рис. 2.2) и создается под именем **Reg\_2'5.dat**.

p99	h85
135 119 103 90 100 87 87 81	500 500 491 482 483 481 485 492
149 140 127 101 99 82 79 72	497 494 480 469 472 472 465 470
160 128 114 102 88 76 69 55	487 473 459 452 449 449 443 442
129 124 117 104 82 66 58 48	469 458 443 430 428 427 420 414

Рис. 2.2. Фрагмент файла ОИМ в бланковом формате

В этом случае после признака типа поля (p98 - давление у поверхности земли, h85 - геопотенциал на уровне 850 гПа, t99 и t85 - значения температур у земли и на уровне 850 гПа, s99 и s85 - значения дефицита точки росы у земли и на 850 гПа соответственно) данные представлены в следующей кодировке :

параметр p98 : если  $p \geq 1000$ , то  $p98 = (p-1000)*10$ ,  
 если  $p < 1000$ , то  $p98 = (p-900)*10$ ;  
 параметр h85 :  $h85 = h-1000$ ;  
 параметр t99 :  $t99 = t*10$  ( $t$  - температура у Земли),  
 параметр t85 :  $t85 = t*10$  ( $t$  - температура на уровне 850 гПа),  
 параметр s99 :  $s99 = s*10$  ( $s$  - дефицит точки росы у Земли),  
 параметр s85 :  $s85 = s*10$  ( $s$  - дефицит точки росы на уровне 850 гПа),

Достаточно часто нет возможности или необходимости (особенно это относится к экстремальным ситуациям или при расчетах рассеяния примеси в ближней зоне) использования данных объективного анализа. В этом случае необходимо инициализировать модель по данным метеорологических станций и пунктов радиозондирования атмосферы. Опишем методику создания ДОМ метеорологических



величин, входящих в нижнее и верхнее граничные условия трехмерной задачи с использованием данного вида исходной информации. В этом случае план-схема решения поставленной задачи имеет вид:

1. Анализ данных метеорологических станций и пунктов радиозондирования по дате, формату, наличию требуемых входных параметров и характеристик в пределах задаваемых географических координат границ ОИМ;
2. Восстановление приземных значений метеорологических величин в узлах ДОМ по приземным данным метеорологических станций с помощью пакета **SURFER** методом оптимальной интерполяции;
3. В точках пунктов радиозондирования в пределах ОИМ расчет коэффициентов интерполяционных сплайнов, аппроксимирующих вертикальные профили метеорологических величин в слое Земля - 700 гПа;
4. Интерполяция рассчитанных коэффициентов вертикальных сплайнов в узлы ДОМ на изобарических поверхностях 1000, 925, 850 и 700 гПа методом оптимальной интерполяции;
5. Получение метеорологических полей в узлах ДОМ с заданным шагом сетки по приземным данным и коэффициентам вертикальных сплайнов;
6. Графический анализ ДОМ с описанием термобарической ситуации и сопоставление графической информации с ОИМ;
7. Подготовка информации для расчета внутренней структуры АПС.

Все перечисленные пункты реализуются с помощью прикладного программного обеспечения - программы **REGION\_M** вычислительного комплекса **BLA** для персональных компьютеров (ПК).

При решении задачи, изложенной в п.3, для использования широких возможностей пакета **SURFER** в графической интерпретации различных полей (задаваемых и расчетных с сетками любых масштабов) необходимо использовать еще одну из программ составляющих комплекс **BLA**. Программа **RESSURF** разработана специально для создания большого набора небольших файлов в формате **SURFER** уже готовых для применения. Всего рассчитывается и создается около 60 файлов, содержащих значения различных циркуляционных и турбулентных характеристик. Эта программа применяется как перед расчетом динамических характеристик АПС, так и после работы комплекса **BLA** для окончательного анализа расчетных полей. Основная её часть служит обработке результатов расчетов всего комплекса **BLA**, но с её помощью мы также получим возможность графической интерпретации входных ОИМ и ДОМ для сеток с шагом  $2.5^0$  и  $1^0$ .

Проведенные численные эксперименты по использованию описанного программного комплекса (Степаненко и Абу Обед, 1995) показали возможность использования разработанного метода для подготовки исходной информации модели АПС,

а также для выявления основных закономерностей циркуляции в исследуемом районе<sup>1</sup>.

Таким образом, с помощью разработанной методики мы получаем возможность детализированного представления метеорологических полей на нижней и верхней границах пограничного слоя (метеорологические поля ДОМ). Эти данные используются для величин, входящих в нижнее и верхнее граничные условия задачи 3-х мерного АПС (см. условия (1.4.14), (1.4.16)).

## 2.2. Методика расчета характеристик внутренней структуры АПС в начальный момент времени по метеорологическим полям ДОМ

Вторым этапом блока инициализации является расчет характеристик внутренней структуры АПС во внутренних узлах трехмерной решетки в начальный момент времени. Для этой цели воспользуемся методикой *фиксированных вертикалей*, основанной на одномерной версии модели АПС (программа **BLA\_ONE** программного комплекса **BLA**). Поэтому опишем использованную одномерную модель АПС. Данная модель отвечает следующие требованиям:

- ⇒ в ней учтены основные физические факторы, формирующие структуру пограничного слоя.
- ⇒ воспроизведение вертикальных профилей метеорологических величин и интегральных параметров АПС осуществлено с точностью не меньшей, чем точность объективного анализа полей ветра и температуры на основных изобарических поверхностях.
- ⇒ в качестве входных характеристик модели используется только стандартная аэрометеорологическая информация.

Запишем используемую в методике фиксированных вертикалей систему уравнений движения для составляющих скорости ветра ( $u$ ,  $v$ ), баланса кинетической энергии турбулентности ( $b$ ) и скорости диссипации турбулентной энергии в тепло ( $\varepsilon$ ) при принятых условиях стационарности и горизонтальной однородности (Силиван и др., 1994; Шнайдман и Фоскарино, 1990):

$$\begin{aligned} \frac{d}{dz} k \frac{du}{dz} + fv &= f V_g(z) \\ \frac{d}{dz} k \frac{dv}{dz} - fu &= -f u_g(z); \end{aligned} \quad (2.2.1)$$

<sup>1</sup> Получение выборок ОИМ и ДОМ дают возможность более детально проводить исследования над определенными районами северного полушария и готовить численные массивы для модельных экспериментов. Также видно преимущество полей ДОМ из выборки ОИМ - поля ДОМ более детально описывают рас-

$$k \left[ \left( \frac{du}{dz} \right)^2 + \left( \frac{dv}{dz} \right)^2 \right] + \frac{g}{\theta_0} \frac{Q(z)}{c_p \rho} + \alpha_b \frac{d}{dz} k \frac{db}{dz} - \varepsilon = 0$$

$$k \left[ \left( \frac{du}{dz} \right)^2 + \left( \frac{dv}{dz} \right)^2 \right] + \alpha_1 \frac{g}{\theta_0} \frac{Q(z)}{c_p \rho} + \alpha_2 \frac{b}{\varepsilon} \frac{d}{dz} k \frac{d\varepsilon}{dz} - \alpha_3 \varepsilon = 0; \quad (2.2.2)$$

$$k = \alpha_3 \frac{b^2}{\varepsilon} \quad (2.2.3)$$

Сформулируем граничные условия для составляющих скорости ветра, интенсивности турбулентности и скорости диссипации:

$$\begin{aligned} \text{при } z = z_0 \quad u = v = 0 \quad b = b_0 \quad \varepsilon = \varepsilon_0 \\ \text{при } z \rightarrow \infty \quad u \rightarrow u_g; v \rightarrow v_g; b \rightarrow 0; \varepsilon \rightarrow 0 \end{aligned}$$

Здесь  $b_0$  и  $\varepsilon_0$  - значения интенсивности турбулентности и скорости диссипации на уровне шероховатости  $z_0$ .

Выписанные уравнения и граничные условия легли в основу стационарной одномерной модели пограничного слоя атмосферы, внутренняя структура которого определяется динамическим и термическим взаимодействием движущегося потока и подстилающей поверхности и характеристиками крупномасштабного атмосферного потока. К ним, прежде всего, относится скорость невозмущенного потока, которая в рамках стационарной одномерной модели принимается равной скорости геострофического ветра. При этом рассматривается бароклинное течение, в котором за счет термической адвекции составляющие геострофического ветра линейно меняются с высотой в слое от подстилающей поверхности до верхней границы пограничного слоя (в соответствии с теорией термического ветра при постоянном горизонтальном градиенте температуры). Таким образом, динамическими параметрами крупномасштабного потока, определяющими структуру АПС, являются составляющие векторов приземного геострофического ветра и вертикального градиента скорости геострофического ветра (Алоян и Абраменко, 1982; Вагер и Надежина, 1976, 1979).

Как следует из уравнения баланса кинетической энергии турбулентности, вертикальные профили характеристик АПС формируются также воздействием турбулентного потока тепла за счет работы силы плавучести. Следовательно, характеристики стратификации являются определяющими параметрами внутренней структуры АПС (Бызова и Шнайдман, 1985; Лайхтман, 1976).

Подчеркнем, что перечисленные параметры должны быть определены по стандартной диагностической и прогностической информации, продуцируемой численными моделями объективного и анализа прогноза крупномасштабных метеорологических полей, что позволяет рассчитать вертикальные профили метеорологических величин и характеристик турбулентности в нижнем слое атмосферы.

Перейдем к изложению формулировки одномерной стационарной модели планетарного пограничного слоя. Разобьем область определения искомых функции на два слоя:

а) приземный подслой толщиной  $h$ , в котором турбулентные потоки импульса и тепла постоянны по высоте, а вертикальные профили метеорологических величин и параметров турбулентности определяются с помощью характерных масштабов и универсальных функции теории подобия (Андре, 1983; Курбацкий, 1988; Орленко, 1979);

б) свободный пограничный слой толщиной  $H - h$  (где  $H$  - высота АПС), в котором вертикальные профили метеорологических величин и параметров турбулентности рассчитываются путем решения замкнутой системы, состоящей из уравнения движения, баланса кинетической энергии турбулентных вихрей, скорости диссипации турбулентной энергии в тепло, соотношения Колмогорова и аппроксимационного выражения для турбулентного потока тепла.

Выпишем соответствующие уравнения в локальной левовращательной системе координат, где ось  $X$  направлена по вектору скорости приземного ветра<sup>1</sup> или тангенциального приземного трения ( $\vec{\tau}$ ). Для удобства численной реализации задачи и уменьшения числа ее параметров введем дополнительные известные функции:  $\eta = k \frac{du}{dz}$  - продольная и  $\sigma = k \frac{dv}{dz}$  - поперечная составляющие вектора кинематического турбулентного трения  $\vec{\tau}(z)/\rho$ . Аналитические выражения для неизвестных функций в пределах приземного слоя ( $z_0 < z \leq h$ ) имеют вид:

$$u(\xi) = \frac{v_*}{\kappa} \left( \ln \frac{\xi}{\xi_0} - \psi_u(\xi) + \psi_u(\xi_0) \right); \quad v(\xi) = 0, \quad (2.2.4)$$

$$\theta(\xi) = \theta(\xi_0) + \frac{\theta_*}{\kappa} \left( \ln \frac{\xi}{\xi_0} - \psi_\theta(\xi) + \psi_\theta(\xi_0) \right), \quad (2.2.5)$$

$$\eta(\xi) = v_*^2; \quad \sigma(\xi) = 0; \quad k(\xi) = \kappa v_* L_0 \left( \frac{1}{\xi} - \frac{d\psi_u(\xi)}{d\xi} \right)^{-1} \quad (2.2.6)$$

$$b(\xi) = \alpha_\varepsilon^{-1/2} v_*^2 \sqrt{1 - \left( \frac{1}{\xi} - \frac{d\psi_u(\xi)}{d\xi} \right)^{-1}}, \quad (2.2.7)$$

<sup>1</sup> который отклонен от вектора геострофического ветра на угол  $\alpha$  - угол полного поворота ветра в АПС.

$$\varepsilon(\xi) = \frac{v_*^3}{L_0} \left( \frac{1}{\xi} - \frac{d\psi_u(\xi)}{d\xi} \right) + \frac{g}{\theta_0} \frac{Q_0}{c_p \rho}. \quad (2.2.8)$$

Укажем, что выражения для продольной и поперечной составляющих скорости, потенциальной температуры и коэффициента турбулентности выписаны на основе теории подобия Обухова-Монина (Бюзингер и др., 1971; Дайер и Бредли, 1982; Монин и Яглом, 1992; Хенвел и Сан, 1998; Хенстрем, 1996). В этих выражениях

$$L_0 = -v_*^3 / \left( \frac{g}{\theta_0} \frac{Q_0}{c_p \rho} \right), \quad (2.2.9)$$

$$\xi = z / L_0, \quad (2.2.10)$$

$$v_* = \sqrt{|\bar{\tau}_0| / \rho} \quad ; \quad \theta_* = - \frac{Q_0}{c_p \rho v_*}. \quad (2.2.11)$$

$k$  - постоянная Кармана.

Универсальные функции  $\psi_u(\xi)$  и  $\psi_\theta(\xi)$  описывают отклонения вертикальных профилей ветра и температуры от логарифмических за счет отличия температурной стратификации от безразличной ( $\psi_u(0) = \psi_\theta(0) = 0$ ). Интенсивность турбулентности  $b$  рассчитана с помощью уравнения баланса кинетической энергии, в котором для приземного слоя компенсируют друг друга продукция, работа силы плавучести и диссипация. Для расчетов по формулам (2.2.4) - (2.2.8) необходимо оценить величины  $v_*$ ,  $Q_0$  и  $z_0$ . Методика определения  $z_0$  описана в § 1.2, а схема расчетов  $V_*$  и  $Q_0$ , будет приведена ниже.

С учетом дополнительных неизвестных функций  $\eta(z)$  и  $\sigma(z)$  система дифференциальных уравнений и граничных условий для свободного пограничного слоя представлена в виде (Алоян и др., 1981; Шнайдман и Фоскарини, 1990):

$$\frac{d^2 \eta}{dz^2} + f \frac{\sigma}{k} = f \frac{dv_g}{dz}, \quad (2.2.15)$$

$$\frac{d^2 \sigma}{dz^2} - f \frac{\eta}{k} = -f \frac{du_g}{dz}, \quad (2.2.16)$$

$$\frac{\eta^2 + \sigma^2}{k} + \frac{g}{\theta_0} \frac{Q(z)}{c_p \rho} + \alpha_b \frac{d}{dz} k \frac{db}{dz} - \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{k} = 0, \quad (2.2.17)$$

$$\frac{\eta^2 + \sigma^2}{k} + \alpha_1 \frac{g}{\theta_0} \frac{Q(z)}{c_p \rho} + \alpha_2 \frac{b}{\varepsilon} \frac{d}{dz} k \frac{d\varepsilon}{dz} - \alpha_3 \varepsilon = 0, \quad (2.2.18)$$

$$h = \begin{cases} 0.028\mu_0^{-1}L_e & \mu_0 \geq 5 \\ 0.03 L_e & -5 \leq \mu_0 < 5 \\ 0.01|\mu_0|^{1/2} L_e & \mu_0 < -5 \end{cases} \quad (2.2.19)$$

$$\eta(h) = v_*^2 \quad ; \quad \sigma(h) = 0$$

$$b(h) = \alpha_\varepsilon^{-1/2} v_*^2 \sqrt{1 - \left[ \frac{L_0}{h} - \frac{d}{d\xi} \psi_u(\xi) \right]_{\xi=\frac{h}{L_0}}^{-1}}, \quad (2.2.20)$$

$$k(h) = \kappa v_* L_0 \left[ \frac{L_0}{h} - \frac{d}{d\xi} \psi_u(\xi) \right]_{\xi=\frac{h}{L_0}}^{-1},$$

$$\varepsilon(h) = \alpha_\varepsilon b^2(h) / k(h) \quad \eta(H) = k(H) \frac{du_g}{dz},$$

$$\sigma(H) = k(H) \frac{dv_g}{dz} \quad b(H) = \delta b(h),$$

$$\varepsilon(H) = \delta \varepsilon(h) ; \quad (2.2.21)$$

$$u(z) = u(h) + \int_h^z \frac{\eta(z')}{k(z')} dz',$$

$$v(z) = \int_h^z \frac{\sigma(z')}{k(z')} dz' ; \quad (2.2.22)$$

$$L_e = \kappa v_* / |f| ; \quad \mu_0 = L_e / L_0 . \quad (2.2.23)$$

Выражение для  $h$  взято из работ Алояна и др. (1981), Шнайсмана (1990). Следует, однако, отметить, что в качестве уровня  $h$  можно взять любую высоту, лежащую в пределах приземного подслоя, что существенно снижает требования к выбору величины  $h$ .

В рассмотренной постановке задачи удалось связать дифференциальные характеристики  $u(z)$ ,  $v(z)$ ,  $b(z)$ ,  $\varepsilon(z)$ ,  $k(z)$ ,  $Q(z)$  с заданными внешними параметрами пограничного слоя ( $u_{gs}$ ,  $v_{gs}$ ,  $\frac{du_g}{dz}$ ,  $\frac{dv_g}{dz}$ ,  $(\frac{d\theta}{dz})_H$ ) и подлежащими определению внут-

ренными ( $v_*$ ,  $\alpha$ ,  $Q_0$ ) интегральными параметрами АПС и вертикальным профилем  $Q(z)$ .

Для определения параметров динамического взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности ( $v_*$ ,  $\alpha$ ) воспользуемся уравнениями движения (2.2.1), проинтегрированными в пределах свободного пограничного слоя. Тогда с учетом граничных условий (2.2.19) и соотношений

$$k \frac{du}{dz} = v_*^2 \cos \alpha, \quad k \frac{dv}{dz} = v_*^2 \sin \alpha \quad \text{при } z \leq h \quad (\text{ось } X - \text{направлена по направлению приземного геострофического ветра})$$

получим:

$$f \int_h^H (v(z) - v_g(z)) dz = v_*^2 \cos \alpha, \quad (2.2.24)$$

$$f \int_h^H (u(z) - u_g(z)) dz = -v_*^2 \sin \alpha; \quad (2.2.25)$$

$$\operatorname{tg} \alpha = - \frac{\int_h^H (u(z) - u_g(z)) dz}{\int_h^H (v(z) - v_g(z)) dz}; \quad (2.2.26)$$

$$v_* = f^{1/2} \left[ \left( \int_h^H (u(z) - u_g(z)) dz \right)^2 + \left( \int_h^H (v(z) - v_g(z)) dz \right)^2 \right]^{1/4}. \quad (2.2.27)$$

Здесь  $\alpha$  - угол отклонения приземного ветра от геострофического. Соотношения (2.2.26), (2.2.27) связывают  $v_*$  и  $\alpha$  с интегралами от компонентов векторов агеострофических отклонений скорости ветра.

Для определения приземного турбулентного потока тепла  $Q_0$ - параметра термического взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью - в рамках сформулированной задачи необходимо привлечь дополнительную информацию о перепаде потенциальных температур в приземном подслое. Из выражения для перепада потенциальной температуры (2.2.5) находим :

$$\frac{Q_0}{c_p \rho} = -\kappa v_* \left[ \ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_\theta \left( \frac{z_2}{L_0} \right) + \psi_\theta \left( \frac{z_1}{L_0} \right) \right]^{-1} (\theta(z_2) - \theta(z_1)). \quad (2.2.28)$$

Однако, оперативная информация, как правило, содержит сведения о температуре на уровнях метеорологической будки и изобарических поверхностях  $AT_{925}$  и

$AT_{850}$ , т.е. вблизи верхней границы пограничного слоя. В таком случае, если предположить, что  $z_2=h$ , то, проинтегрировав выражение для  $\frac{d\theta}{dz}$  в пределах свободного пограничного слоя и подставив значение  $\theta(h)$  в выражение для разности  $\theta(h) - \theta(z_1)$ , найденное из теории подобия, можно получить

$$\frac{Q_0}{c_p \rho} = -\kappa v_* \frac{\theta(H) - \theta(z_1) - \int_h^H \frac{Q(z)}{\alpha_\theta K(z)} \frac{dz}{c_p \rho}}{\ln \frac{h}{z_1} - \psi_\theta\left(\frac{h}{L_0}\right) + \psi_\theta\left(\frac{z_1}{L_0}\right)}. \quad (2.2.29)$$

Наконец, при отсутствии информации на уровне метеорологической будки можно воспользоваться разностью  $\theta(H) - \theta(z_0)$ , при этом величина  $\theta(z_0)$  определялась из уравнения теплового баланса на уровне подстилающей поверхности. При разработке модели предполагалось известным  $\delta\theta = \theta(z_2) - \theta(z_1)$ , либо  $\delta\theta = \theta(H) - \theta(z_1)$ . Эти перепады позволяют рассчитать приземный турбулентный поток тепла  $Q_0$  без привлечения уравнения теплового баланса на уровне подстилающей поверхности. Такой метод расчета  $Q_0$  является приближенным, так как в реальных условиях перепад потенциальных температур может отличаться от значений, предсказываемых теорией подобия. Однако, при надлежащем выборе универсальных функций рассчитанные и измеренные перепады потенциальной температуры согласованы между собой.

Для решения уравнений (2.2.17) и (2.2.18) необходимо рассчитать вертикальный профиль турбулентного потока тепла  $Q(z)$ . В рамках одномерной задачи он представляется склейкой постоянного значения  $Q_0$  (2.1.29) и значения турбулентного потока тепла вблизи верхней границы АПС -  $Q_H$ , равного

$$\frac{Q_H}{C_p \rho} = -\alpha_T k(H) \left( \frac{d\Theta}{dz} \right)_H, \quad (2.2.30)$$

где величина  $\left( \frac{d\Theta}{dz} \right)_H$  - вертикальный градиент потенциальной температуры в свободной атмосфере вблизи верхней границы АПС.

Таким образом, все характеристики внутренней структуры АПС выражены через внешние параметры - составляющие скорости геострофического ветра и вектор вертикального градиента геострофического ветра в АПС, перепад потенциальной температуры по вертикали в пограничном слое и вблизи его верхней границы, шероховатость подстилающей поверхности и параметр Кориолиса.

Перечисленные метеорологические величины должны рассчитываться по стандартной аэросиноптической информации. В качестве исходной информации для рас-



чета внешних параметров АПС используются метеорологические поля ДОМ, рассчитанные по данным объективного анализа полей метеорологических величин, и/или данные метеорологических станций, пунктов радиозондирования атмосферы. Из данных полей ДОМ используются геопотенциал и температура на основных изобарических поверхностях 1000, 850 и 700 гПа либо 1000, 925 и 850 гПа.

По значениям геопотенциала  $H_{1000}$  и  $H_{925}$ <sup>1</sup> в узлах регулярной сетки рассчитаны в стандартной системе координат составляющие геострофического ветра вблизи подстилающей поверхности ( $u_{gs}$ ,  $v_{gs}$ ) и верхней границы АПС ( $u_{gh}$ ,  $v_{gh}$ ). По разностям составляющих геострофического ветра и высотам  $H_{1000}$  и  $H_{925}$  получены составляющие вектора вертикального градиента геострофического ветра  $(\frac{du_g}{dz}, \frac{dv_g}{dz})$ .

Таким образом проводится оценка внешних динамических характеристик воздушной массы.

При описании стратификации в приземном подслое по данным объективного анализа температуры на основных изобарических поверхностях возникли существенные трудности, связанные с наличием данных о температуре лишь на уровнях  $AT_{1000}$  и  $AT_{850}$ , либо в лучшем случае, на  $AT_{1000}$  и  $AT_{925}$ . При оценке стратификации в приземном подслое по температуре на  $AT_{1000}$  и  $AT_{850}$  за счет осреднения по слою, значительно превосходящему по толщине приземный подслон, происходит смещение оцененной стратификации в сторону более устойчивой по сравнению с реальной, что особенно четко проявляется в условиях неустойчивой стратификации в АПС. Поэтому для приближенного учета мезомасштабной конвекции и устранения влияния осреднения по слою большой мощности при расчете перепада потенциальных температур используется модифицированный градиент  $\gamma_R$ . тогда перепад потенциальных температур в слое 50 - 2 м равен

$$\delta\theta = \left[ \gamma_R + \frac{(T_{850} - T_{1000})}{(H_{850} - H_{1000})} \right] \times 48. \quad (2.2.31)$$

Следует подчеркнуть, что введение модифицированного вертикального градиента  $\gamma_R$  можно интерпретировать как использование выражения для турбулентного потока тепла с учетом противогradientной добавки (Дирдорф, 1966). Оценка величины  $\gamma_R$  осуществлена по данным радиозондирования. Как показали численные эксперименты выбор  $\gamma_R = 0,65.10$  К/м позволил в 90% случаев воспроизвести неустойчивую стратификацию в приземном подслое по данным о температуре на уровне метеорологической будки и вблизи поверхности  $AT_{850}$ , что подтверждено расчета-

<sup>1</sup> \* При отсутствии информации на поверхности  $H_{925}$  вместо нее используются данные на поверхности  $H_{850}$ .

ми, приведенными в главе 3. Следует подчеркнуть, что указанная величина  $\gamma_R$  оказалась близкой к равновесному градиенту, используемому в работе Орленко (1979).

Вертикальная производная от потенциальной температуры в свободной атмосфере вблизи верхней границы АПС  $\left(\frac{d\theta}{dz}\right)_H$  определяется по  $T_{850}$  и  $T_{925}$  либо по  $T_{700}$  и  $T_{850}$ . Для каждого узла регулярной сети определен также и параметр Кориолиса.

Для расчета внутренних интегральных параметров АПС ( $v_*$ ,  $\alpha$ ,  $Q_0$ ) в одномерной модели использована методика параметризации, суть которой заключается в использовании аналитических связей между безразмерными внутренними и внешними параметрами АПС. Аналитические выражения, описывающие эти связи, имеют, как правило, вид полиномов, коэффициенты которых определяются методом наименьших квадратов. В качестве безразмерных внешних динамических параметров используются число Россби ( $Ro$ ), параметры бароклинности  $\lambda_x$  и  $\lambda_y$ :

$$Ro = \frac{|\vec{V}_{qs}|}{f \cdot z_0}; \quad \tilde{\lambda}_x = \frac{\kappa^2}{f} \frac{dv_g}{dz}; \quad \tilde{\lambda}_y = -\frac{\kappa^2}{f} \frac{du_g}{dz}. \quad (2.2.32)$$

Величины  $\tilde{\lambda}_x$ ,  $\tilde{\lambda}_y$  рассчитываются в стандартной, а  $\lambda_x$ ,  $\lambda_y$  - в локальной системах координат.

Полученные термические характеристики воздушной массы использованы для расчета внешних термических безразмерных параметров АПС:

$$S = \frac{\frac{g}{\bar{\theta}} \delta\theta}{f |\vec{V}_{qs}|}; \quad v = \frac{\kappa^4 \frac{g}{\bar{\theta}} \left(\frac{d\theta}{dz}\right)_H}{f^2}; \quad \text{где } \bar{\theta} = \frac{\theta_{1000} + \theta_{850}}{2}. \quad (2.2.33)$$

Следует подчеркнуть, что описанная методика определения входных параметров по данным объективного анализа может быть использована для расчета интегральных характеристик АПС как самостоятельная прикладная задача теории АПС. При решении прикладных задач методика определения входных параметров играет важную роль, так как степень точности их определения и соответствия физической постановке задачи существенно влияют на достоверность полученных результатов. В работе Степаненко и Шнайсмана (1983) была произведена верификация модели и получено, что разработанная модель хорошо согласована с экспериментальными данными. Точность расчета интегральных параметров АПС превосходила другие теоретические модели, что подтвердило возможность ее использования для целей параметризации (Беркович и др., 1989).

В качестве безразмерных внутренних интегральных параметров приняты:

- геострофический коэффициент трения ( $\chi$ )

$$\chi = \frac{v_*}{\left( \kappa \left| \bar{v}_{gs} \right| \right)}, \quad (2.2.34)$$

- угол отклонения фактического приземного ветра от геострофического ( $\alpha$ );

- внутренний параметр стратификации ( $\mu_0$ ).

Безразмерные внутренние параметры  $\mu_0$ ,  $\alpha$ ,  $\chi$  являются функциями безразмерных внешних параметров стратификации ( $S$ ), бароклинности ( $\lambda_x, \lambda_y$ ) и числа Россби ( $Ro$ ) (Андре, 1983; Шнайдман и Фоскарино, 1990). Вид функций  $\chi(Ro, S, \lambda_x, \lambda_y)$ ,  $\alpha(Ro, S, \lambda_x, \lambda_y)$ ,  $\mu_0(S)$  получен на основании численных экспериментов и имеет вид:

$$\chi = m_1 (0,252 - 0,032 \lg Ro - 0,14 \cdot 10^{-3} S + 0,13 \cdot 10^{-2} (\lg Ro)^2 + 0,26 \cdot 10^{-4} \lg Ro \cdot S + 0,64 \cdot 10^{-6} S^2) \quad (2.2.35)$$

$$\alpha = m_2 (78 - 12 \lg Ro + 3,5 \cdot 10^{-2} S + 0,47 (\lg Ro)^2 + 0,28 \cdot 10^{-2} \lg Ro \cdot S - 0,64 \cdot 10^{-2} S^2) \quad (2.2.36)$$

$$\mu_0 = \begin{cases} 5,3 \cdot 10^{-3} L_e \left( \sqrt{1 - 18,8 S / (L_e \chi)} - 1,0 \right) & S \geq 0 \\ 0,17 \frac{S}{\chi} \left( 3,2 - 2 \ln \frac{1 + \sqrt{1 - 450 / L_0}}{1 + \sqrt{1 - 18 / L_0}} \right) & S < 0 \end{cases} \quad (2.2.37)$$

$$m_1 = \begin{cases} 1,0 & S > 15 \\ 1 - 1,2 \cdot 10^{-2} \lambda_x - 5,0 \cdot 10^{-2} \lambda_y & S \leq 15 \end{cases} \quad (2.2.38)$$

$$m_2 = \begin{cases} 1,0 & S > 15 \\ 1 + 4,5 \cdot 10^{-2} \lambda_x - 1,9 \cdot 10^{-2} \lambda_y & S \leq 15 \end{cases} \quad (2.2.39)$$

Величины  $\mu_0$ ,  $\alpha$ ,  $\chi$  являются исходными для расчета зависимости от безразмерной вертикальной координаты  $z_n = z / L_e$  безразмерных искомых функций:

- составляющих скорости ветра  $u_n = u / (v_* / \kappa)$ ;  $v_n = v / (v_* / \kappa)$

- температуры  $\theta_n = -\theta / (Q_0 / (c_p \rho v_*))$

- коэффициента турбулентности  $k_n = k / (\kappa v_* L_e)$

- интенсивности турбулентности  $b_n = b / (\alpha_\varepsilon^{-1/2} \cdot v_*^2)$

- диссипации кинетической энергии турбулентных вихрей

$$\varepsilon_n = \frac{\varepsilon}{v_*^3 / \kappa L_e} . \quad (2.2.40)$$

Здесь: 
$$b = \frac{\overline{u'_\alpha u'_\alpha}}{2} , \quad (2.2.41)$$

$$\varepsilon = \frac{\nu}{2} \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 \overline{\left( \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v'_j}{\partial x_i} \right)^2} . \quad (2.2.42)$$

Безразмерные искомые функции определяются с помощью универсальных функций теории подобия Обухова-Монина в приземном подслое и с помощью решения замкнутой системы уравнений АПС в свободном пограничном слое.

Уточним, что в приземном подслое турбулентные потоки тепла, импульса и водяного пара не зависят от вертикальной координаты и структура этого слоя определяется динамическим, термическим и влажным воздействием подстилающей поверхности, а в свободном АПС к ним добавляется воздействие крупномасштабного фоновых потока. В результате объединения процедур решения для приземного и свободного слоев получаются полные профили безразмерных характеристик внутренней структуры АПС.

Размерные вертикальные профили  $u(z)$ ,  $v(z)$ ,  $\theta(z)$ ,  $K(z)$ ,  $b(z)$ ,  $\varepsilon(z)$  находятся из соотношений (2.2.40) по рассчитанным безразмерным профилям и интегральным параметрам. Начальный вертикальный профиль массовой доли водяного пара восстанавливается с помощью линейной интерполяции по приземным значениям и величинам на  $AT_{850}$ .

В методике фиксированных вертикалей расчета начальных полей искомых характеристик пограничного слоя предусмотрены два варианта восстановления нулевого приближения во всей трехмерной области в зависимости от мощности используемой вычислительной техники:

- ⇒ в упрощенном варианте расчеты вертикальной структуры АПС по одномерной модели проводятся в опорных точках области расчетов, а затем с помощью пакета **SURFER** интерполируются во все узлы области расчетов;
- ⇒ в основном варианте во всех внутренних узлах области расчетов восстановление вертикальной структуры характеристик АПС проводится по одномерной модели АПС.

Таким образом осуществлена реализация блока восстановления начальных значений искомых функций в узлах регулярной решетки.

### 2.3. Вычислительный алгоритм восстановления турбулентно-циркуляционной структуры нижнего слоя атмосферы

В данном параграфе рассмотрим оставшиеся блоки вычислительного алгоритма задачи восстановления внутренней структуры АПС - "*Представление дифференциальной задачи в конечно-разностном виде*" и "*Численное решение системы уравнений АПС*". Необходимость совместного описания обоих блоков диктуется тем, что конечно-разностное представление зависит от выбора численной схемы интегрирования отдельных уравнений системы (Андерсен и др., 1990; Марчук, 1989; Роуч, 1980).

Для сокращения записи введем обозначения для дифференциальных операторов, общих для всех прогностических уравнений (1.3.1) - (1.3.4), (1.3.6) - (1.3.7) (движения, притока тепла, переноса водяного пара, кинетической энергии турбулентности, скорости диссипации)

$$A(f) = \frac{\partial(uf)}{\partial x} + \frac{\partial(vf)}{\partial y} + \frac{\partial(\tilde{w}f)}{\partial z}, \quad (2.3.1)$$

$$\tilde{w} = w + w_{op}, \quad w_{op} = G_1 u + G_2 v \quad (2.3.2)$$

$$\left. \begin{aligned} F_{vf} &= \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial f}{\partial z} \\ F_{Hf} &= \frac{D_r}{D_x} k_L \frac{D_r(f)}{D_x} + \frac{D_r}{D_y} k_L \frac{D_r(f)}{D_y} \end{aligned} \right\} \quad (2.3.3)$$

Воспользуемся полунявной схемой интегрирования по времени. Производные по времени заменяются односторонними направленными вперед разностями, пространственные производные - центральными разностями (Като, 1997). Во всех уравнениях члены, относящиеся к вертикальному турбулентному обмену записываются в будущий момент времени, а в уравнениях движения в будущий момент записываются и Кориолисовы члены.

Запишем конечно-разностную аппроксимацию для операторов  $\frac{\partial f}{\partial t}$ ,  $A(f)$ ,

$F_{vf}$ ,  $F_{Hf}$ :

$$\left( \frac{\partial f}{\partial t} \right)_{ijm} = \frac{f_{ijm}^{n+1} - f_{ijm}^n}{\delta t} \quad (2.3.4)$$

$$\begin{aligned}
A(f_{ijm}^n) = & 0,5(\delta x)^{-1} \left( u_{i+1jm}^n f_{i+1jm}^n - u_{i-1jm}^n f_{i-1jm}^n \right) + 0,5(\delta y)^{-1} \left( v_{ij+1m}^n f_{ij+1m}^n - v_{ij-1m}^n f_{ij-1m}^n \right) + \\
& + 0,5(\delta z_m + \delta z_{m+1})^{-1} \left( \tilde{w}_{ijm+1}^n f_{ijm+1}^n - \tilde{w}_{ijm-1}^n f_{ijm-1}^n \right)
\end{aligned} \quad (2.3.5)$$

$$\begin{aligned}
\frac{D_r}{Dx} k_L \frac{D_r(f)}{Dx} = & \frac{k_{i+1jm}}{(\delta x)^2} (f_{i+2jm} - f_{i+1jm}) + \frac{k_{i+1jm} G_1(i+1, j)}{\delta x \delta z} (f_{i+1jm+1} - f_{i+1jm}) - \\
& - \left( \frac{k_{ijm}}{(\delta x)^2} + \frac{k_{ijm} G_1(i, j)}{\delta x \delta z} \right) (f_{i+1jm} - f_{ijm}) - \left( \frac{k_{ijm} G_1^2(i, j)}{(\delta z)^2} + \frac{k_{ijm} G_1(i, j)}{\delta x \delta z} \right) (f_{ijm+1} - f_{ijm}) + \\
& + \frac{k_{ijm+1} G_1(i, j)}{\delta x \delta z} (f_{i+1jm+1} - f_{ijm+1}) - \frac{k_{ijm+1} G_1^2(i, j)}{(\delta z)^2} (f_{ijm+2} - f_{ijm+1}) \equiv F_1,
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\frac{D_r}{Dy} k_L \frac{D_r(f)}{Dy} = & \frac{k_{ij+1m}}{(\delta y)^2} (f_{ij+2m} - f_{ij+1m}) + \frac{k_{ij+1m} G_2(i, j+1)}{\delta y \delta z} (f_{ij+1m+1} - f_{ij+1m}) - \\
& - \left( \frac{k_{ijm}}{(\delta y)^2} + \frac{k_{ijm} G_2(i, j)}{\delta y \delta z} \right) (f_{ij+1m} - f_{ijm}) - \left( \frac{k_{ijm} G_2^2(i, j)}{(\delta z)^2} + \frac{k_{ijm} G_1(i, j)}{\delta y \delta z} \right) (f_{ijm+1} - f_{ijm}) + \\
& + \frac{k_{ijm+1} G_2(i, j)}{\delta y \delta z} (f_{ij+1m+1} - f_{ijm+1}) - \frac{k_{ijm+1} G_2^2(i, j)}{(\delta z)^2} (f_{ijm+2} - f_{ijm+1}) \equiv F_2 \\
(F_{Hf})_{ijm}^n = & F_1 + F_2
\end{aligned} \quad (2.3.6)$$

Оба оператора  $A$  и  $F$  представлены в явной форме и вычисляются по значениям искомых функций в текущий момент времени ( $n$ ). Для вертикального турбулентного обмена оператор  $F_{vf}$  берется в полунявной конечно-разностной форме, т.е. искомая функция  $f$  записывается в будущий момент времени ( $n+1$ ), а коэффициенты вертикального турбулентного обмена в текущий момент ( $n$ ). Тогда конечно-разностная форма оператора  $F_{vf}$  имеет вид:

$$\begin{aligned}
(F_{vf})_{ijm}^{n+1} = & (\delta z_m + \delta z_{m+1})^{-1} \left[ f_{ijm+1}^{n+1} \frac{k_{ijm+1}^n + k_{ijm}^n}{\delta z_{m+1}} - f_{ijm}^{n+1} \left( \frac{k_{ijm+1}^n + k_{ijm}^n}{\delta z_{m+1}} + \frac{k_{ijm}^n + k_{ijm-1}^n}{\delta z_m} \right) + \right. \\
& \left. + f_{ijm-1}^{n+1} \frac{k_{ijm}^n + k_{ijm-1}^n}{\delta z_m} \right] = a_{ijm+1}^n f_{ijm+1}^{n+1} - a_{ijm}^n f_{ijm}^{n+1} + a_{ijm-1}^n f_{ijm-1}^{n+1}
\end{aligned} \quad (2.3.7)$$

Следует иметь ввиду, что для сформулированной задачи вид конечно-разностной аппроксимации в значительной степени определяет точность решения. В связи с этим здесь подробно описан этот этап исследований.

Приведенная конечно-разностная аппроксимация применяется к уравнениям движения, дифференциальная форма которых имеет вид<sup>1</sup> (см. (1.3.1) - (1.3.2)):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + A(u) = -\frac{1}{\rho} \frac{D_r(p)}{Dx} + f v + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{D_r}{Dx} (k_L D_T) + \frac{D_r}{Dy} (k_L D_n), \quad (2.3.8)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + A(v) = -\frac{1}{\rho} \frac{D_r(p)}{Dy} - f u + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{D_r}{Dx} (k_L D_n) + \frac{D_r}{Dy} (k_L D_T) \quad (2.3.9)$$

Члены выражающие силу барического градиента с учетом (1.3.14) представлены в виде:

$$\left. \begin{aligned} -\frac{1}{\rho} \frac{D_r(p)}{Dx} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + G_1 g = -f v_g + G_1 g \\ -\frac{1}{\rho} \frac{D_r(p)}{Dy} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + G_2 g = f u_g + G_2 g \end{aligned} \right\}. \quad (2.3.10)$$

Таким образом, алгоритм вычисления составляющих силы барического градиента сведен к предварительному расчету составляющих геострофического ветра. При этом на вертикальный профиль геострофического ветра накладывается требование стремления к заданным величинам  $\bar{v}_{gs}$  и  $\bar{v}_{gn}$  на уровнях  $P = P_s, P_9 = 925$  гПа и  $P_8 = 850$  гПа. Во внутренних узлах регулярной сетки расчет осуществляется с помощью методики термического ветра для каждого уровня по вертикали. Сразу отметим, что т.к. шаги по вертикали достаточно малы, то соотношения термического ветра выполняется с высокой степенью точности. Кроме того, по сути, учитывается изменение горизонтального градиента температуры по высоте. К сожалению, требуемые условия выхода на  $\bar{v}_{gs}$  и  $\bar{v}_{gn}$  выполняются не всегда. Поэтому для их обеспечения вводится весовая функция и расчет  $\bar{v}_g(z)$  выполняется в слоях  $P_s \div P_9$  и  $P_9 \div P_8$  по формуле

$$\bar{v}_g(z) = \alpha(z) [\bar{v}_g(z_m) + \bar{v}_T \times z] + (1 - \alpha(z)) [\bar{v}_g(z_{m+1}) - \bar{v}_T \times (H - z)]. \quad (2.3.11)$$

<sup>1</sup> Как уже было принято в параграфе 1.3, для удобства будем обозначать координатные оси орографической системы координат (1.2.10) привычными обозначениями  $x, y, z$ , имея в виду, что вертикальная координата  $z$  отсчитывается от уровня подстилающей поверхности, т.о.  $z \equiv \zeta = \tilde{z} - \Gamma(x, y)$ , где  $\tilde{z}$  - вертикальная координата, отсчитываемая от уровня моря.

Здесь:  $\vec{v}_T$  - термический ветер в слое  $z_m - z_{m+1}$ ,  $z = \frac{z_m + z_{m+1}}{2}$ ,  $\alpha(z)$  - весовая функция стремящаяся:

$\Rightarrow$  в слое  $P_8 \div P_9$   $\alpha \rightarrow 1$  при  $z \rightarrow z_0$  и  $\alpha \rightarrow 0$  при  $z \rightarrow (H_{925} - \Gamma)$ , где  $\Gamma$  - высота рельефа;

$\Rightarrow$  в слое  $P_9 \div P_8$   $\alpha \rightarrow 1$  при  $z \rightarrow (H_{925} - \Gamma)$  и  $\alpha \rightarrow 0$  при  $z \rightarrow H$ , где  $H$  - высота расчетной области, отсчитываемая от подстилающей поверхности.

Весовая функция  $\alpha$  подобрана на основании численных экспериментов.

Если собрать члены, относящиеся к будущему  $(n+1)$  и к текущему  $(n)$  моментам времени, то уравнения движения в конечно-разностной форме можно представить в виде

$$\begin{aligned} \frac{1}{\delta t} u_{ijm}^{n+1} - f v_{ijm}^{n+1} - \left( b_{ijm-1}^n u_{ijm-1}^{n+1} - b_{ijm}^n u_{ijm}^{n+1} + b_{ijm+1}^n u_{ijm+1}^{n+1} \right) &= -A^n(u_{ijm}) - f(v_g)_{ijm}^n + (F_{Hu})_{ijm}^n + \frac{1}{\delta t} u_{ijm}^n, \\ \frac{1}{\delta t} v_{ijm}^{n+1} + f u_{ijm}^{n+1} - \left( a_{ijm-1}^n v_{ijm-1}^{n+1} - a_{ijm}^n v_{ijm}^{n+1} + a_{ijm+1}^{n+1} v_{ijm+1}^{n+1} \right) &= -A^n(v_{ijm}) + f(u_g)_{ijm}^n + (F_{Hv})_{ijm}^n + \frac{1}{\delta t} v_{ijm}^n \end{aligned} \quad (2.3.12)$$

или

$$\begin{aligned} b_{ijm+1}^n u_{ijm+1}^{n+1} - \left( b_{ijm}^n + \frac{1}{\delta t} \right) u_{ijm}^{n+1} + b_{ijm-1}^n u_{ijm-1}^{n+1} + f v_{ijm}^{n+1} &= f(v_g)_{ijm}^n + A(u_{ijm}^n) - (F_{Hu})_{ijm}^n - \frac{1}{\delta t} u_{ijm}^n \equiv \psi_1 \\ a_{ijm+1}^n v_{ijm+1}^{n+1} - \left( a_{ijm}^n + \frac{1}{\delta t} \right) v_{ijm}^{n+1} + a_{ijm-1}^n v_{ijm-1}^{n+1} - f u_{ijm}^{n+1} &= -f(u_g)_{ijm}^n + A(v_{ijm}^n) - (F_{Hv})_{ijm}^n - \frac{1}{\delta t} v_{ijm}^n \equiv \psi_2 \end{aligned} \quad (2.3.13)$$

Представленную систему уравнений запишем в матричном виде:

$$LU_{m+1} - MU_m + NU_{m-1} = \psi, \quad (2.3.14)$$

$$\begin{aligned} U_m &= \begin{pmatrix} u_{ijm} \\ v_{ijm} \end{pmatrix} \quad L = \begin{pmatrix} a_{ijm+1}^n & 0 \\ 0 & a_{ijm+1}^n \end{pmatrix} \quad N = \begin{pmatrix} a_{ijm-1}^n & 0 \\ 0 & a_{ijm-1}^n \end{pmatrix}, \\ M &= \begin{pmatrix} a_{ijm}^n + 1/\delta t & -f \\ f & a_{ijm}^n + 1/\delta t \end{pmatrix} \quad \psi = \begin{pmatrix} \psi_1 \\ \psi_2 \end{pmatrix}. \end{aligned} \quad (2.3.15)$$

Обратим внимание, что операторы  $(F_{Hu})_{ijm}^n$  и  $(F_{Hv})_{ijm}^n$  представляются как производные по  $X$  и  $Y$  от произведений  $k_L D_S$  и  $k_L D_T$ . Поэтому предварительно запи-



ссылаются конечно-разностная форма  $D_T = \frac{D_r u}{D_x} - \frac{D_r v}{D_y}$ , и  $D_S = \frac{D_r v}{D_x} + \frac{D_r u}{D_y}$ , а затем согласно уравнениями (2.2.8) и (2.2.9) находятся  $F_{Hu} = \frac{D_r}{D_x}(k_L D_T) + \frac{D_r}{D_y}(k_L D_n)$  и  $F_{Hv} = \frac{D_r}{D_x}(k_L D_n) + \frac{D_r}{D_y}(k_L D_T)$  в конечно-разностной явной форме.

Операторы  $A(u_{ijm}^n)$  и  $A(v_{ijm}^n)$  находятся по (2.3.5).

Общими для всех уравнений являются также боковые граничные условия - условия излучения, которые формулируются в виде (1.4.13):

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + c_\varphi \frac{\partial \varphi}{\partial n} = 0 \quad (2.3.16)$$

для

$$\begin{aligned} x=0 \quad y=y_1, y_2 \dots y_{N-1} & \quad y=0 \quad x=x_1, x_2 \dots x_N \\ x=x_N \quad y=y_1, y_2 \dots y_{N-1} & \quad y=y_N \quad x=x_1, x_2 \dots x_{N-1} \end{aligned}$$

Соответственно, в качестве нормали "n" выбирается пространственная координата: при  $x=0$  и  $x=x_N$   $n=x$ , при  $y=0$  и  $y=y_N$   $n=y$ .

Прежде всего отметим, что условие (2.3.16) отражает эффект переноса волновых возмущений. Поэтому в качестве  $\varphi$  необходимо взять отклонение искомым функций трехмерной задачи от их значений, рассчитанных с помощью одномерной версии пограничного слоя. Эти значения рассчитываются в начальный момент времени. В упрощенном варианте счета можно положить, что на граничных боковых плоскостях сохраняются (без пересчета) значения рассчитанные по одномерной модели. Рассматриваемая процедура применения условий излучения уточняет этот вариант. Однако вернемся к условиям излучения. Помня, что нами обозначено через  $\varphi$ , распишем (2.2.16) по явной схеме для случая  $\{x=0, y=y_i (i=1, 2, \dots, N-1)\}$ .

Тогда конечно-разностная аппроксимация имеет вид (см. подробнее главу 5):

$$\frac{\varphi_{0jm}^{n+1} - \varphi_{0jm}^n}{\delta t} + c_\varphi \frac{\varphi_{1jm}^n - \varphi_{0jm}^n}{\delta x} = 0, \quad (2.3.17)$$

$$\varphi_{0jm}^{n+1} = \varphi_{0jm}^n - \frac{c_\varphi \delta t}{\delta x} (\varphi_{1jm}^n - \varphi_{0jm}^n). \quad (2.3.18)$$

Из определения условий излучения следует, что для рассматриваемой задачи:

$$c_\varphi = \begin{cases} 0 & c_\varphi \geq 0 \\ c_\varphi & c_\varphi < 0 \end{cases} \quad (2.3.19)$$

Подчеркнем, что полученный результат полностью согласуется с характером адвекции искомой величины. Аналогичные процедуры применяются для всех остальных боковых границ с соответствующим выбором знака  $c_\Phi$  (2.3.19) и аппроксимации (2.3.17).

Теперь обратимся к расчету  $c_\Phi$ . Для этого уравнение (2.2.17) запишем для временных шагов  $n$  и  $n-1$ . Тогда в этом уравнении все величины, кроме  $c_\Phi$  известны. Находим  $c_\Phi$  (естественно при  $\varphi_{1jm}^{n-1} - \varphi_{0jm}^{n-1} \neq 0$ ) (Пекелис и Прессман, 1988)

$$c_\Phi = - \frac{\delta x}{\delta t} \frac{\varphi_{0jm}^n - \varphi_{0jm}^{n-1}}{\varphi_{1jm}^{n-1} - \varphi_{0jm}^{n-1}}. \quad (2.3.20)$$

Таким образом, для использования соотношения (2.2.20) необходимо предварительно найти  $c_\Phi$ . Следует подчеркнуть, что условия излучения накладывают дополнительные требования к объему памяти компьютера, т.к. возникает необходимость хранения массивов искомых функций на трех последовательных шагах по времени. Теперь перейдем к рассмотрению других уравнений замкнутой системы и сформулируем для них вычислительные алгоритмы.

Проверим возможность использования поставленных граничных условий для конечно-разностной задачи. Из (2.3.13) следует, что расчет составляющих скорости потока может быть осуществлен на внутренних уровнях расчетной области, т.е. если задано  $m = 0, 1, \dots, N$ , то результате решения мы получаем  $u_{ijm}^n, v_{ijm}^n$  при  $m = 1, 2, \dots, N-1$ . Следовательно значения  $u_{ij0}, v_{ij0}, u_{ijN}, v_{ijN}$  должны быть известны во всем интервале интегрирования по времени, аналогичный вывод следует и для горизонтальной плоскости. Как указывалось в постановке задачи на боковых плоскостях ставятся условия излучения, которые позволяют рассчитать составляющие скорости на боковых плоскостях с учетом переноса импульса из внутренних узлов в граничные. Система уравнений (2.3.14) имеет трехдиагональную матрицу коэффициентов. Поэтому для нее эффективно используется метод матричной прогонки (Годунов и Рябенский, 1991; Флетчер, 1991). Для последующих уравнений применяется метод обыкновенной прогонки (Бахвалов и др., 1987; Завьялов и др., 1980; Марчук, 1989). Для сокращения объема дадим описание метода обыкновенной прогонки после анализа соответствующих уравнений в главе 5.

Переходим к уравнениям притока тепла и переноса водяного пара (1.3.3)-(1.3.4). Уравнения притока тепла запишем для потенциальной температуры. Тогда если ввести функцию

$$\pi = \begin{cases} \theta \\ q \end{cases} \quad (2.3.21)$$

оба уравнения имеют один и тот же вид

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + A(\pi) = \alpha_{\pi} F_{v\pi} + F_{H\pi}. \quad (2.3.22)$$

Граничные условия по вертикали (см. 1.4.14 и 1.4.16):

$$\text{при } z = z_{\Gamma}, \quad \pi = \pi_{\Gamma}, \quad (2.3.23)$$

где  $z_{\Gamma}$  - уровень измерения температуры и точки росы, для наземных станций равный 2 м.

$$z = H \quad \pi = \pi_H. \quad (2.3.24)$$

Запишем дифференциальные операторы в конечно-разностном виде, воспользовавшись аппроксимациями (2.2.4) - (2.2.7)

$$(\pi_{ijm}^{n+1} - \pi_{ijm}^n) / \delta t + A(\pi_{ijm}^n) = a_{ijm+1}^n \pi_{ijm+1}^{n+1} - a_{ijm}^n \pi_{ijm}^{n+1} + a_{ijm-1}^n \pi_{ijm-1}^{n+1} + (F_{H\pi})_{ijm}^n \quad (2.3.25)$$

или

$$a_{ijm+1}^n \pi_{ijm+1}^{n+1} - (a_{ijm}^n + 1 / \delta t) \pi_{ijm}^{n+1} + a_{ijm-1}^n \pi_{ijm-1}^{n+1} = \frac{1}{\delta t} \pi_{ijm}^n - A(\pi_{ijm}^n) + (F_{H\pi})_{ijm}^n \quad (2.3.26)$$

Задание  $\pi$  на верхней и нижней поверхностях и его расчет на боковых плоскостях являются необходимыми и достаточными граничными условиями для краевой задачи (2.3.26).

Переходим к наиболее сложным аспектам аппроксимации - уравнениям для кинетической энергии турбулентности и скорости её диссипации (1.3.5) - (1.3.6).

Для записи этих уравнений введем дополнительные функции, которые представляют самостоятельный интерес - вертикальные и горизонтальные потоки зонального и меридионального импульса ( $\eta$ ,  $\sigma$ ,  $\tau_x, \tau_y$ ) и кинематический турбулентный поток тепла ( $Q$ )

$$\eta = k \frac{\partial u}{\partial z}, \quad \sigma = k \frac{\partial v}{\partial z}, \quad \tau_x = k_L D_T, \quad \tau_y = k_L D_n, \quad Q = -\alpha_T k \frac{\partial \theta}{\partial z} / c_p \rho. \quad (2.3.27)$$

С учетом принятых обозначений уравнения замыкания (1.3.5) - (1.3.6) принимают вид

$$\frac{\partial b}{\partial t} + A(b) = \left[ \frac{\eta^2 + \sigma^2}{k} + \frac{\tau_x^2 + \tau_y^2}{k_L} + \frac{g}{\theta_0} Q \right] + \alpha_b \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial b}{\partial z} - \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{k},$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + A(\varepsilon) = \frac{\varepsilon}{b} \left[ \alpha_1 \left( \frac{\eta^2 + \sigma^2}{k} + \frac{\tau_x^2 + \tau_y^2}{k_L} \right) + \alpha_2 \frac{g}{\theta_0} Q \right] + \alpha_3 \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} - \alpha_4 \frac{\varepsilon^2}{b}. \quad (2.3.28)$$

Величины, стоящие в квадратных скобках, представляют собой приток кинетической энергии к турбулентным вихрям от среднего движения (**pr**) с учетом работы силы плавучести. Положительность величины **pr** достигается путем корректной конечно-разностной аппроксимации этого члена.

Так как величины кинетической энергии и диссипации по определению положительны, то используемая конечно-разностная аппроксимация должна удовлетворять этим условиям. Для этой цели предварительно вычисляются величины  $\eta$ ,  $\sigma$ ,  $\tau_x$ ,  $\tau_y$ ,  $Q$ , записанные в конечно-разностном виде. Все эти величины определяются в текущий момент времени. Соответственно в этот момент времени вычисляется и величина  $(pr)_{ijm}^n$ .

Величины  $\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial b}{\partial z}$  и  $\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \varepsilon}{\partial z}$  аппроксимируются согласно (2.3.7) в полунявной форме, где  $k$  берется в настоящий, а  $b$  и  $\varepsilon$  в будущий моменты времени.

Величины  $b^2/k$  и  $\varepsilon^2/b$  предварительно линеаризируются :

$$\begin{aligned} \frac{b^2}{k} &= (k_{ijm}^n)^{-1} \left[ 2b_{ijm}^n b_{ijm}^{n+1} - (b_{ijm}^n)^2 \right], \\ \frac{\varepsilon^2}{b} &= (b_{ijm}^n)^{-1} \left[ 2\varepsilon_{ijm}^n \varepsilon_{ijm}^{n+1} - (\varepsilon_{ijm}^n)^2 \right]. \end{aligned} \quad (2.3.29)$$

С учетом приведенных соотношений и аппроксимаций (2.3.4) - (2.3.6) получаем конечно-разностную форму уравнений (2.3.28)

$$\begin{aligned} (b_{ijm}^{n+1} - b_{ijm}^n) \delta t^{-1} + A(b_{ijm}^n) &= (a_{ijm+1}^n b_{ijm+1}^{n+1} - a_{ijm}^n b_{ijm}^{n+1} + a_{ijm-1}^n b_{ijm-1}^{n+1} - \\ &\quad \alpha_\varepsilon (k_{ijm}^n)^{-1} \left[ 2b_{ijm}^n b_{ijm}^{n+1} - (b_{ijm}^n)^2 \right] + (pr)_{ijm}^n \end{aligned} \quad (2.3.30)$$

$$\begin{aligned} a_{ijm+1}^n b_{ijm+1}^{n+1} - \left( a_{ijm}^n + \frac{1}{\delta t} + \frac{2\alpha_\varepsilon}{k_{ijm}^n} b_{ijm}^n \right) b_{ijm}^{n+1} + a_{ijm-1}^n b_{ijm-1}^{n+1} &= \\ &= - \left( \frac{(b_{ijm}^n)^2}{k_{ijm}^n} + (pr)_{ijm}^n - A(b_{ijm}^n) \right) \end{aligned} \quad (2.3.31)$$

ИЛИ

$$M b_{m+1} - N b_m + G b_{m-1} = -F_m, \quad (2.3.32)$$

Здесь  $M = a_{ijm+1}^n$ ;  $N = a_{ijm}^n + \frac{1}{\delta t} + \frac{2\alpha_\varepsilon}{k_{ijm}^n} b_{ijm}^n$ ;  $G = a_{ijm-1}^n$ ;

$$F_m = \frac{(b_{ijm}^n)^2}{k_{ijm}^n} + (pr)_{ijm}^n - A(b_{ijm}^n).$$

$$M > 0, \quad G > 0, \quad N > M + G. \quad (2.3.33)$$

Так как

$$(pr)_{ijm}^n = \left( \frac{\eta^2 + \sigma^2}{k} + \frac{\tau_x^2 + \tau_y^2}{k_L} \right)_{ijm}^{(n)} + \frac{g}{\theta_0} Q_{ijm}^{(n)} \left[ 1 - \delta \left( 1 - \frac{b_{ijm}^{(n+1)}}{b_{ijm}^{(n)}} \right) \right],$$

$$\delta = \begin{cases} 1 & \text{при } Q < 0 \\ 0 & \text{при } Q \geq 0 \end{cases}$$

Так как  $(pr)_{ijm}^n > 0$  и  $(pr)_{ijm}^n > A(b_{ijm}^n)$ , то выполняется условие  $F_m > 0$ . (2.3.34)

Условия (2.3.33) являются условиями устойчивости метода прогонки, а (2.3.33) и (2.3.34) - положительности решения уравнения (2.2.32). Это является необходимым критерием корректности вычислительного алгоритма расчета параметров турбулентно-циркуляционного режима исследуемой территории. Для полноты алгоритма запишем в конечно-разностном виде нижнее граничное условие (1.4.14)

$$\text{при } z = z_0 \quad k \frac{\partial b}{\partial z} = 0. \quad (2.3.35)$$

Так как  $k \neq 0$ , то следовательно  $\frac{\partial b}{\partial z} = 0$ . В центральных разностях это условие и уравнение (2.2.32) (при индексе  $m = 0$ ) принимают вид

$$b_{ij1} - b_{ij0} + b_{ij-1} = 0, \quad (2.3.36)$$

$$Ab_{ij1} - Bb_{ij0} + Cb_{ij-1} = -F_0. \quad (2.3.37)$$

Исключив из (2.3.36) и (2.3.37) фиктивное значение  $b_{ij-1}$ , получим зависимость между  $b_{ij0}$  и  $b_{ij1}$ , что является необходимым нижним граничным условием

$$(A - C)b_{ij1} - (B - C)b_{ij0} = -F_0. \quad (2.3.38)$$

Действительно, если записать (2.3.32) для  $m=1$ , то в него войдет  $b_{ij0}$ , которое заменяется полученным граничным условием (2.3.38). Так из решения уравнения кинетической энергии турбулентных вихрей определяется величина кинетической энергии турбулентных вихрей вблизи подстилающей поверхности  $b_{ij0}$ .

Для уравнения скорости диссипации можно получить аналогичную (2.3.30)-(2.3.34) конечно-разностную аппроксимацию. Так как вблизи подстилающей поверхности выполняется равенство притока кинетической энергии турбулентности и скорости ее диссипации, то из этого равенства находим выражение для приземного значения диссипации кинетической энергии

$$\varepsilon_0 = \alpha_{\varepsilon}^{3/4} \frac{b_0^{3/2}}{\kappa z_0}. \quad (2.3.39)$$

Боковые граничные условия определяются из соотношений (2.3.10) и (2.3.12), в которые вместо  $\varphi$  подставляются отклонения величин  $b$  и  $\varepsilon$  от их значений, рассчитанных по одномерной модели АПС в начальный момент времени.

В результате расчетов по описанному выше алгоритму вычисляются компоненты выходной информации, включающей *исходные поля*, детализированные в расчетном регионе:

- шероховатости, высоты подстилающей поверхности приземного давления, геопотенциала 925 и 850 гПа, приземной температуры и точки росы, температуры и точки росы на АТ-850 гПа, , зональной и меридиональной составляющих скорости ветра на АТ-850 гПа в узлах регулярной сетки;
- скорости и направления геострофического ветра у подстилающей поверхности;
- скорости и направления фактического ветра на изобарической поверхности 850 гПа;

и *прогностические* скалярные величины

- динамической скорости, турбулентного потока тепла и водяного пара;
- характеристик пограничного слоя на расчетных уровнях (скорости и направления ветра, потенциальной температуры, массовой доли водяного пара, коэффициента турбулентности, кинетической энергии турбулентности и скорости вертикальных движений).

На основе этой информации с помощью программных пакетов рассчитываются дополнительные характеристики типа параметра устойчивости, числа Россби, дивергенции, завихренности, лапласиана давления и др.

Таким образом, разработанный метод позволяет дать полное количественное описание структуры пограничного слоя атмосферы, формирующегося под воздействием неоднородной подстилающей поверхности, крупномасштабных и мезомасштабных метеорологических процессов, развивающихся над исследуемой территорией.

### **Глава 3. Турбулентно-циркуляционный режим нижних слоев атмосферы над Украиной для типовых синоптических ситуаций**

Описанная в первой главе модель пограничного слоя атмосферы была использована для выявления комплексных характеристик состояния и эволюции нижней атмосферы над исследуемым регионом. Концепция такой комплексной характеристики заключалась в том, что атмосферные процессы классифицировались по типовым синоптическим ситуациям. Для каждой синоптической ситуации подбирался естественный синоптический период (ЕСП), развитие процессов в котором в значительной степени соответствовало характерной динамике, наблюдаемой в этой синоптической ситуации.

Согласно работе Боровской (1992) было рассмотрено 6 типовых синоптических процессов над Украиной:

- прохождение ныряющего циклона;
- стационарирование циклона над Украиной;
- выход южного циклона;
- распространение восточной периферии антициклона с центром над западом Украины;
- распространение гребня антициклона с центром над востоком Украины;
- стационарирование антициклона.

Для этих типовых ситуаций на основе описанной модели АПС были проведены расчеты внутренней структуры нижней части атмосферы, которые показали возможности использования предложенного подхода для восстановления детальной структуры АПС в различных метеорологических условиях, характерных для Украины.

Во второй главе диссертации были описаны алгоритмы восстановления турбулентно-циркуляционной структуры АПС с использованием двух видов стандартной метеорологической информации:

- ⇒ по данным метеорологических станций
- ⇒ и по данным объективного анализа метеорологических полей, получаемых из Мировых центров.

В § 3.1 приведены примеры такого восстановления по данным первого типа, а в §3.2 - по данным объективного анализа.

### 3.1. Восстановление турбулентно-циркуляционного режима АПС с использованием данных метеорологических станций

В качестве примера возможностей восстановления турбулентно-циркуляционной структуры АПС по данным метеорологических станций рассмотрим анализ рассчитанных трехмерных полей метеорологических величин и характеристик турбулентности над Украиной для двух типовых ситуаций - выход южного циклона и стационарирование циклона, как представляющих интерес с точки зрения формируемых ими погодных условий над Украиной.

#### 3.1.1. Турбулентно-циркуляционный режим нижней атмосферы над Украиной для синоптической ситуации "Выход южного циклона"

Для типового синоптического процесса - **выход южного циклона** - был выбран период 7-8 января 1986 г.

Обычно выход южных циклонов сопровождается значительным увеличением барических градиентов, выносом теплых и влажных масс воздуха из субтропических районов. Зимой они приносят с собой метели, гололед, ливневые осадки. Именно такая погода и наблюдалась над Украиной 7-8 января: в северных районах выпадал ливневой снег, в южных - господствовали туманы, морозящие осадки, повсеместно наблюдалось усиление ветра.

Рассмотрим детальное развитие термобарической ситуации над Украиной в период с 7 по 8 января по стандартной метеорологической информации у Земли и на АТ<sub>850</sub>.

**7 января в 12час СГВ** погода в Украине определялась влиянием передней части циклона, сместившегося с о. Корсика на север Адриатического моря со скоростью около 50 км/ч, и гребнем повышенного давления, охватывающим северную половину рассматриваемой территории, с осью, направленной с востока на запад и проходящей через Харьков-Киев (рис.3.1). Максимальное давление - на северо-востоке - составляет 1019 гПа, минимальное - на юго-западе - 1005 гПа. В целом, изобары располагаются вдоль диагонали, ориентированной с юго-востока на северо-запад. В южной половине рассматриваемой территории отмечаются большие барические градиенты, чем в северной, и ветер в северной половине заметно слабее, чем на юге. Наблюдаемые на севере скорости - 0-3 м/с, на востоке - 2-4 м/с, преимущественно юго-восточного, южного направления

На юге ветер порядка 3-5 м/с, на юго-востоке - 5-8 м/с, направление преимущественно восточное. На западе Украины, в Карпатах, ветер северо-западный, не выше 3 м/с. На изобарическом уровне 850 гПа в западной половине исследуемого региона наблюдается область низких высот с замкнутым очагом в районе Львова. Минимальные высоты составляют 1353 м, максимальные (на востоке) - 1432 м. В восточ-



ной половине рассматриваемой территории изогипсы ориентированы вдоль меридианов.

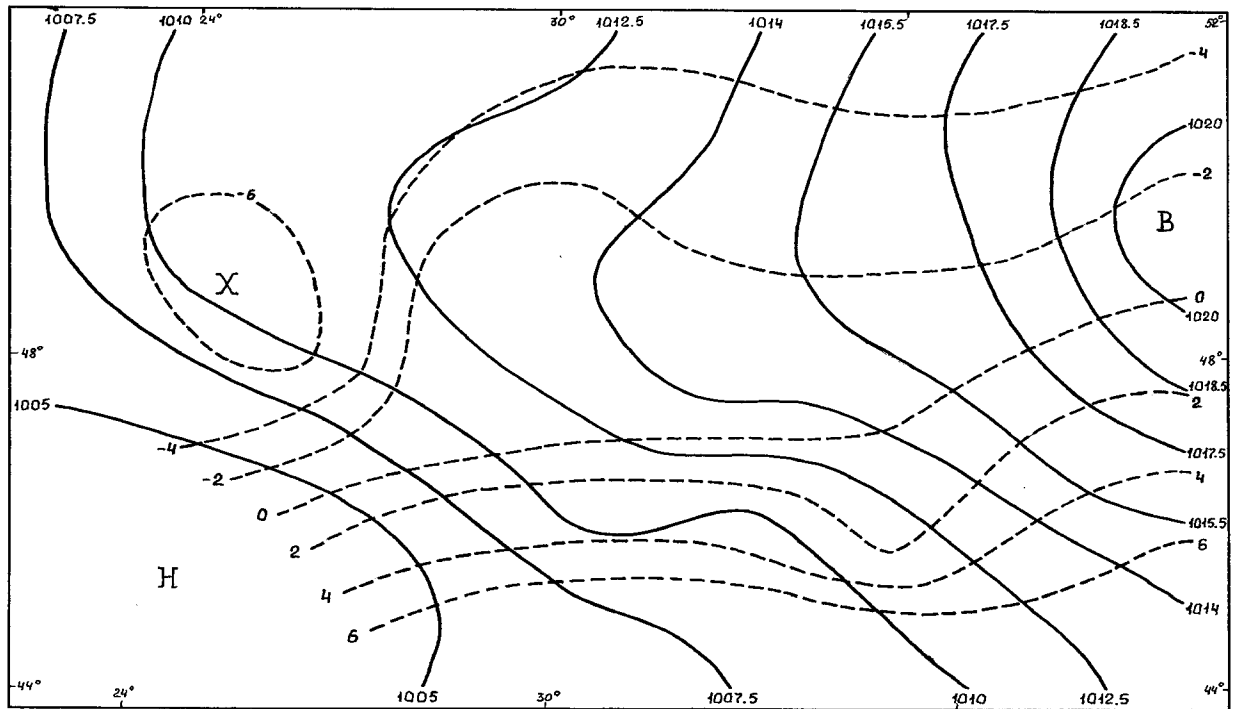


Рис. 3.1. Термобарическое поле у Земли над Украиной 07.01.86г., 12 час СГВ

Обозначения: Сплошные линии - изобары, пунктирные линии - изотермы

Ветер здесь преимущественно южного, юго-западного направления, в северо-восточной четверти порядка 9-10 м/с, в юго-восточной - 3-6 м/с. В северо-западной четверти отмечаются скорости ветра 2-3 м/с разных направлений. В юго-западной четверти изогипсы имеют широтную ориентацию; перенос - с запада на восток. Температура воздуха у земли и на изобарической поверхности 850 гПа на большей части территории возрастает с севера на юг. В центральной и восточной частях рассматриваемой территории изотермы и у земли и на  $AT_{850}$  лежат вдоль кругов широты. Минимальные температуры у земли наблюдаются севернее Харькова и составляют  $-4.5 \div -5.4$  °C; максимальные - в Крыму, где воздух прогрет до 11-12 °C. На западе, в районе Карпат, у земли отмечается замкнутый очаг холода: во Львове -  $6.2$  °C, в Черновцах -  $10.7$  °C. Максимальные градиенты температуры сосредоточены в южной трети рассматриваемой территории. На уровне 850 гПа над Карпатами также отмечается ложбина холода с температурами порядка  $-7 \div -10$  °C. На севере  $-5 \div -6$  °C, на северо-востоке -  $-3 \div -4$  °C. В центральной части  $-0 \div -5$  °C, на юге -  $-2 \div -3$  °C, в Крыму -  $4 \div -6$  °C. Наибольшие горизонтальные градиенты температуры приходятся на южную часть Карпат, а по остальной территории они распределены достаточно равномерно.

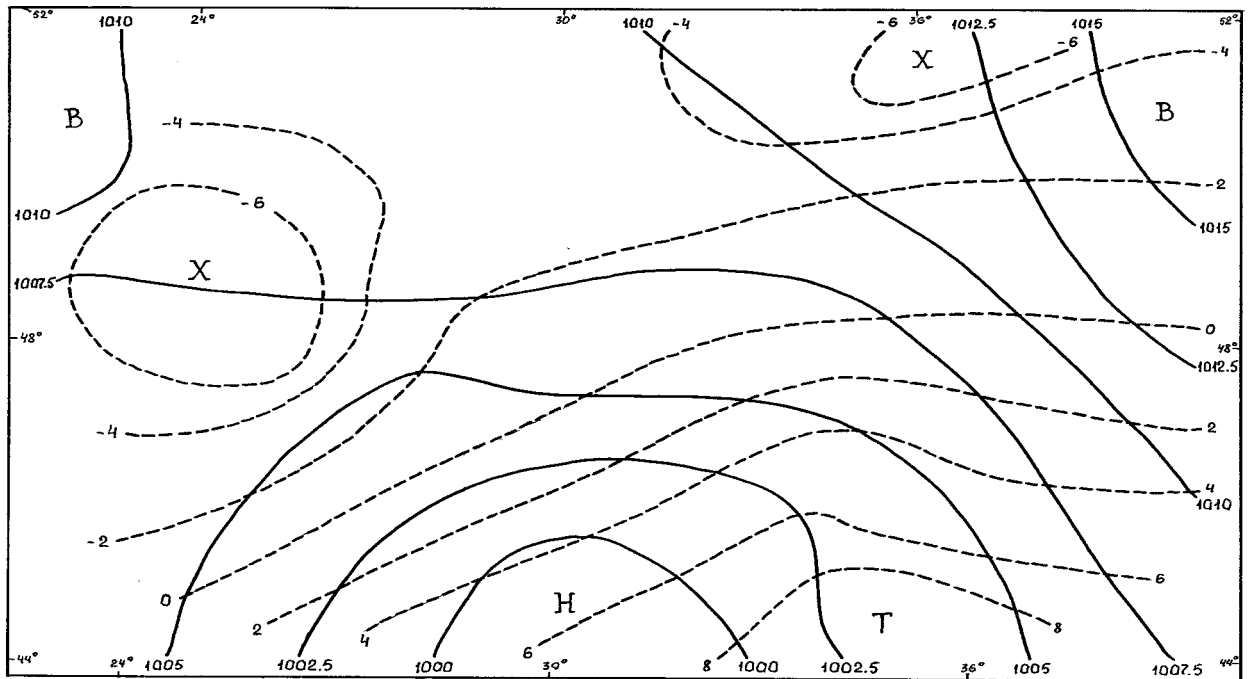


Рис. 3.2. Термобарическое поле у поверхности Земли 08.01.86г., 00 час СГВ  
Обозначения см. рис. 3.1.

К 00 час СГВ 8 января циклон, передвигающийся с большой скоростью (60 км/ч) с акватории Средиземного моря, получил дальнейшее развитие. В центре его давления около 1000 гПа. Центр достиг северо-западного побережья Черного моря, и юг Одесской области к этому времени оказался почти в центре циклона (рис. 3.2). Передняя часть циклона охватывает большую часть Украины. Северо-восток, север и северо-запад рассматриваемой территории пока что остается под влиянием области повышенного давления. Давление от востока к западу в указанных районах меняется от 1014 до 1009 гПа. В северо-западной части рассматриваемой территории отмечаются минимальные барические градиенты. Здесь скорость ветра порядка 1-2 м/с различных направлений. В центральной части ветер преимущественно северо-восточный, восточный - 1-3 м/с, на юге - 2-4 м/с, северо-восточного направления. В районе между Харьковом и Херсоном наблюдается некоторое сгущение изобар, приведшее к увеличению барических градиентов и, как следствие, - к усилению ветра. Здесь ветер порядка 6-8 м/с преимущественно юго-восточного направления. В Крыму и в прибрежной зоне Азовского моря скорости ветра около 3-5 м/с, направление переноса - с юга на север.

Южный циклон прослеживается в виде замкнутого центра и на изобарической поверхности 850 гПа с центром в районе Кишинева. Минимальные высоты - 1327 м. Ось циклона имеет небольшой наклон на северо-запад, в сторону холода. Наибольшие высоты отмечаются на востоке и составляют 1340 м. В восточной половине

рассматриваемой территории изогипсы имеют меридиональную ориентировку, и ветер здесь южный, юго-восточный, 10-12 м/с, в Крыму - до 17 м/с. В западной половине направление ветра преимущественно северо-западное, скорости порядка 4-8 м/с.

Температурное поле у земли в 00 час СГВ 8 января близко к таковому в 12 час СГВ 7 января: на западе в районе Карпат благодаря северо-западному переносу сохраняется очаг холода с минимальными температурами  $-9 \div -10$  °С. В центральной и восточной частях рассматриваемой территории, на юге и в Крыму температура воздуха понизилась примерно на  $1.5 \div 2$  °С, однако изотермы сохраняют широтное расположение при минимальных температурах на севере  $-6 \div -7$  °С, максимальных на юге и в Крыму -  $8 \div 9$  °С тепла. Наибольшее сгущение изотерм наблюдается в районе между Одессой и Черкассами.

На высоте 850 гПа наиболее холодный воздух располагается также на северо-западе и западе Украины. Минимальные температуры  $-5 \div -6$  С. Теплый воздух, прогретый до  $4 \div 5$  °С, располагается в Крыму и восточнее его. Изотермы имеют расположение вдоль диагонали, ориентированной с юго-запада на северо-восток. Горизонтальные градиенты температуры по территории распределены довольно равномерно.

**К 12 час СГВ 8 января** почти вся территория Украины находилась под влиянием обширного циклона с минимальным давлением в центре 998.3 гПа. Центр циклона располагается восточнее Киева в районе Черкасс (рис. 3.3). Ось циклона - квазивертикальная. За 12 часов с 00 час СГВ 8 января давление в северо-восточной четверти рассматриваемой территории повсеместно упало на 7-10 гПа, в северо-западной четверти - на 1-3 гПа, по югу - почти не изменилось. В циклоне существует система фронтов: теплый фронт из центра циклона проходит на восток южнее Харькова и далее - на Ростов, холодный фронт - на Кишинев-Бухарест-Афины. По всей Украине отмечается 10-бальная облачность, в районе фронтов - обложные осадки.

На уровне 850 гПа циклон также существует как обширный замкнутый очаг пониженного давления. Высоты геопотенциала существенно понизились в центральной и восточной частях территории (примерно на 30-50 м), минимальные высоты - 1282 м и отмечаются в районе Киев-Черкасы. На крайнем западе и у земли, и на изобарической поверхности 850 гПа наблюдается небольшая область повышенного давления, максимальные значения давления у земли - 1010,7 гПа, высота поверхности на уровне 850 гПа - 1381 м. Наибольшие барические градиенты на обоих уровнях отмечаются в районе между Одессой и Симферополем.

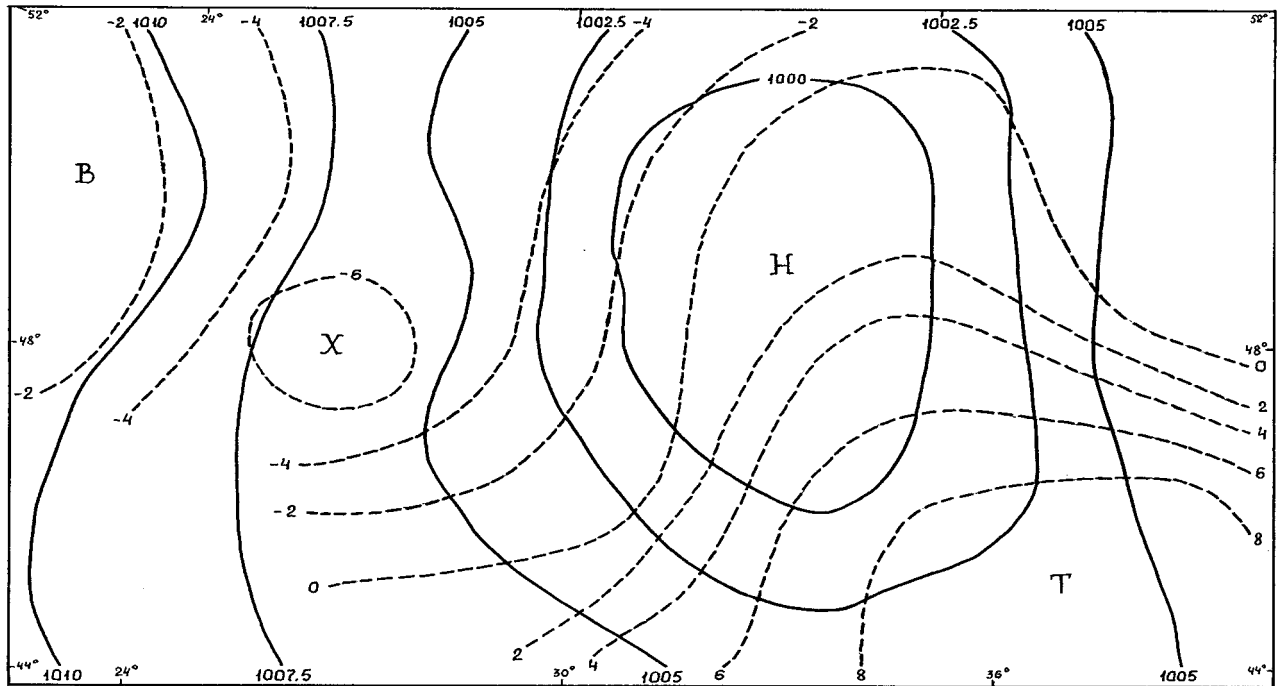


Рис. 3.3. Термобарическое поле у поверхности Земли 08.01.86г., 12 час СГВ

Обозначения см. рис. 3.1.

В северо-восточной периферии циклона (Сумская, Полтавская, Харьковская области) ветры восточного направления, 2-6 м/с; на востоке и юго-востоке в районе Донецк - Ростов-на-Дону ветер юго-восточный, 4-10 м/с; в Крыму - юго-западный, 6-9 м/с, на западе Украины - восточный, 3-6 м/с. В северо-западной периферии циклона ветер преимущественно северо-западный, в Карпатах - 6-8 м/с, в центре Украины - 3-6 м/с. На высоте 850 гПа в восточной части ветер юго-восточный, южный, порядка 20-24 м/с, на юге - 11-18 м/с, в центральной части - 1-2 м/с, на западе ветер северо-западный, в Закарпатье - 6-9 м/с, в Прикарпатье - 12-16 м/с.

Температура воздуха у земли определяется гребнем в восточной половине рассматриваемой территории, получившим развитие за счет выхода южного циклона, вызвавшего интенсивный заток тепла в его переднюю часть. Вследствие затoka холода в тыловой части циклона в западной половине территории наблюдается ложбина холода с замкнутым очагом, охватывающим Прикарпатье и часть центра Украины. Минимальные температуры здесь составляют  $-5 \div -6$  °C. Наиболее теплый воздух сосредоточен в Крыму и Приазовье. Здесь температура около  $8 \div 10$  °C. В восточной части рассматриваемой территории изотермы располагаются в широтном направлении. На севере  $-0 \div -2$  °C. Наибольшее сгущение изотерм наблюдается на юге и юго-востоке Украины. В западной половине температура воздуха менее изменчива: на севере температура порядка  $-2.5 \div -3.5$  °C, на юге - около 0 °C. На уровне 850 гПа теплый воздух наблюдается на востоке (температура здесь  $0 \div 1$  °C), а холод-

ный - на западе (минимальные температуры -  $-7 \div -8^{\circ}\text{C}$ ). В целом, изотермы ориентированы в меридиональном направлении, в центральной части горизонтальные градиенты температуры немного выше, чем в западной и восточной частях рассматриваемой территории.

Рассмотрим теперь анализ трехмерной детальной структуры нижнего слоя атмосферы для описанной выше синоптической ситуации, полученной на основе расчетов по трехмерной модели АПС. Объем данной работы не позволяет привести полный анализ всей выходной информации модели. Мы ограничились здесь анализом полей турбулентно-циркуляционных характеристик.

#### **7 января 1986 г. 12 час СГВ.**

**10 м** счетный уровень. В пределах рассматриваемого региона отмечается увеличение скорости ветра из района Карпат на запад Донецкого региона (рис. 3.4). Минимальные значения наблюдаются в районе Ужгорода (0.4 м/с), а максимальные (3.7 м/с) - районе Кривого Рога.

Детализация изменчивости модуля скорости ветра в различных районах рассматриваемой территории приведена в табл.3.1. В северо-западном, юго-западном районах рассматриваемой территории, районе Карпат, западных и юго-западных районах ЦЧУ, большей части Прибрежного мегаполиса отмечаются ветры преимущественно северо-западного и западного направления. От западных областей ЦЧУ к северным районам Прибрежного мегаполиса протянулась полоса расходимости ветров от юго-западных до северо-западных. В северных районах рассматриваемой территории и на севере ЦЧУ отмечается область сходимости ветров от ЗЮЗ до ЮЮВ. На западе Донецкого региона отмечается еще одна область сходимости ветров от ЮЗ до ЮВ. На северо-востоке Украины и Донецком регионе ветры юго-восточного и восток юго-восточного направления (рис. 3.4).

Коэффициент турбулентности на всей рассматриваемой территории (рис.3.4) очень мал и не превышает  $2 \text{ м}^2/\text{с}$ . Наибольшие значения наблюдаются в районе Львова и Кривого Рога.

**50 м** счетный уровень. В приземном подслое картина пространственного распределения всех характеристик сохранилась. Скорость ветра возросла и составила 1.5-5.0 м/с (табл.3.1). Наибольшая горизонтальная изменчивость модуля скорости ветра отмечается вдоль линии Симферополь-Кривой Рог (2-5 м/с). Температура во всем регионе практически не изменилась и составила  $-9.5 - 13.6^{\circ}\text{C}$ .

В юго-западных районах рассматриваемой территории и большей части Прибрежного мегаполиса коэффициент турбулентности не изменился, а на остальной территории возрос. На северо-западе рассматриваемой территории и западе Донецкого региона  $K$  превышает  $3 \text{ м}^2/\text{с}$ . Максимальные значения коэффициента турбулентности ( $7 \text{ м}^2/\text{с}$ ) наблюдаются в районе Кривого Рога. Наибольшая горизонтальная изменчивость отмечается вдоль линии Симферополь-Кривой Рог ( $1-6 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Одесса-Кривой Рог ( $1-6 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Ужгород-Львов ( $1-3 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Харьков-Кривой Рог ( $2-6 \text{ м}^2/\text{с}$ ).

Экстремальные значения коэффициента турбулентности в различных районах рассматриваемой территории представлены в табл.3.2.

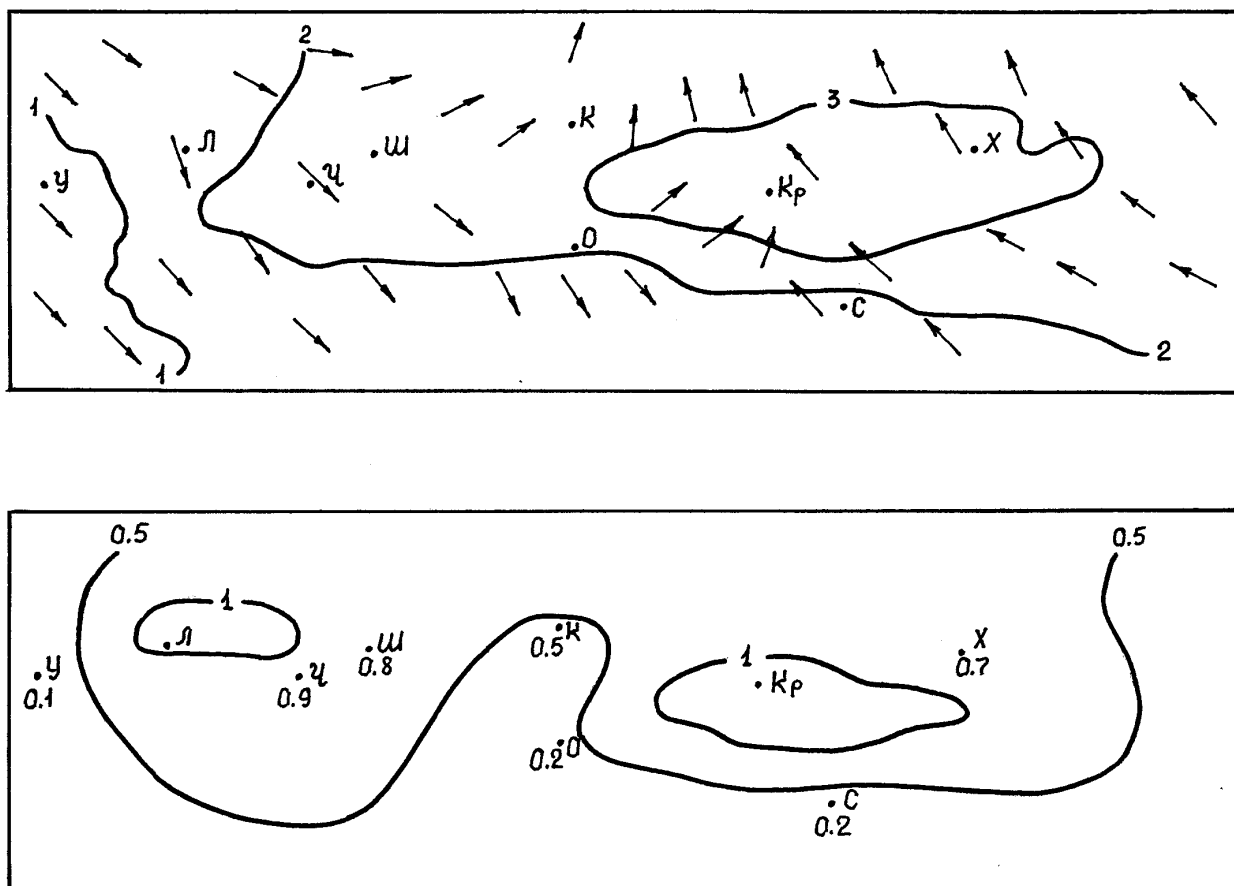


Рис. 3.4. Распределение характеристик внутренней структуры АПС  
на высоте 10 м за 07.01.86г., 12 час СГВ

Верхний рис.: модуль (м/с) и направление скорости ветра;

нижний рис.: коэффициент турбулентности ( $\text{м}^2/\text{с}$ )

Обозначения пунктов радиозондирования: У - Ужгород, Л - Львов, Ч - Черновцы, Ш - Шепетовка, О - Одесса, К - Киев, Кр - Кривой Рог, С - Симферополь, Х - Харьков.

**100 м** счетный уровень. Пространственное распределение всех характеристик - без изменений. Скорость ветра увеличилась: минимальная - до 2 м/с, а максимальная - до 5.4 м/с. Наибольшая горизонтальная изменчивость наблюдается вдоль линии Симферополь-Кривой Рог (3-5 м/с). Детализация по районам рассматриваемой территории приведена в табл. 3.1.

На данной высоте коэффициент турбулентности достигает наибольших значений ( $9 \text{ м}^2/\text{с}$ ). Картина пространственного распределения коэффициента турбулентности следующая: в северо-западных районах рассматриваемой территории и на большей части Карпат коэффициент турбулентности принимает значения от  $2 \text{ м}^2/\text{с}$

до  $5 \text{ м}^2/\text{с}$ ; на северо-востоке Прибрежного мегаполиса, в центральных и восточных районах ЦЧУ, части северо-восточных районов Украины и большей части Донецкого региона  $K$  колеблется от  $2 \text{ м}^2/\text{с}$  до  $9 \text{ м}^2/\text{с}$ ; на остальной территории исследуемого региона коэффициент турбулентности незначителен и принимает значения менее  $2 \text{ м}^2/\text{с}$ . Наибольшая горизонтальная изменчивость  $K$  наблюдается в направлении Симферополь-Кривой Рог ( $1-9 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Харьков-Кривой Рог ( $2-8 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Ужгород-Львов ( $1-4 \text{ м}^2/\text{с}$ ). Диапазон изменения коэффициента турбулентности составляет  $1-9 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл.3.2).

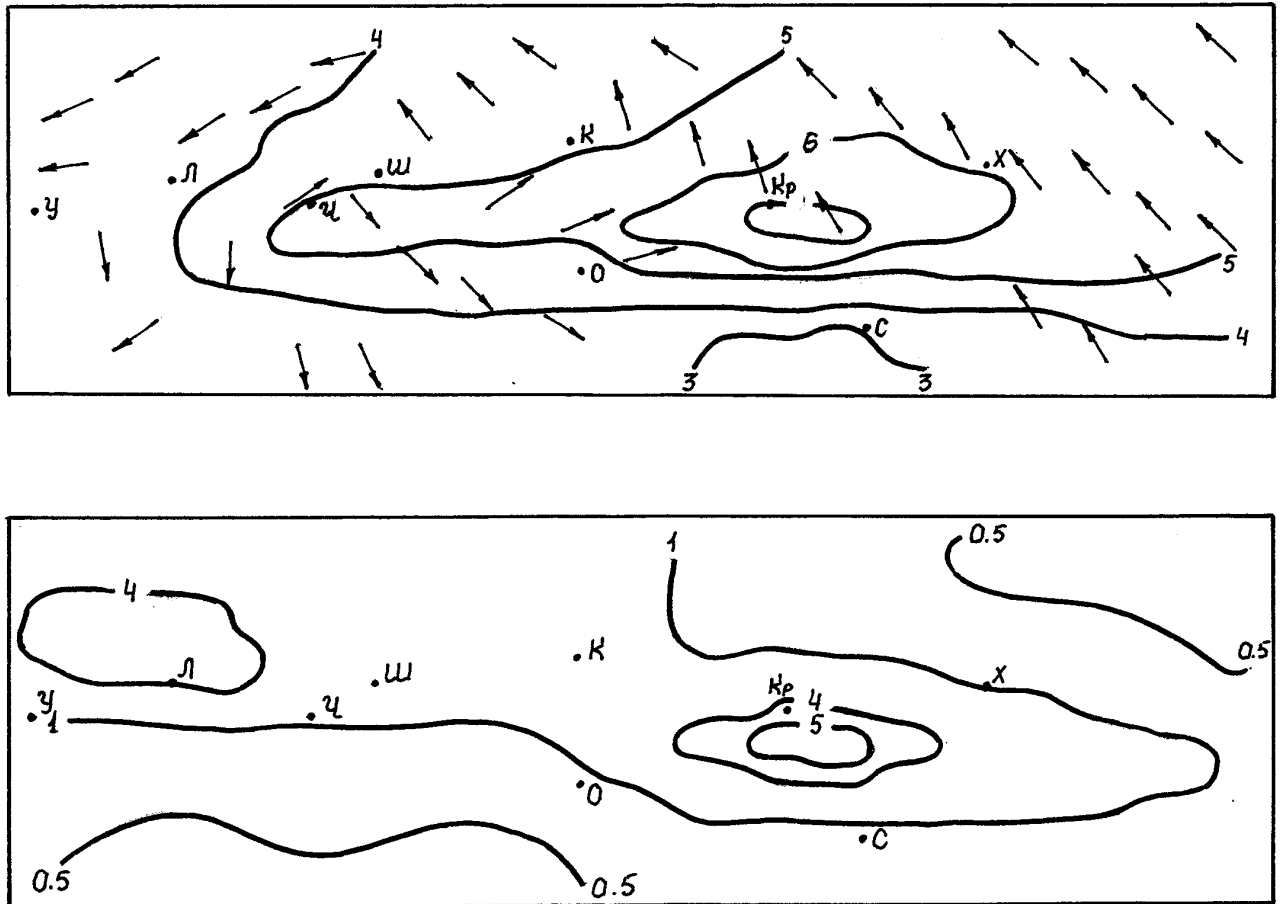


Рис. 3.5. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 200 м за 07.01.86г., 12 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

Таблица 3.1

Пространственное распределение экстремальных величин модуля скорости ветра, м/с  
07.01.86г., 12 час СГВ

Н (м)		СЗ район	р-н Карпат	ЮЗ район	С район	Центр.часть Украины	СВ район	Прибрежный мегаполис		Донецкий регион	
								Суша	Море	Суша	Море
10	Min	1,1	0,4	0,7	2,3	2,3	2,8	1,4	1,5	2,1	1,9
	Max	2,2	2,4	2,3	2,9	3,5	3,4	2,4	1,7	3,7	2,5
50	Min	2,2	1,5	1,5	3,2	3,1	3,8	1,8	1,8	2,2	2,3
	Max	3,1	3,6	3,0	3,9	4,7	4,5	3,5	2,6	5,0	3,2
100	Min	2,6	2,1	2,3	3,8	3,3	4,5	2,4	2,5	3,2	3,3
	Max	3,7	4,7	3,8	4,6	4,9	4,9	3,4	3,0	5,1	4,0
200	Min	3,0	2,6	2,8	4,2	4,3	5,2	2,9	2,9	3,3	3,5
	Max	4,1	5,0	5,3	5,3	6,7	6,6	5,2	4,2	7,5	4,6
500	Min	4,9	2,9	1,9	6,0	6,0	6,7	2,0	2,0	3,7	4,0
	Max	6,0	6,3	5,7	6,9	8,3	9,1	4,9	3,0	11,2	6,1
1000	Min	3,8	1,2	0,8	6,4	2,1	7,4	1,2	1,8	5,8	6,5
	Max	6,2	4,8	1,7	7,9	8,6	8,1	5,4	3,4	9,6	7,1



Таблица 3.2

Пространственное распределение экстремальных величин коэффициента турбулентности, м<sup>2</sup>/с  
07.01.86г., 12 час СГВ

[illegible]

**200 м** счетный уровень. Картина пространственного распределения модуля скорости ветра сохранилась (рис.3.5). Ветер усилился, что особенно заметно в области наибольших значений, где модуль скорости ветра возрос в 1.5 раза. Диапазон изменения скорости ветра составляет 2.6 - 7.5 м/с (табл.3.1). Наибольшая горизонтальная изменчивость модуля скорости ветра наблюдается вдоль линии Симферополь-Кривой Рог (3-7 м/с). При анализе поля направления ветра обнаруживаются существенные отличия от распределения на  $z=10$  м. В северо-западных и юго-восточных районах рассматриваемой территории, северных районах Карпат наблюдается правый поворот ветра с высотой. Преобладающее направление ветра в северо-западных районах и севере Карпат - северо-восточное, восточное. В юго-западных районах наблюдаются ветры северо-восточного, северного направлений. По линии Угол поворота ветра от  $z = 10$  м до  $z = 200$  м в районе Львова достигает  $140^0$ . В связи с отмеченным поворотом ветра полоса расходимости ветра от юго-западного до северо-западного сместила свое начало с западных районов ЦЧУ на юго-запад Карпат и занимает положение вдоль линии Ужгород-Львов-Черновцы-Одесса (рис.3.6). Сходимость ветра в северных районах не прослеживается. В этих районах угол левого поворота от  $z = 10$  м до  $z = 200$  м составил  $50-100^0$ . Преобладающее направление ветра в северных районах - восток юго-восточное. На остальной территории направление ветра - без изменений.

Пространственное распределение коэффициента турбулентности - без изменений (рис. 3.5). На западе Донецкого региона коэффициент турбулентности уменьшился и не превышает  $6 \text{ м}^2/\text{с}$ . На северо-западе рассматриваемой территории коэффициент турбулентности остался прежним. Диапазон изменения  $K$  составил  $1-6 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл. 3.2). Наибольшая горизонтальная изменчивость коэффициента турбулентности наблюдается вдоль направления Симферополь-Кривой Рог ( $1-5 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Ужгород-Львов ( $1-4 \text{ м}^2/\text{с}$ ).

**500 м** счетный уровень. Картина пространственного распределения модуля скорости ветра сохранилась. В юго-западных районах рассматриваемой территории скорость ветра незначительно уменьшилась. На остальной территории модуль скорости ветра возрос на 2-3 м/с (рис. 3.6). Диапазон изменения скорости ветра составляет 1.9-11.2 м/с. Полоса постоянных значений от 3 м/с до 5 м/с охватывает северные районы рассматриваемой территории, район Карпат, часть юго-западных районов, юг ЦЧУ, Прибрежный мегаполис и Донецкий регион. Наибольшая горизонтальная изменчивость модуля скорости ветра наблюдается вдоль направлений Одесса-Кривой Рог (3-11 м/с), Ужгород-Львов (3-6 м/с), Симферополь-Кривой Рог (4-11 м/с). Экстремальные значения модуля скорости ветра в различных районах рассматриваемой территории приведены в табл.3.1.

В большинстве районов рассматриваемой территории наблюдается правый поворот ветра с высотой. Наиболее четко правый поворот прослеживается в юго-западных областях исследуемой территории, где направление ветра от  $z = 200$  м до  $z = 500$  м изменилось от СВ на Ю, ЮВ. В районе Львов-Черновцы отмечается левый

поворот ветра с высотой. Направление ветра изменилось с ЮЗ на Ю и с СЗ на ЮЗ. Полоса расходимости по линии Черновцы-Шепетовка-Одесса сохранилась. Область сходимости на западе Донецкого региона не прослеживается (рис.3.6).

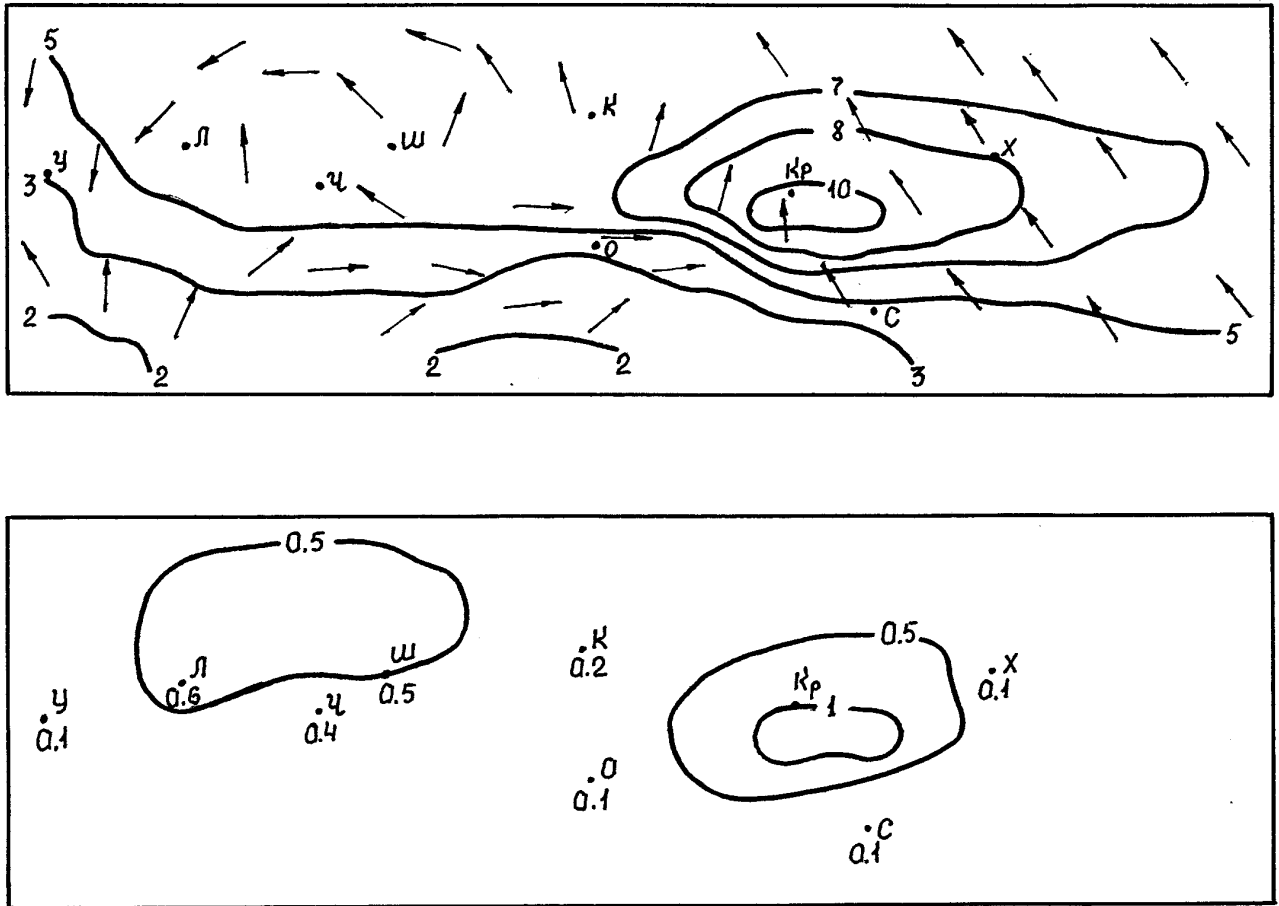


Рис. 3.6. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 500 м за 07.01.86г., 12 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

По линии Ужгород-Львов-Черновцы-Шепетовка отмечается левый поворот ветра с высотой. Коэффициент турбулентности на всей рассматриваемой территории очень мал. Его максимальные значения отмечаются в районе Кривого Рога и не превышают  $2 \text{ м}^2/\text{с}$  (рис.3.6).

**1000 м** счетный уровень. Картина пространственного распределения модуля скорости ветра не изменилась. В северо-западных и юго-западных районах рассматриваемой территории, районе Карпат, западных и центральных областях ЦЧУ, северо-западных районах Прибрежного мегаполиса скорость ветра уменьшилась в 1.5 - 2 раза. Увеличение модуля скорости на 1-2 м/с наблюдалось в северных и северо-восточных районах рассматриваемой территории, северо-восточных областях ЦЧУ, Донецком регионе и на большей части Прибрежного мегаполиса. Наибольшая гори-

горизонтальная изменчивость модуля скорости ветра наблюдается в направлениях Одесса-Киев (3-7 м/с), Одесса-Кривой Рог (3-9 м/с). Модуль скорости ветра на всей рассматриваемой территории принимает значения от 0.8 м/с до 9.6 м/с (табл. 3.1).

На большей части рассматриваемой территории ветер с высотой поворачивает вправо. В северных и северо-восточных районах, Донецком регионе, большей части ЦЧУ, востоке и юго-востоке Прибрежного мегаполиса преобладают ветры южного и юго-юго-восточного направления. На северо-западе отмечаются В и ВСВ ветры. На юго-западе рассматриваемой территории ветер с высотой поворачивает влево и принимает юго-восточное направление. Полоса расходимости ветров не наблюдается. Коэффициент турбулентности на всей исследуемой территории очень мал и не превышает  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл. 3.2).

#### **8.01.1986 г. 00 час СГВ.**

**10 м** счетный уровень. В пределах рассматриваемого региона отмечается увеличение скорости ветра от северо-запада на юго-восток (рис. 3.7). Минимальные значения наблюдаются в районе Ужгорода (0.1 м/с), а максимальные (7.5 м/с) - в центральных областях Донецкого региона. В районе Черновцов отмечается небольшой очаг повышенных значений модуля скорости ветра.

Полоса постоянных значений скорости от 4 м/с до 7 м/с охватывает северо-восток Украины, западные районы Донецкого региона, Прибрежный мегаполис. Наибольшая горизонтальная изменчивость наблюдается вдоль линии Одесса-Кривой Рог (2-6 м/с), Львов-Черновцы (1-4 м/с). Экстремальные значения модуля скорости ветра приведены в табл. 3.3.

В северо-западных районах рассматриваемой территории преобладают ветры юго-западного направления. На большей части территории Карпат, юго-западных районов рассматриваемой территории, Прибрежного мегаполиса преобладают северо-западные и северо-северо-западные ветры. В Донецком регионе, северо-востоке Украины, северных районах рассматриваемой территории, большей части ЦЧУ отмечаются ветры юго-восточного и восток юго-восточного направления. В северо-западных районах ЦЧУ наблюдаются южные и юго-западные ветры. На всей территории отмечаются две области сходимости ветров от юго-западного до юго-восточного направления: на востоке северо-западных районов исследуемой территории и в районе Кривого Рога. Вдоль линии Львов-Черновцы-Шепетовка-Одесса наблюдается полоса расходимости ветров от ЮЗ до СЗ (рис. 3.7).

На всей рассматриваемой территории коэффициент турбулентности не превышает  $3 \text{ м}^2/\text{с}$ . Область наибольших значений К охватывает западные районы Донецкого региона (см. рис. 3.7).

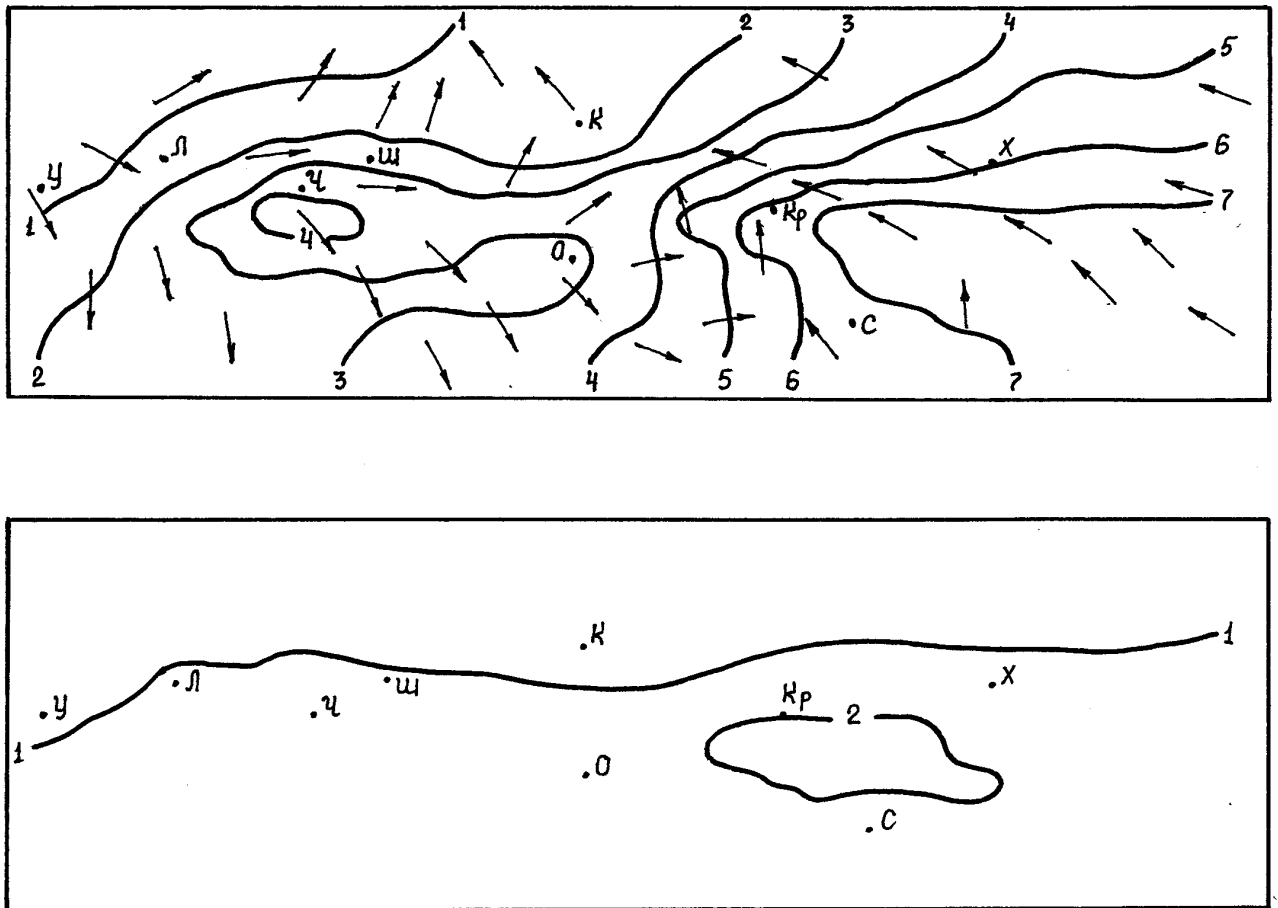


Рис. 3.7. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 10 м за 08.01.86г., 00 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

**50 м** счетный уровень. В приземном подслое картина пространственного распределения всех характеристик сохранилась. Скорости ветра возросли минимальные до 1.4 м/с, максимальные - до 9.9 м/с. Полоса постоянных значений модуля скорости ветра от 6 м/с до 9 м/с захватывает северо-восток Украины, запад Донецкого региона, Прибрежный мегаполис. Наибольшая горизонтальная изменчивость модуля скорости ветра наблюдается вдоль линий Одесса-Кривой Рог (5-8 м/с), Львов-Черновцы (4-6 м/с). Детализация по районам рассматриваемой территории приведена в табл.3.3.

Коэффициент турбулентности возрос и колеблется в пределах 1-9  $\text{м}^2/\text{с}$  (табл. 3.4). Увеличение его значений в горизонтальной плоскости происходит в направлении с северо-западных и северных районов рассматриваемой территории на запад Донецкого региона. Наибольшая изменчивость коэффициента турбулентности отмечается вдоль линий Одесса-Кривой Рог (4-8  $\text{м}^2/\text{с}$ ), Харьков-Кривой Рог (4-8  $\text{м}^2/\text{с}$ ).

Таблица 3.3

Пространственное распределение экстремальных величин модуля скорости ветра, м/с  
08.01.86г., 00 час СГВ

Н (м)		СЗ район	р-н Карпат	ЮЗ район	С район	Центр.часть Украины	СВ район	Прибрежный мегаполис		Донецкий регион	
								Суша	Море	Суша	Море
10	Min	0,1	0,0	1,1	1,0	1,1	3,5	2,9	3,2	6,2	7,3
	Max	1,0	4,5	3,5	3,3	4,9	6,4	6,6	5,8	7,5	7,5
50	Min	1,4	1,7	3,1	2,1	2,2	4,6	5,1	4,9	7,2	9,0
	Max	2,4	7,3	6,1	4,5	6,5	8,5	8,5	7,0	9,6	9,4
100	Min	2,8	3,2	4,6	3,2	3,3	5,5	6,1	5,8	10,1	10,7
	Max	3,5	8,6	7,4	5,5	7,8	9,0	9,9	9,0	11,4	10,9
200	Min	4,8	5,4	7,2	4,8	4,4	7,3	7,8	7,6	10,2	12,9
	Max	5,5	11,6	10,6	7,2	9,5	11,9	12,2	11,1	13,3	13,1
500	Min	6,6	6,8	7,7	7,1	6,4	11,8	7,3	8,0	12,2	17,3
	Max	7,0	10,5	8,9	11,4	13,8	17,6	15,6	13,5	18,2	18,0
1000	Min	7,3	5,6	4,8	8,3	3,9	12,9	3,7	4,1	7,9	16,3
	Max	8,0	7,1	6,9	11,4	12,3	15,6	16,4	13,8	17,6	17,3

Таблица 3.4

Пространственное распределение экстремальных величин коэффициента турбулентности, м<sup>2</sup>/с  
08.01.86г., 00 ч СГВ

[illegible]

**100 м** счетный уровень. Картина пространственного распределения всех характеристик сохранилась. Скорость ветра возросла и составила 2.8 -12.0 м/с (табл. 3.3). Наибольшие горизонтальные градиенты наблюдаются в направлении Одесса-Кривой Рог (6-10 м/с), Львов-Черновцы (5-8 м/с).

Коэффициент турбулентности на этом уровне достигает наибольших значений. На западе Донецкого региона коэффициент турбулентности возрос на 2-3  $\text{м}^2/\text{с}$  и составляет 11  $\text{м}^2/\text{с}$ . На большей части рассматриваемой территории коэффициент турбулентности не изменился. Наибольшая горизонтальная изменчивость этой величины наблюдается в направлениях Кривой Рог-Одесса (10-4  $\text{м}^2/\text{с}$ ), Кривой Рог-Киев (10-1  $\text{м}^2/\text{с}$ ). На всей рассматриваемой территории коэффициент турбулентности меняется в пределах 1-11  $\text{м}^2/\text{с}$ . Экстремальные значения К приведены в табл. 3.4.

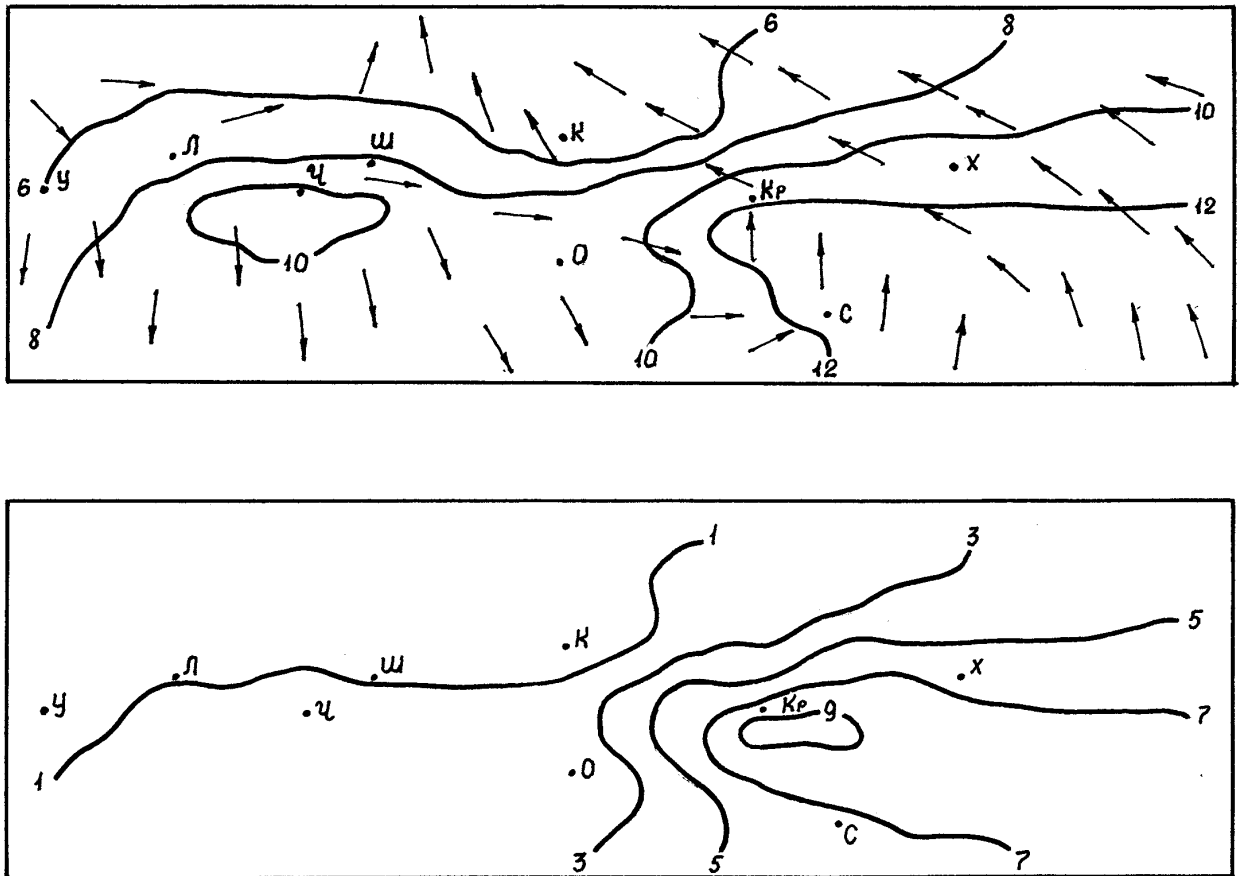


Рис. 3.8. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 200 м за 08.01.86г., 00 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

**200 м** счетный уровень. Пространственное распределение всех характеристик сохранилось. Модуль скорости ветра возрос, минимальный до 4.4 м/с, а максимальный - до 13.2 м/с (рис.3.8). Наибольшая горизонтальная изменчивость наблюдается в



направлениях Одесса-Кривой Рог (8-12 м/с), Львов-Черновцы (7-10 м/с), Киев-Кривой Рог (5-12 м/с). Детализация по районам исследуемой территории приведена в табл. 3.3.

Коэффициент турбулентности на всей рассматриваемой территории уменьшился и колеблется в пределах (1-9 м<sup>2</sup>/с) (табл. 3.4). При этом, наибольшая горизонтальная изменчивость его значений наблюдалась вдоль линии Кривой Рог-Одесса (9-2 м<sup>2</sup>/с) (см. рис.3.8).

**500 м** счетный уровень. Пространственное распределение модуля скорости ветра сохранилось. В юго-западных областях рассматриваемой территории и востоке Прибрежного мегаполиса модуль скорости ветра остался без изменения (рис.3.9). На остальной территории скорость ветра возросла минимальная до 6.4 м/с, а максимальная - до 18.2 м/с. Полоса постоянных значений модуля скорости ветра от

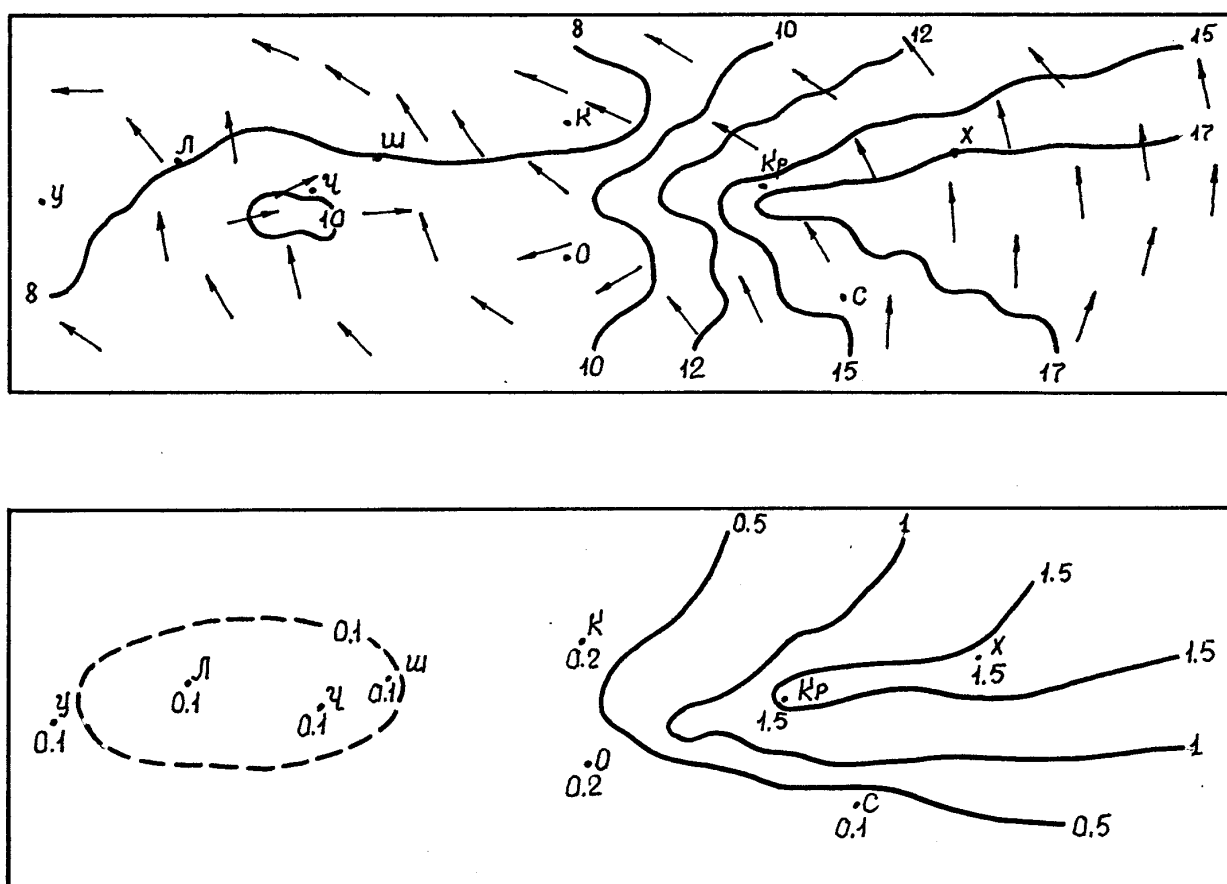


Рис. 3.9. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 500 м за 08.01.86г., 00 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

10 м/с до 13 м/с охватывает северные и северо-восточные районы рассматриваемой территории, поворачивает на юго-восток ЦЧУ и Прибрежный мегаполис. Наибольшая горизонтальная изменчивость наблюдается вдоль линии Кривой Рог-Одесса (15-8 м/с). Экстремальные значения модуля скорости ветра в различных районах исследуемой области приведены в табл. 3.3.

При анализе поля направления ветра обнаруживаются существенные отличия от распределения на уровне 10 м. Области расхожимости и сходимости линий тока не наблюдаются. В северо-западных, северных районах рассматриваемой территории, районе Карпат, западных районах ЦЧУ и Прибрежного мегаполиса наблюдается значительный левый поворот ветра с высотой. Угол поворота ветра от  $z = 10$  м до  $z=500$  м в районе Львова составил  $160^{\circ}$ . На всей остальной территории наблюдался правый поворот ветра с высотой. Угол поворота ветра от  $z = 10$  м до  $z = 500$  м не превышает  $60^{\circ}$  (район Харькова).

Значения коэффициента турбулентности значительно уменьшился. На всей рассматриваемой территории они не превышают  $2 \text{ м}^2/\text{с}$  (см. рис. 3.9).

**1000 м** счетный уровень. При анализе поля ветра обнаружили определенные отличия от распределения модуля скорости на уровне 500 м. В северо-западных районах исследуемой территории наблюдается небольшое увеличение скорости ветра. На остальной территории скорость ветра уменьшилась, причем на юго-востоке Карпат и северо-западе Прибрежного мегаполиса модуль скорости ветра уменьшился в 2 раза. Область минимальных значений сместилась с северо-западных районов рассматриваемой территории в район Одессы (3.7 м/с). Максимальные значения модуля скорости ветра наблюдаются на юго-востоке Донецкого региона (17.6 м/с). Полоса постоянных значений модуля скорости ветра от 11 м/с до 15 м/с захватывает северные и северо-восточные районы рассматриваемой территории, Донецкий регион и Прибрежный мегаполис. Наибольшая горизонтальная изменчивость модуля скорости ветра наблюдается вдоль линии Одесса-Кривой Рог (4-11 м/с), Одесса-Симферополь (4-16 м/с), Одесса-Киев (4-8 м/с). Экстремальные значения модуля скорости ветра в различных районах исследуемой территории приведены в табл. 3.3.

В северо-западных и северных районах рассматриваемой территории, большей части территории Карпат наблюдается левый поворот ветра с высотой. Угол поворота от  $z=500$  м до  $z=1000$  м составляет  $10-20^{\circ}$ . На остальной территории отмечается правый поворот ветра с высотой. Коэффициент турбулентности во всем рассматриваемом регионе не превышает  $1 \text{ м}^2/\text{с}$ .

#### **8.01.1986 г. 12 ч СГВ.**

**10 м** счетный уровень. В пределах рассматриваемого региона отмечается увеличение скорости ветра от западных районов ЦЧУ на Донецкий регион (см. рис. 3.10). Минимальные значения модуля скорости ветра наблюдаются в районе Шепетовки (1.3 м/с), а максимальные - на юго-востоке Донецкого региона (8.5 м/с). Полоса постоянных значений скорости ветра от 6 м/с до 8 м/с захватывает часть север-

ных территорий, северо-восток Украины, Донецкий регион и большую часть Прибрежного мегаполиса.

Наибольшая горизонтальная изменчивость модуля скорости ветра наблюдается вдоль линии Одесса-Симферополь (4-7 м/с), Экстремальные значения модуля скорости ветра в различных районах исследуемой области приведены в табл. 3.5.

На большей части рассматриваемой территории преобладают ветры СЗ и ЗСЗ направлений. В северо-восточных, северных районах исследуемой области, Донецком регионе наблюдаются Ю и ЮЮВ ветры. На северо-востоке ЦЧУ и отдельных районах северных территорий отмечаются ЮЗ и ЗЮЗ ветры. В районе границы, разделяющей северные и северо-восточные районы рассматриваемой территории отмечаются области сходимости ветров от ЗЮЗ до ЮЮВ (рис. 3.10).

Коэффициент турбулентности на всей исследуемой территории не превышает 3 м<sup>2</sup>/с (см. рис.3.10). Область наибольших его значений охватывает Донецкий регион и юго-восток Прибрежного мегаполиса, а также район Карпат. Детализация по районам приведена в табл. 3.6.

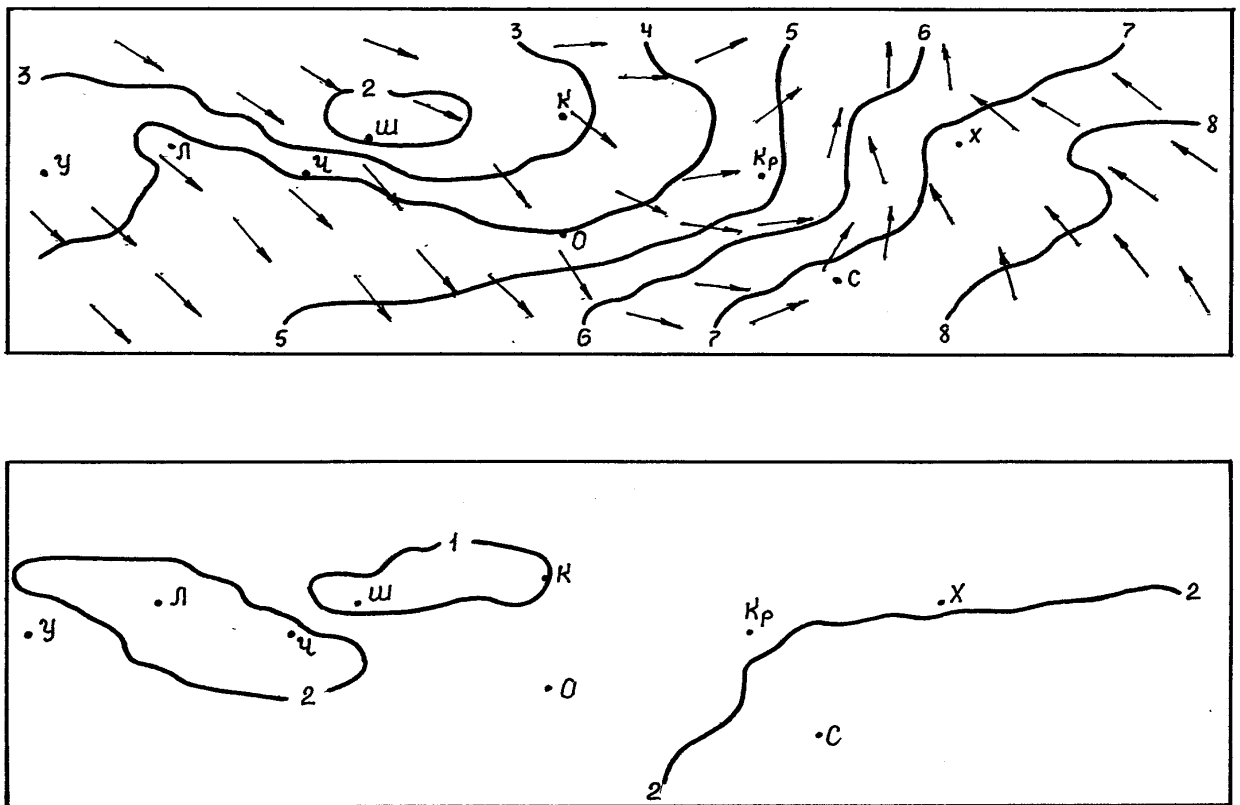


Рис. 3.10. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 10 м за 08.01.86г., 12 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

Таблица 3.5

Пространственное распределение экстремальных величин модуля скорости ветра, м/с  
08.01.86г., 12 час СГВ

Н (м)		СЗ район	р-н Карпат	ЮЗ район	С район	Центр.часть Украины	СВ район	Прибрежный мегаполис		Донецкий регион	
								Суша	Море	Суша	Море
10	Min	2,3	2,3	3,6	2,7	1,3	5,6	4,5	4,5	4,2	7,6
	Max	3,0	4,8	5,1	5,3	5,6	8,3	7,8	7,1	8,5	8,2
50	Min	3,2	4,1	4,8	3,6	2,1	7,4	6,1	6,1	6,7	10,1
	Max	4,1	7,5	6,9	6,7	7,5	10,8	9,7	8,9	10,5	10,4
100	Min	3,8	4,1	5,6	4,1	3,8	7,9	7,9	7,7	8,9	11,5
	Max	4,7	9,7	8,6	7,7	10,1	11,7	11,1	10,2	12,0	11,8
200	Min	5,4	5,6	7,0	5,7	4,6	10,1	8,5	8,9	9,5	12,9
	Max	5,8	12,6	11,2	9,7	11,3	13,9	12,6	11,7	13,8	13,6
500	Min	8,5	6,0	7,2	9,2	7,6	14,9	7,7	7,6	10,4	17,3
	Max	9,3	14,8	12,0	14,2	15,2	19,8	15,4	14,1	19,5	18,3
1000	Min	6,4	6,3	9,1	7,7	6,8	16,5	4,0	4,4	7,8	19,5
	Max	7,7	14,9	11,9	14,6	15,2	25,4	18,6	15,1	24,9	22,1

Таблица 3.6

Пространственное распределение экстремальных величин коэффициента турбулентности, м<sup>2</sup>/с  
08.01.86г., 12 час СГВ

Н (м)		СЗ район	р-н Карпат	ЮЗ район	С район	Центр.часть Украины	СВ район	Прибрежный мегаполис		Донецкий регион	
								Суша	Море	Суша	Море
10	Min	1,2	1,2	1,5	1,1	0,8	1,4	1,1	1,2	1,6	2,5
	Max	1,9	2,8	2,2	1,4	2,0	2,2	2,6	2,3	2,6	2,6
50	Min	4,7	4,6	5,6	3,8	2,8	4,8	4,6	4,9	6,3	10,0
	Max	7,8	11,6	9,4	4,6	7,2	8,0	10,8	9,7	10,8	10,7
100	Min	4,9	8,1	10,0	3,1	1,7	4,3	7,4	8,8	8,7	15,6
	Max	11,8	23,2	18,3	4,1	13,6	9,5	18,6	17,0	18,4	17,5
200	Min	4,0	8,3	13,1	1,2	0,4	3,7	4,9	7,5	6,2	19,6
	Max	11,9	33,0	25,4	2,8	17,5	12,5	24,8	22,9	24,2	23,0
500	Min	5,6	6,0	5,1	2,1	0,3	3,4	0,9	1,2	1,4	4,0
	Max	12,5	14,8	21,5	5,0	7,0	5,1	4,1	3,5	4,8	4,4
1000	Min	0,6	0,1	0,1	1,4	0,1	5,4	0,1	0,1	0,1	1,4
	Max	1,2	1,1	0,7	4,7	4,5	7,6	0,7	0,1	5,8	3,2

**50 м** счетный уровень. Картина пространственного распределения всех характеристик сохранилась. Модуль скорости ветра возрос, минимальный до 2.1 м/с, а максимальный - до 10.5 м/с. Полоса постоянных значений скорости ветра от 7 м/с до 9 м/с захватывает северо-восточные районы рассматриваемой территории, Донецкий регион и Прибрежный мегаполис. Наибольшая горизонтальная изменчивость модуля скорости ветра отмечается вдоль линии Шепетовка-Одесса (3-6 м/с), Одесса-Симферополь (6-9 м/с). Экстремальные значения модуля скорости ветра в различных районах исследуемой области приведены в табл. 3.5.

Коэффициент турбулентности на уровне 50 м существенно возрос. На всей рассматриваемой территории наблюдаются две области наибольших его значений: на юге Донецкого региона и в районе Карпат. Максимальные значения коэффициента турбулентности отмечаются в районе Львова ( $13 \text{ м}^2/\text{с}$ ), а минимальные - в районе Киева ( $3 \text{ м}^2/\text{с}$ ). Наибольшая горизонтальная изменчивость наблюдается в направлениях Симферополь-Одесса (10-5 м/с), Черновцы-Шепетовка (10-4 м/с). Экстремальные значения коэффициента турбулентности в различных районах исследуемой территории приведены в табл. 3.6.

**100 м** счетный уровень. Пространственное распределение всех характеристик - без изменений. Скорость ветра на всей рассматриваемой территории возросла и колебалась в пределах 2.9-12.0 м/с (табл. 3.5). Наибольшая горизонтальная изменчивость модуля скорости ветра наблюдается вдоль линий Черновцы-Шепетовка (8-4 м/с), Одесса-Симферополь (7-11 м/с).

Полоса постоянных значений модуля скорости ветра от 9 м/с до 11 м/с захватывает северо-восток Украины, запад Донецкого региона и большую часть Прибрежного мегаполиса.

На большей части рассматриваемой территории коэффициент турбулентности продолжает расти. Наиболее четко это проявилось в районе Карпат и юго-западе исследуемой территории, где коэффициент турбулентности возрос на  $6-10 \text{ м}^2/\text{с}$ . Максимальные значения ( $23 \text{ м}^2/\text{с}$ ) наблюдаются в районе Черновцов. На севере рассматриваемой территории, северных и северо-западных районах ЦЧУ коэффициент турбулентности уменьшился на  $1-2 \text{ м}^2/\text{с}$ .

Минимальные значения коэффициента турбулентности ( $2 \text{ м}^2/\text{с}$ ) отмечались в районе Киева. Наибольшая горизонтальная изменчивость наблюдалась вдоль линий Одесса-Киев ( $9-21 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Черновцы-Шепетовка ( $22-8 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Ужгород-Львов ( $8-22 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Симферополь-Харьков ( $18 - 8 \text{ м}^2/\text{с}$ ). Экстремальные значения коэффициента турбулентности в различных районах рассматриваемой территории приведены в табл. 3.6.

**200 м** счетный уровень. На всей исследуемой территории скорость ветра возросла (рис. 3.11). При анализе поля ветра обнаружили некоторые отличия от распределения на уровне 10 м. Область наименьших значений модуля скорости ветра

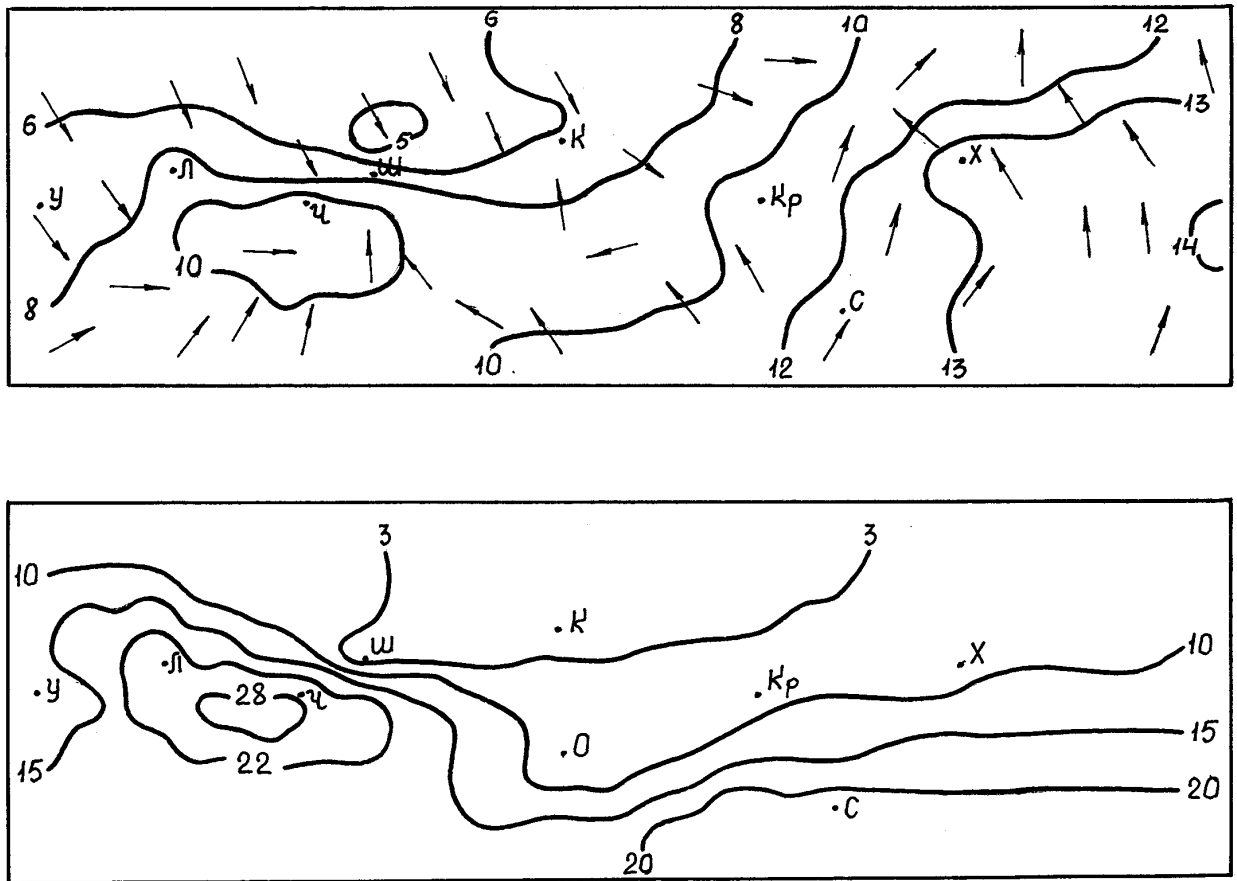


Рис. 3.11. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 200 м за 08.01.86г., 12 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

(5 м/с) сместилась на запад. В районе Шепетовки наблюдаются минимальные значения модуля скорости ветра. Максимальные значения величины (14 м/с) отмечаются на востоке Донецкого региона. На юго-востоке Карпат прослеживается область повышенных значений, где модуль скорости ветра превышает 10 м/с. Полоса постоянных величин скорости ветра от 10 м/с до 13 м/с проходит через северо-восточные районы Украины, Донецкий регион, большую часть Прибрежного мегаполиса. Наибольшая горизонтальная изменчивость модуля скорости ветра наблюдается вдоль линий Черновцы-Шепетовка (10-6 м/с), Львов-Черновцы (8-10 м/с). Экстремальные значения скорости ветра в различных районах рассматриваемой области представлены в табл. 3.5.

В Донецком регионе, северных, северо-восточных районах рассматриваемой территории, в северных и северо-восточных областях ЦЧУ наблюдается правый поворот ветра с высотой. На большей части остальной территории отмечается левый поворот. На юго-востоке Карпат наблюдается область сходимости ветра ОТ ЗСЗ до ЮЮВ. На границе северного и северо-восточного районов область сходимости ли-

ний тока сохранилась. В северо-западных, северных районах исследуемого региона, северных и западных областях ЦЧУ, Карпат преобладают СЗ и ССЗ ветры. На востоке Прибрежного мегаполиса, юго-западе Донецкого региона, юго-западе рассматриваемой территории, востоке ЦЧУ наблюдаются ветры западного и юго-западного направления. На большей части Донецкого региона и северо-востоке Украины отмечаются южные и юго-юго-восточные ветры. На большей части ЦЧУ Прибрежного мегаполиса наблюдаются ветры переменных направлений (рис.3.11).

Картина пространственного распределения коэффициента турбулентности в сравнении с предыдущим уровнем изменилась несущественно (см. рис. 3.11). В Донецком регионе, северо-западе и юго-западе рассматриваемой территории, районе Карпат коэффициент турбулентности продолжает расти и южнее Черновцов достигает наибольших величин ( $33 \text{ м}^2/\text{с}$ ). На остальной территории коэффициент турбулентности уменьшился. Минимальные величины отмечались в районе Киева и не превышали  $1 \text{ м}^2/\text{с}$ . Наибольшая горизонтальная изменчивость коэффициента турбулентности наблюдалась вдоль линий Одесса-Симферополь ( $7-24 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Кривой Рог-Симферополь ( $7-24 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Черновцы-Шепетовка ( $28-3 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Ужгород-Львов ( $9-24 \text{ м}^2/\text{с}$ ). Экстремальные значения по различным районам исследуемой территории представлены в табл.3.6.

**500 м** счетный уровень. Картина пространственного распределения скорости и направления ветра, в основном, не изменилась (см. рис. 3.12). Скорость ветра возросла, минимальная до  $7.6 \text{ м/с}$ , а максимальная - до  $19.7 \text{ м/с}$ . Области наименьших значений модуля скорости ветра наблюдаются на западе ЦЧУ и в районе Одессы. На юго-востоке Карпат отмечается зона повышенных значений модуля скорости ветра. Полоса постоянных значений модуля скорости ветра от  $11 \text{ м/с}$  до  $17 \text{ м/с}$  захватывает северные и северо-восточные районы рассматриваемой территории, ЦЧУ, запад Донецкого региона и часть Прибрежного мегаполиса. Полоса постоянных значений ветра ( $18-19 \text{ м/с}$ ) проходит через северо-восток Украины и поворачивает на юго-восток Донецкого региона. Наибольшая горизонтальная изменчивость модуля скорости ветра наблюдается вдоль линии Одесса-Кривой Рог ( $7-13 \text{ м/с}$ ), Черновцы-Шепетовка ( $13-8 \text{ м/с}$ ), Ужгород-Львов ( $6-12 \text{ м/с}$ ), Одесса-Симферополь ( $7-16 \text{ м/с}$ ). Экстремальные величины модуля скорости ветра в различных районах исследуемой области приведены в табл. 3.5.

В большинстве районов рассматриваемой территории ветер с высотой поворачивает вправо. На юго-востоке Карпат и севере исследуемого региона наблюдаются области сходимости ветров (рис.3.12).

На всей рассматриваемой территории коэффициент турбулентности в сравнении с уровнем  $200 \text{ м}$  существенно уменьшился. Наиболее четко уменьшение  $K$  прослеживается в Прибрежном мегаполисе и Донецком регионе, где коэффициент турбулентности уменьшается на  $5-20 \text{ м}^2/\text{с}$ . На большей части рассматриваемой территории его значения не превышает  $5 \text{ м}^2/\text{с}$  (рис.3.13). Минимальные значения наблюдается в районе Киева ( $1 \text{ м}^2/\text{с}$ ), а область повышенных значений захватывает район



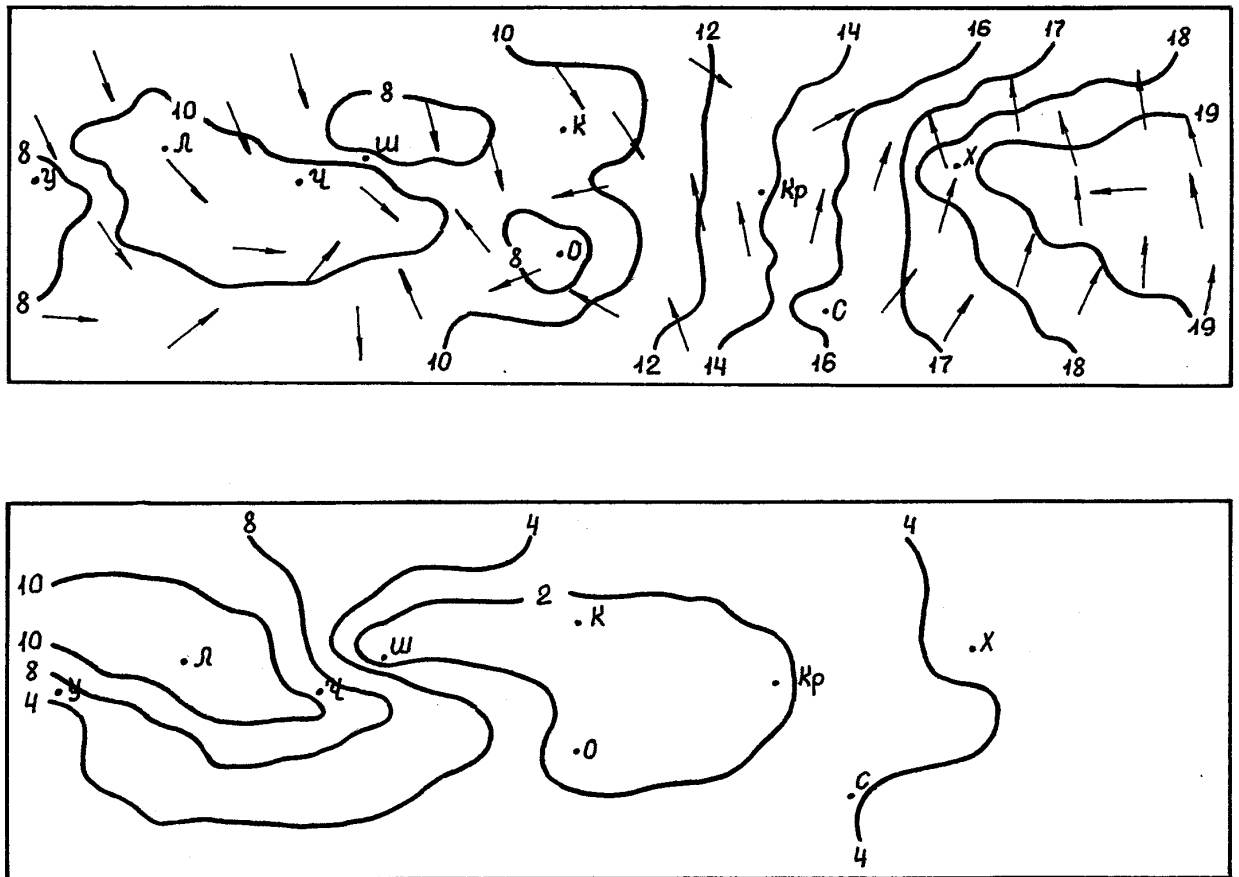


Рис. 3.12. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 500 м за 08.01.86г., 12 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

Карпат, северо-западные и юго-западные районы рассматриваемой территории, где наблюдаются  $K_{\max}$  в районе Львова ( $21 \text{ м}^2/\text{с}$ ). Наибольшая горизонтальная изменчивость коэффициента турбулентности наблюдается в направлении Одесса-Черновцы ( $1-11 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Шепетовка-Черновцы ( $1-11 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Львов-Ужгород ( $21-4 \text{ м}^2/\text{с}$ ). Детализация по районам исследуемой территории приведена в табл. 3.6.

**1000 м** счетный уровень. При анализе пространственного распределения модуля скорости ветра обнаруживаются определенные отличия от распределения на уровне 500 м. Области наименьших значений скорости ветра наблюдаются: одна - на северо-западе рассматриваемой территории, а вторая охватывает северные и северо-западные районы Прибрежного мегаполиса и центральные районы ЦЧУ. Минимальные значения модуля скорости ветра отмечаются в районе Киева (3 м/с). На юго-востоке Карпат сохраняется очаг высоких значений модуля скорости ветра. В северо-восточных областях Украины и Донецком регионе скорость ветра возросла на 2-6 м/с и достигла 25.4 м/с. В большинстве районов рассматриваемой территории

модуль скорости ветра уменьшился на 2-4 м/с. На юго-востоке Карпат скорость ветра не изменилась. Полоса постоянных значений модуля скорости ветра от 10 м/с до 18 м/с захватывает северные районы рассматриваемой территории, восточные районы ЦЧУ, западные районы Донецкого региона и Прибрежный мегаполис. Полоса постоянных значений скорости ветра от 20 м/с до 22 м/с проходит через СВ районы Украины и Донецкий регион. Наибольшая горизонтальная изменчивость наблюдается вдоль линий Кривой Рог-Харьков (11-23 м/с), Одесса-Кривой Рог (4-11 м/с), Киев-Кривой Рог (4-11 м/с), Львов - Черновцы (8-14 м/с). Экстремальные значения модуля скорости ветра в различных районах рассматриваемой территории приведены в табл. 3.5.

Анализ поля направления ветра показывает, что на большей части рассматриваемой территории отмечается правый поворот ветра с высотой. Так, в районе Харькова значения этого угла в слое 500 - 1000 м достигают  $30^0$ .

Коэффициент турбулентности на большей части рассматриваемой территории уменьшился и лишь на северо-востоке Украины отмечается увеличение до  $8 \text{ м}^2/\text{с}$ . Диапазон изменения коэффициента турбулентности составляет 1 -  $8 \text{ м}^2/\text{с}$ . Наибольшая горизонтальная изменчивость его значений наблюдается вдоль линии Кривой Рог-Харьков ( $1-8 \text{ м}^2/\text{с}$ ), Симферополь-Харьков ( $1-8 \text{ м}^2/\text{с}$ ). Экстремальные значения коэффициента турбулентности по районам рассматриваемой территории приведены в табл. 3.6.

### 3.1.2. Турбулентно-циркуляционный режим нижней атмосферы над Украиной для синоптической ситуации "Стационарирование циклона"

Развитие синоптического процесса с 22 по 26 мая 1987 года является характерным примером *стационарирования циклона* над территорией Украины.

В 12 час СГВ 22 мая влияние на погоду Европейского континента оказывал циклон с центром над Венгрией в районе Будапешта (рис. 3.13), перемещавшийся на восток со скоростью 20 км/ч. Этот циклон являлся высоким, термически неоднородным барическим образованием с минимальным давлением в центре 995 гПа. Ось наклонена на юг. Погода на Украине была обусловлена теплым сектором вышеуказанного циклона и двумя фронтами окклюзии. Один из них проходил через Черновцы-Шепетовку-Киев-Суммы, второй - через Измаил на западную часть Черного моря. В зоне фронтов наблюдались ливневые осадки, грозы, туманы.

Минимальное давление отмечается на юге Украины (порядка 997 гПа). На северо-западе рассматриваемой территории около 1004-1005 гПа, на северо-востоке - 1003-1004 гПа. Изобары в западной и восточной частях имеют меридиональную

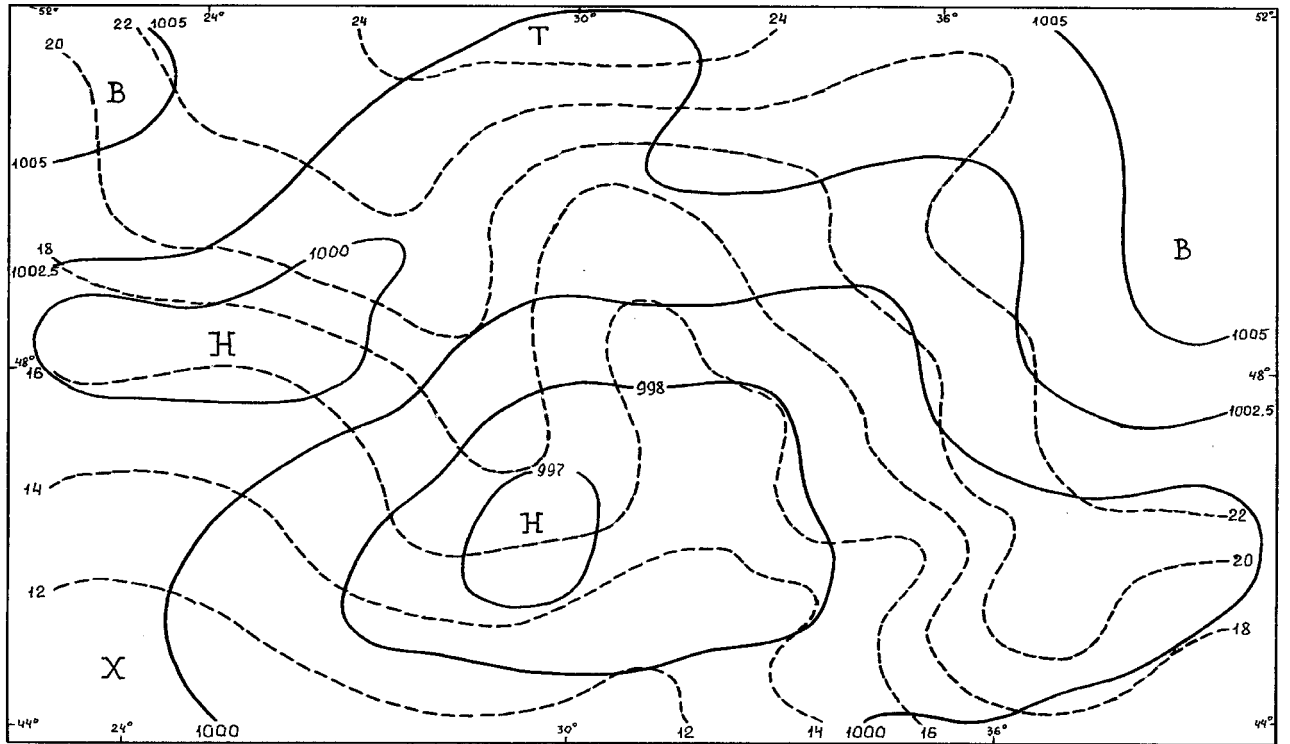


Рис. 3.13. Термобарическое поле у поверхности Земли 22.05.87г., 12 час СГВ.  
Обозначения см. рис.3.1.

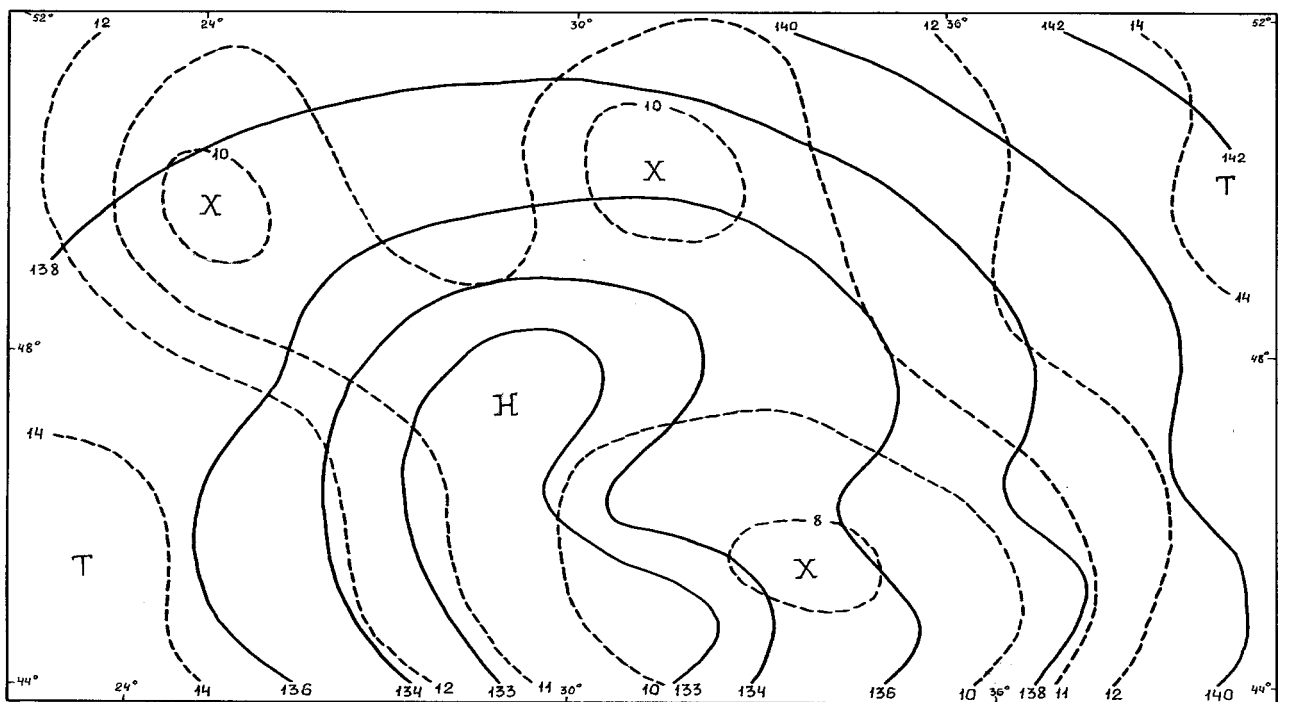


Рис. 3.14. Термобарическое поле на поверхности  $AT_{850}$  22.05.87г., 12 час СГВ  
Обозначения: сплошные линии - изогипсы, пунктирные линии - изотермы

ориентацию, в центральной части - широтную. На северо-западе ветер северный, северо-западный, 4-6 м/с, на севере и в центральной части ветер северо-восточный, 2-5 м/с; на юге - переменных направлений, 2-3 м/с; над Крымом - южный, 4-6 м/с, севернее Крыма - до 10 м/с; на востоке и северо-востоке рассматриваемой территории ветер юго-восточный, 3-7 м/с.

Высота изобарической поверхности 850 гПа над рассматриваемой территорией представлена обширной ложбиной с осью, ориентированной с западного побережья Черного моря на Кишинев, затем на Черкассы (рис. 3.14). Высота вдоль оси ложбины составляет около 1330-1340 м, на периферии - 1380-1390 м. Барические градиенты по всей территории примерно одинаковы. Скорость ветра на северо-западе и севере порядка 7-10 м/с восточных, северо-восточных направлений; на юге, юго-западе - 2-5 м/с, южных, юго-восточных направлений; на востоке, северо-востоке - 4-11 м/с юго-восточного направления.

Поле температуры у земли выглядит следующим образом (см. рис. 3.13): более прохладный воздух располагается на юге (в Измаиле - 14 °С, в Одессе - 16 °С, в Крыму - 15÷19 °С); более теплый - севере рассматриваемой территории (на северо-западе 23° С, на севере - 25÷26 °С, на северо-востоке 21÷23 °С). На западе температура меняется в пределах 17÷20 °С, на востоке - от 22 до 26 °С, на юго-востоке - от 19 до 21 °С. И, наконец, в центральной части Украины, охваченной ложбиной холода, ось которой проходит вдоль западного побережья Черного моря, затем через Николаев-Черкассы-Киев, температура меняется от 17 до 20 °С. Изотермы западнее меридиана Черновцов располагаются вдоль кругов широты, а восточнее наблюдается небольшой гребень тепла с осью, проходящей через Шепетовку-Винницу-Кишинев (температура вдоль оси меняется от 22 до 17 °С), далее идет ложбина холода над центральной частью Украины и, наконец, восточнее меридиана Днепропетровска изотермы приобретают хорошо выраженный меридиональный характер. Наибольшие температурные градиенты отмечаются на севере центральной части, севернее Киева, над Азовским морем и восточным Крымом.

Температура на уровне 850 гПа, по имеющимся данным, менее изменчива, чем у земли (см. рис. 3.14) - от 8 °С в Крыму до 12 °С на северо-востоке, в районе Харькова. В Карпатах температура порядка 10÷11 °С, в центральной части и на юге Украины - 10÷12 °С. Ложбина холода, начиная с Крыма, проходит через всю Центральную и северо-западную части Украины. Небольшой гребень тепла наблюдается в районе Шепетовка-Житомир. В целом, изотермы имеют меридиональную направленность.

Для рассматриваемого циклона характерна незначительная адвекция холода в тылу и падение давления в центре и передней его части. Это привело к тому, что 23 мая циклон сместился со скоростью 20-25 км/ч на восток и его центр находился 23 мая в 00 час СГВ в районе Одессы. Давление в центре - 994 гПа. Максимальное давление - 1003-1004 гПа - во Львове и Бресте. Барические градиенты по всей террито-

рии невелики. Соответственно небольшим барическим градиентам у земли незначительна и скорость ветра: по всей территории - порядка 1-3 м/с, во Львове - 8 м/с. Наибольшие перепады давления отмечаются в Крыму и прилегающих районах. Здесь они составляют около 5 гПа на 300 км, и скорость ветра - порядка 6-9 м/с. Направление ветра различно: над северо-западом Украины ветер северных направлений, над юго-западом - перенос с запада, юго-запада на восток, северо-восток, над юго-восточной частью - перенос с юга на север, над северо-востоком - перенос с востока, северо-востока на запад, юго-запад.

Циклон прослеживается на карте 850 гПа. Ось его - квазивертикальная. Направление ветра - классическое для циклона. Скорость ветра в центральной части - 6-8 м/с, в Карпатах - около 14 м/с, в Крыму - до 19 м/с. Температурное поле у Земли представлено обширным гребнем тепла, направленным с северо-востока на запад. Ось его располагается примерно вдоль 50 с.ш. и охватывает города: Суммы-Черкассы-Винницу-Львов. В целом, температура по территории распределена довольно однородно:  $10 \div 13$  °С на юге,  $13 \div 14$  °С - на западе, в центре и на востоке - порядка 15 °С. Контраст между максимальной и минимальной температурами составляет  $5 \div 6$  °С. Однако, нужно заметить, что в распределении температуры по территории отмечается аномалия: на юге воздух на  $2 \div 4$  °С холоднее чем на севере. Наибольшие горизонтальные градиенты температуры сосредоточены в районе Крыма и западных Карпат. На уровне 850 гПа изотермы располагаются вдоль круга широты. На юге также, как и у земли, воздух более холодный, чем на севере: в Симферополе - 3 °С, в Киеве - 11 °С, в Харькове - 13 °С. 23 мая в 00 час СГВ аномальное распределение температуры сохранилось во всем пограничном слое.

Перейдем к анализу термобарической ситуации в срок **12 час СГВ 23 мая**.

Центр циклона продолжал располагаться в районе Одессы (см. рис.3.15). Давление в центре осталось таким же, как и 12 часов назад, в срок 00 час СГВ - 994.3 гПа. Однако, на периферии, в частности, на северо-западе и западе давление возросло на 2-5 гПа, на крайнем юго-востоке и востоке - на 3-5 гПа. На севере давление почти не изменилось. За счет незначительного роста давления на северо-западе стал формироваться гребень, приведший к большей вытянутости изобар вдоль меридианов, чем за предыдущий срок. Направление ветра в западной половине рассматриваемой территории преимущественно северное, северо-западное; в восточной части ветер южный, юго-западный; на северо-востоке - юго-восточный. Скорость ветра в центральной части 2-5 м/с; на северо-западе и западе - 4-7 м/с; на юго-востоке и в Крыму - 7-11 м/с, на востоке - 8-9 м/с. Таким образом, на периферии циклона за счет даже незначительного роста давления при сохранении его постоянного значения в центре увеличились барические градиенты и скорость ветра возросла на 2-3 м/с.

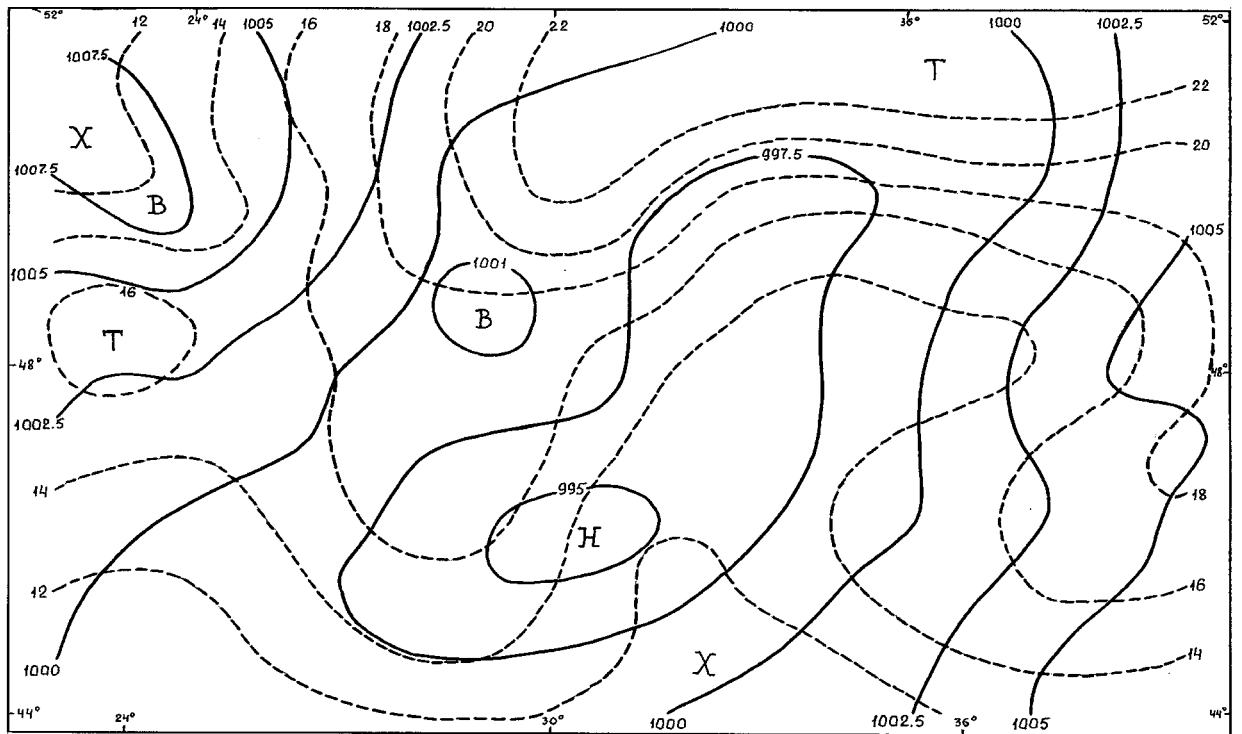


Рис. 3.15. Термобарическое поле у поверхности Земли 23.05.87г., 12 час СГВ.  
Обозначения см. рис.3.1.

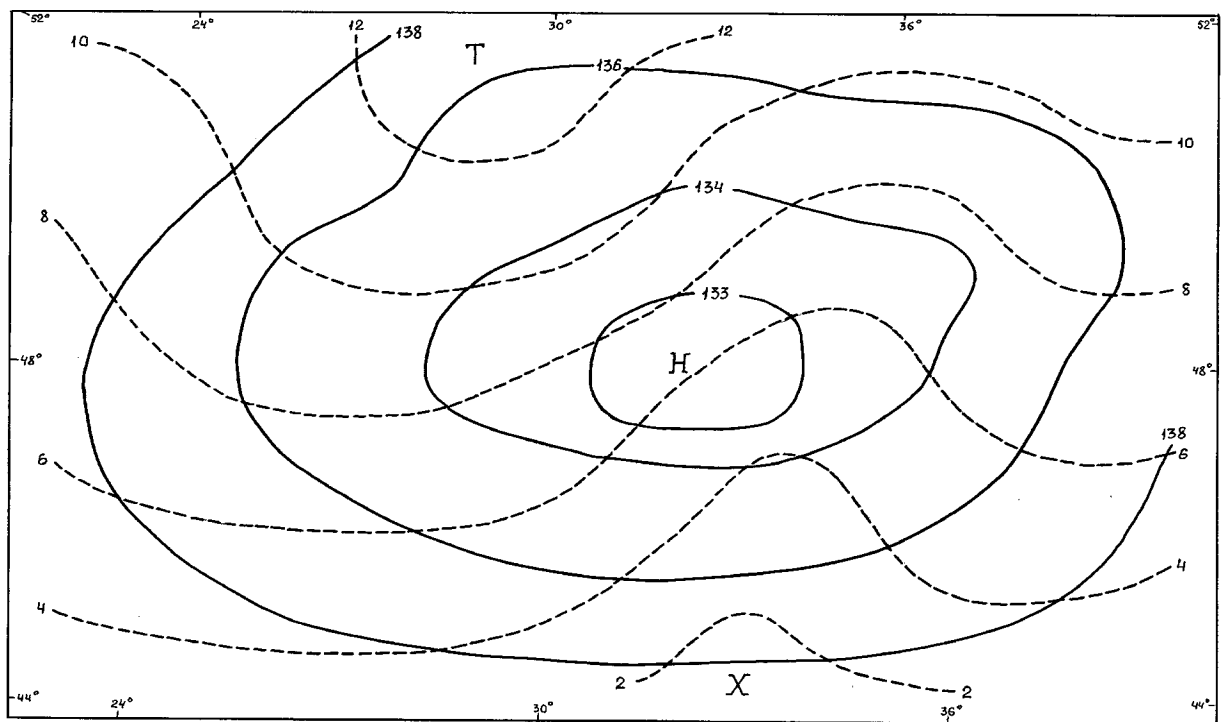


Рис. 3.16. Термобарическое поле на поверхности  $AT_{850}$  23.05.87г., 12 час СГВ  
Обозначения см. рис. 3.14.

На высоте 850 гПа центр циклона сместился в район Кировограда (см. рис. 3.16). Конфигурация изогипс - эллипсоидная, большая ось эллипсоида направлена вдоль широты. В центральной части и на востоке по сравнению с 00 час СГВ 23 мая скорость ветра возросла на 2-5 м/с, и ветер достиг величин 9-11 м/с, на западе - 7-8 м/с. Отметим, что с циклоном связана система фронтов: фронт окклюзии проходит через Одессу-Кишинев-Винницу, холодный фронт - через Киев-Чернигов-Курск, теплый фронт - через Житомир-Мозырь. Точка окклюзии наблюдается в районе Винницы.

Температурное поле у земли представлено следующим образом: в центральной части Украины на северо-западе располагается гребень тепла. Ось гребня направлена на юго-запад и проходит через Чернигов-Винницу-Кишинев. На юго-востоке же центральной части Украины наблюдается ложбина холода, ось которой направлена с северо-западной части Черного моря на северо-восток и проходит через Одессу -Днепропетровск - Харьков. Гребень тепла и ложбина холода сильно нарушают широтный характер изотерм, и поэтому температура вдоль широт достаточно переменчива. К тому же продолжает наблюдаться аномальное распределение температуры: на севере -  $23\div 24^{\circ}\text{C}$ , на юге -  $11\div 14^{\circ}\text{C}$ , на востоке -  $14\div 18^{\circ}\text{C}$ , на западе -  $12\div 16^{\circ}\text{C}$ . По всей территории отмечаются ливневые осадки, грозы. На высоте 850 гПа по имеющимся данным температура воздуха в северной половине меняется от 8 С до  $11^{\circ}\text{C}$ , в южной половине температура воздуха на  $3-4^{\circ}\text{C}$  ниже, чем в северной.

**24 мая** циклон продолжал стационарировать над Украиной, но занимает еще и нижнее Поволжье и южный Урал. Давление в его центре остается прежним; по всей территории республики идут ливневые дожди. За счет небольшой двусторонней адвекции температуры (заток холода в тыл и вынос тепла в переднюю часть циклона) это барическое образование будет существовать еще сутки. К 00 СГВ 25 мая циклон начал заполняться, давление его в центре возросло до 1000 гПа. Центр циклона сместился в район Курска. Таким образом, восточная половина рассматриваемой территории оказалась под влиянием тыловой части уже начавшего заполняться циклона. Западная же половина территории - под влиянием гребня высокого давления; ось гребня проходит через Львов-Винницу. Максимальное давление в гребне 1018 гПа. Изобары в западной, восточной и юго-восточной частях рассматриваемой территории носят широтный характер, а в центральной части имеют хорошо выраженную меридиональную ориентацию. Наибольшая густота изобар наблюдается на востоке Украины и над Крымом. На западе, в районе Карпат, барические градиенты также достаточно выразительны, но несколько меньше, чем в восточной части, что и подтверждается картиной распределения скоростей ветра у земли: на западе - 5-7 м/с, в Крыму и на востоке - 6-10 м/с, в центральной части - 4-7 м/с, на юге - 2-6 м/с. Направление переноса - с северо-запада, запада на юго-восток, восток; над юго-восточной частью территории и в Крыму перенос с юго-запада на северо-восток.

На высоте 850 гПа барическое поле представлено тыловой частью циклона с минимальным значением геопотенциала на северо-востоке - 1400 м. Ось ложбины

направлена по диагонали рассматриваемой территории, соединяющей северо-восток и юго-запад. Наибольшие высоты геопотенциала составляют около 1470 м. Скорость ветра по всей территории - около 7-10 м/с. Преобладающее направление переноса - с северо-запада, запада на юго-восток, восток.

Температура у земли возрастает с севера на юг от 9 °С до 22 °С. В северной половине и на западе южной половины рассматриваемой территории изотермы имеют широтную ориентацию. На востоке южной половины наблюдается гребень тепла, направленный с Черного моря на Донбасс. Вдоль оси гребня температура порядка 21÷22 °С, что на 3÷4 °С выше, чем в окружающих районах. На западе и востоке температура примерно одинакова - 18÷19 °С.

На уровне 850 гПа температурное поле представлено таким образом, что более холодный воздух располагается на северо-западе (2÷3 °С), а более теплый - на юго-востоке (3÷9 °С). Дожди прекратились, установилась малооблачная погода. Давление продолжало расти.

**К 00 час СГВ 26 мая** в западной части Украины, в районе Карпат образовалось ядро повышенного давления с центром в районе Львова (см. рис. 3.17). Максимальное давление составляет 1020 гПа. В восточной части за счет более интенсивного, чем на западе, роста давления ( за 12 часна западе давление выросло на 2-3 гПа, на востоке - на 4-5 гПа). Тыловая часть ложбины ранее рассматриваемого циклона сместилась еще дальше, на северо-восток. В Крыму и над Азовским морем имеет место циклоническая деятельность. Центр небольшого циклона располагается над Азовским морем. Давление в центре - 1011 гПа. Наличие этого циклона в указанном выше районе привело к тому, что здесь возникла своя циркуляция: в северной части Крымского полуострова ветер северный, северо-западный, около 3 м/с, в южной части - юго-западный, западный, 2-3 м/с, на юго-восточном побережье Азовского моря - юго-западный, 4-6 м/с. Таким образом, над большей частью территории республики 26 мая установилось малоградиентное поле повышенного давления.

Скорости ветра невелики: в западной и центральной частях рассматриваемой территории до 3 м/с, на северо-востоке и востоке 2-4 м/с, на юго-востоке - 3-6 м/с. Направление ветра - преимущественно северо-западное.

На уровне 850 гПа низкое давление отмечается на северо-востоке рассматриваемой территории, высокое - на юго-западе (рис. 3.18). Изогипсы проведены вдоль диагонали, направленной с северо-запада на юго-восток. Разница между максимальными и минимальными высотами составляет около 70 м, и градиенты, в целом, незначительны, однако, если говорить о наибольшей густоте изогипс, то она отмечается в районе Киев-Одесса-Симферополь-Харьков, и скорости ветра в этом районе порядка 5-10 м/с, на западе - 3-6 м/с. Перенос воздушных масс - с северо-запада на



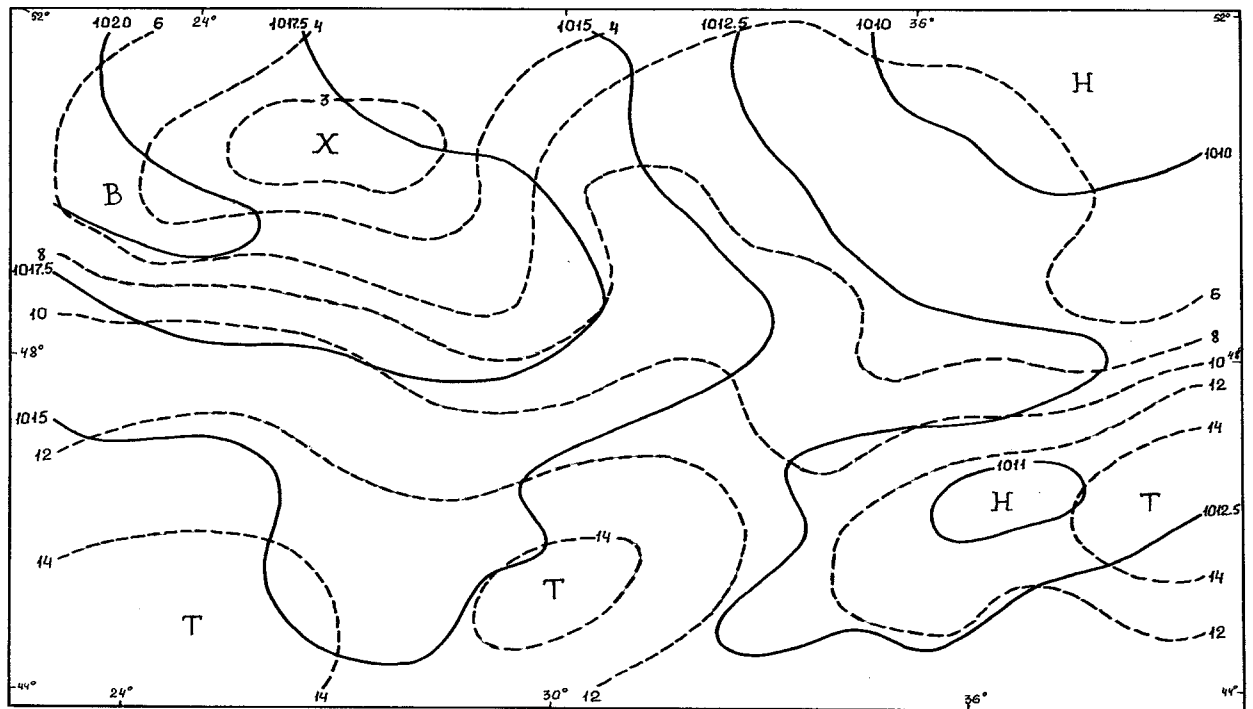


Рис. 3.17. Термобарическое поле у поверхности Земли 26.05.87г., 00 час СГВ  
Обозначения см. рис. 3.1.

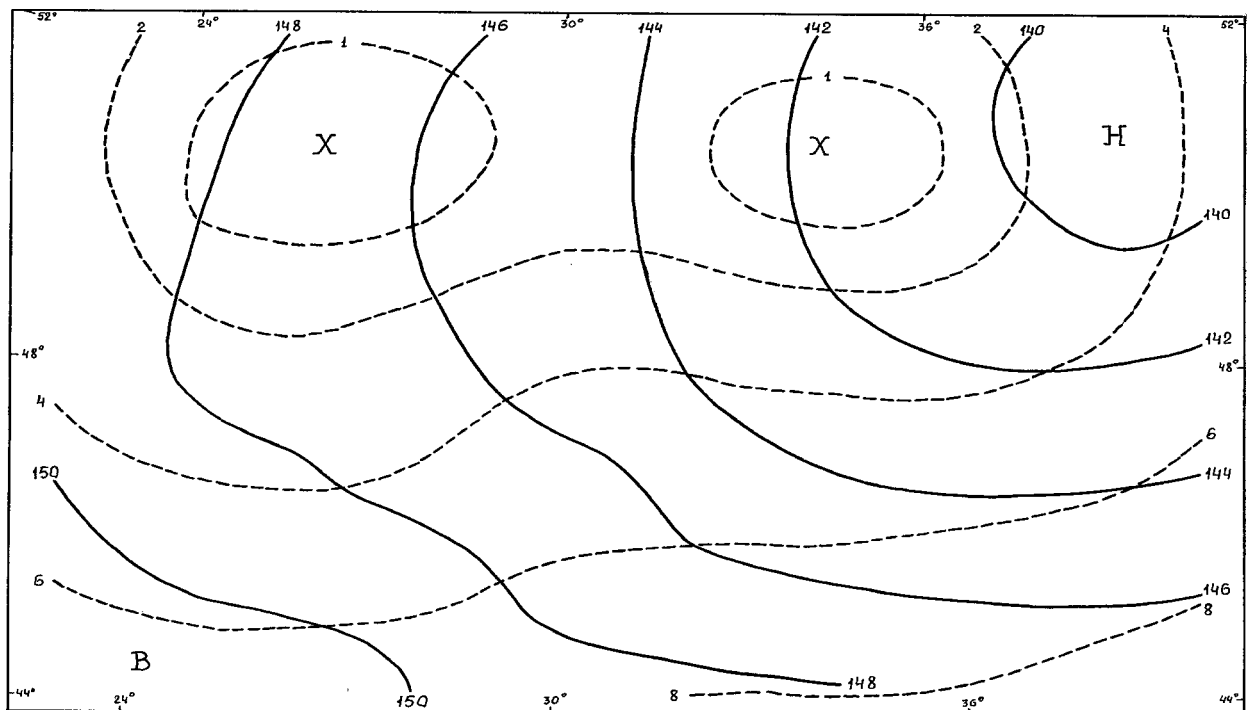


Рис. 3.18. Термобарическое поле на поверхности  $AT_{850}$  26.05.87г., 00 час СГВ.  
Обозначения см. рис. 3.14.

юго-восток. Поля температур у земли и на высоте аналогичны. Изотермы имеют широтную ориентацию. В северной половине рассматриваемой территории у земли температура составляет 4-5 °С, на юге - 13-14 °С, на высоте 850 гПа на севере - около 0 °С, на юге 5-6 °С.

Рассмотрим теперь анализ восстановленных турбулентно-циркуляционных характеристик для описанной выше синоптической ситуации, полученные на основе расчетов по трехмерной модели АПС.

Из анализа полученных результатов можно выявить следующие особенности их пространственного распределения в нижней атмосфере.

**22 мая 1987 г. 12 час СГВ.**

**10 м** счетный уровень. Пространственное распределение модуля скорости ветра у поверхности земли имеет сложную структуру (рис. 3.19). Наибольшие скорости ветра - 21 м/с наблюдаются над юго-западным районом, затем скорость ветра убывает к северу

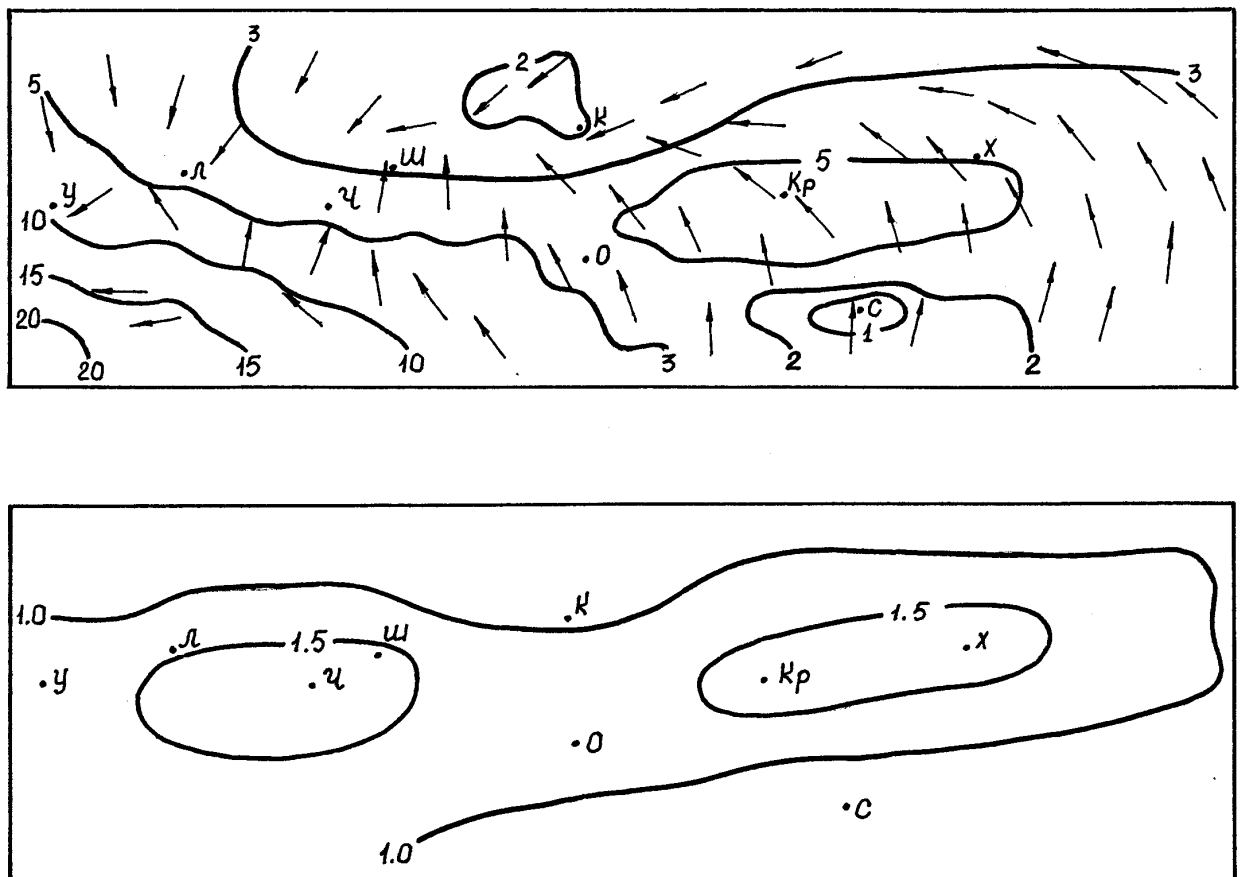


Рис. 3.19. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 10 м за 22.05.87г., 12 час СГВ (обозначения см. рис.3.4)

и северо-востоку и на большей части территории полигона не превышает 5 м/с, исключение составляет область на северо-западе Донецкого региона, над которой модуль скорости ветра 5-8 м/с. Область со слабым ветром 1-2 м/с расположена над акваторией Азовского моря (табл. 3.7).

Направление вектора ветра у поверхности земли чрезвычайно разнообразно. Ветроразделительная полоса простирается от Кривого Рога до Ужгорода. К северу от нее ветер имеет северное и северо-восточное направления, к югу - преобладают южные и юго-восточные потоки. Над юго-западным регионом наблюдается восточный перенос.

Поле коэффициентов турбулентности однородно и по всей территории полигона колеблется около  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл. 3.8).

**50 м** счетный уровень. Распределение модулей скорости ветра на высоте 50 м имеет структуру, аналогичную приземной с максимумом 21 м/с над Юго-западным районом. Укажем на локальное увеличение скорости ветра над Кривым Рогом до 10 м/с и на минимум над Крымским полуостровом - 1 м/с (табл.3.7).

Направление ветра на этой высоте не отличается от приземного. Наиболее сложная структура ветрового поля в западной части полигона. Над Северо-западным районом преобладают северные потоки, затем на оси Львов-Ужгород осуществляется поворот на северо-восток по восточной периферии Юго-западного района преобладает южный ветер. Южный и юго-западный потоки имеют место над Прибрежным мегаполисом и Донецким регионом, над Северной, ЦЧУ - восточный и северо-восточный перенос, над северо-восточной частью полигона преобладает перенос юго-восточного направления.

Поле коэффициентов турбулентности приобрело сложную структуру. Минимальные значения около  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  расположены на юге Донецкого региона и над Крымом. Севернее коэффициенты турбулентности увеличиваются, над Кривым Рогом и Черновцами выделяются две области с максимальными значениями ( $8-9 \text{ м}^2/\text{с}$ ) коэффициентов турбулентности. К северу от оси Кривой Рог-Черновцы они плавно убывают и над Северо-западным, Северным, Центральным районами варьируют в диапазоне  $3-5 \text{ м}^2/\text{с}$ , над Северо-восточным районом поле коэффициентов турбулентности однородно -  $3-5 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл. 3.8).

**100 м** счетный уровень. В западной части полигона прослеживается та же картина распределения модуля скорости ветра, что и на нижних уровнях; с максимумом над юго-западным районом и плавным убыванием в северо-восточном направлении. Здесь обнаруживаются и максимальные градиенты скорости ветра примерно 3 м/с на 100 км. Второй максимум скорости ветра выделяется в Донецком регионе к югу от Кривого Рога - 10 м/с, на остальной части Донецкого региона повсеместно скорости ветра 5-6 м/с (табл. 3.7).

Пространственная структура направлений ветра аналогична структуре нижних уровней. В западной части полигона, в районе Карпат имеет место схождение северных и южных, юго-восточных воздушных потоков, такая же картина наблюда-

ется в Центральной части Украины вплоть до Киева. В восточной части полигона выявляется вращение ветра против часовой стрелки на  $90-100^\circ$ , с северо-западного на восточное направление.

Коэффициент турбулентности выше, чем на нижележащих уровнях, максимальные значения наблюдаются в западной части Донецкого региона - около  $15 \text{ м}^2/\text{с}$ . В северной части полигона коэффициенты турбулентности  $4-5 \text{ м}^2/\text{с}$ , наименьшие значения -  $1-3 \text{ м}^2/\text{с}$  в Прибрежном мегаполисе (табл. 3.8).

**200 м счетный уровень.** Структура модуля скорости на высоте 200 м в значительной степени отличается от нижних уровней. Область повышенных значений находится в западной части Донецкого региона около Кривого Рога, скорость ветра достигает  $14 \text{ м/с}$  (рис.3.20). Во всех направлениях от области максимума скорости переноса уменьшаются. Полосы одинаковых значений модуля скорости ветра около  $5 \text{ м/с}$  простирается над Северо-западным, Северным, Северо-восточным районами,

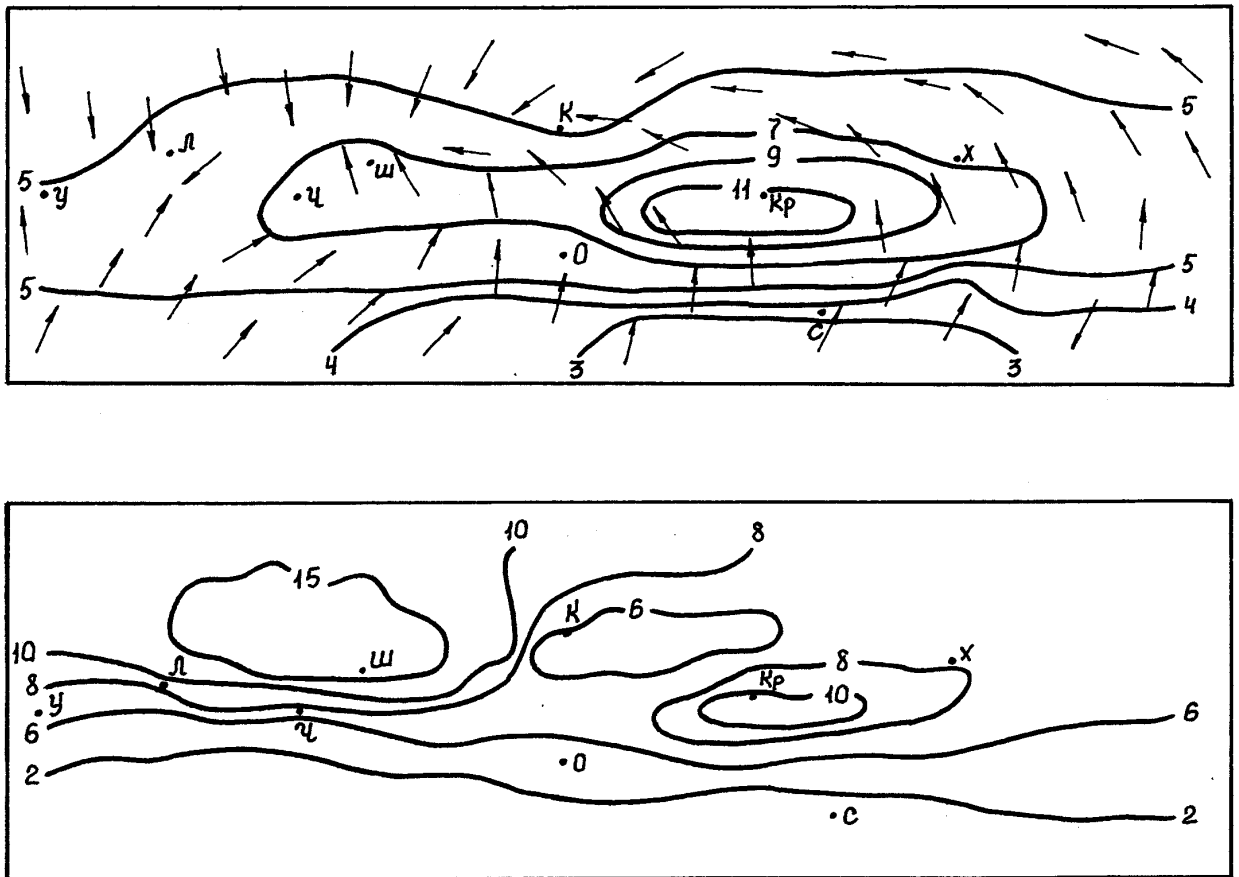


Рис. 3.20. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 200 м за 22.05.87г., 12 час СГВ (обозначения см. рис.3.4)

Таблица 3.7

Пространственное распределение экстремальных величин модуля скорости ветра, м/с  
22.05.87г., 12 час СГВ

Н (м)		СЗ район	р-н Карпат	ЮЗ район	С район	Центр.часть Украины	СВ район	Прибрежный мегаполис		Донецкий регион	
								Суша	Море	Суша	Море
10	Min	2.4	2.7	4.7	2.1	2.1	2.8	0.2	1.7	1.7	2.0
	Max	5.2	10.5	21.1	3.1	6.4	5.9	9.5	6.4	8.1	2.8
50	Min	2.9	3.2	5.8	2.6	2.5	3.4	1.4	2.9	2.2	3.1
	Max	5.5	10.6	21.0	3.5	7.6	7.0	10.3	7.3	9.6	3.9
100	Min	3.1	3.6	8.0	2.9	2.9	3.7	3.1	5.6	4.7	5.3
	Max	5.5	10.5	20.1	3.6	7.3	7.7	10.8	8.4	10.6	5.9
200	Min	4.5	4.7	3.9	4.6	4.7	4.6	2.1	2.2	2.7	3.0
	Max	5.2	7.3	7.3	5.3	10.7	9.5	7.5	5.2	14.0	5.8
500	Min	5.8	6.0	7.2	5.4	5.7	4.5	1.6	3.2	2.3	2.7
	Max	7.4	10.2	16.3	5.8	8.5	7.7	7.7	7.0	10.5	4.1
1000	Min	7.4	3.5	3.8	5.6	4.5	3.9	2.0	2.7	2.5	2.7
	Max	9.6	9.7	12.0	7.1	8.6	7.4	6.3	4.7	11.0	4.4

Таблица 3.8

Пространственное распределение экстремальных величин коэффициента турбулентности, м<sup>2</sup>/с  
22.05.87г., 12 час СГВ

[illegible]

а также над большей частью Юго-западного и Донецкого регионов. Прибрежный мегаполис отличается низкими значениями скорости ветра - 2-5 м/с. На оси Симферополь-Кривой Рог самые высокие горизонтальные градиенты скорости ветра - 2.5 м/с на 100 км (табл. 3.7).

Поле направлений вектора ветра сохраняет сложную структуру: северные ветры - в северо-западном районе, над Карпатами, в районе Ужгорода - восточный ветер, сходимость ветровых потоков по оси Киев-Львов, поворот ветра против часовой стрелки на  $90-100^\circ$  с юго-западного на восточное направление над Донецким и Северо-восточным регионами.

Поле коэффициента турбулентности имеет сложную структуру с двумя максимумами. Один из них располагается на стыке Северо-западного, Карпатского и Центрального районов. Здесь близ Шепетовки величина коэффициента турбулентности достигает  $25 \text{ м}^2/\text{с}$ . Второй максимум располагается к югу от Кривого Рога -  $11 \text{ м}^2/\text{с}$ . К югу от обоих максимумов величина коэффициента турбулентности быстро убывает, горизонтальный градиент составляет  $4-5 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл. 3.8).

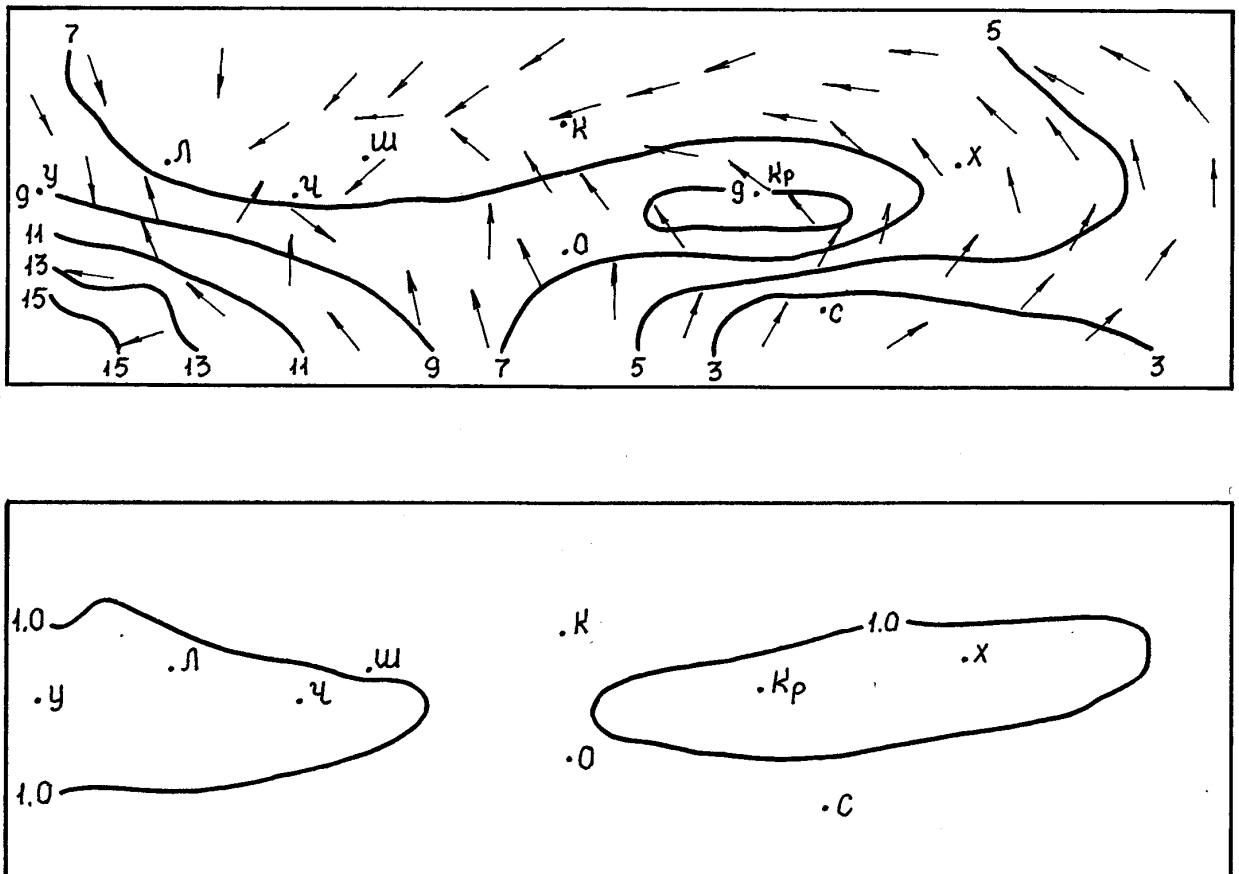


Рис. 3.21. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 500 м за 22.05.87г., 12 час СГВ (обозначения см. рис.3.4)

**500 м** счетный уровень. Пространственная структура модуля скорости ветра отличается от уровня 200 м наличием максимума над Юго-западным районом 16 м/с и постепенным уменьшением скоростей в северо-восточном направлении (рис.3.21). Вторая область с большими скоростями прослеживается к югу от Кривого Рога, где скорости достигают 10 м/с. Остальная территория полигона представляет собой однородное поле скоростей в интервале 5-7 м/с с постепенным уменьшением в юго-восточной части полигона, над Донецким регионом до 2-3 м/с (табл. 3.7).

Поле направлений ветра сохраняет сложную структуру, особенно над Карпатским и Юго-западным регионами. В северо-западной части преобладают северные потоки. На оси Киев-Шепетовка-Львов-Ужгород происходит смена направлений ветра на противоположное - южное, юго-восточное, наблюдается сходимость ветровых потоков. Вдоль южной периферии полигона преобладают только южные и юго-западные потоки, лишь на юго-западе - северо-восточный воздушный поток. Над Прибрежным мегаполисом и Донецким регионом проявляется поворот ветра на  $100-140^{\circ}$  от юго-западного до восточного направлений.

Распределение коэффициентов турбулентности на высоте 500 м отличается равномерностью (см. рис. 3.21), почти над всем полигоном их значения колеблются около  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл. 3.8).

**1000 м** счетный уровень. Модули скорости ветра близ верхней границы пограничного слоя распределены в сложной конфигурации. Скорости варьируют от 3 м/с до 12 м/с (табл. 3.7). Общая тенденция - понижение скорости ветра в направлении с юго-запада на северо-восток. Укажем на наличие минимума скорости ветра в районе Черновцов - 3-4 м/с. Южнее Кривого Рога - область повышенных значений модуля скорости ветра до 11 м/с. В северной и центральной частях Украины скорости ветра 6-7 м/с, в Северо-восточном районе - 4-5 м/с.

Поле направлений ветра представляет собой часть крупномасштабной циркуляции, поворот против часовой стрелки в рамках полигона с юго-западного румба в восточных регионах на восточный перенос в центральной и северо-восточной, южный в западной части полигона, угол поворота более, чем на  $200^{\circ}$ .

Поле коэффициентов турбулентности однородно, их значения не превышают  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл. 3.8).

### ***23 мая 1987 г. 12 час СГВ.***

**10-метровый** счетный уровень. Приземное поле скоростей ветра имеет сложную пространственную структуру (рис.3.22). Самые низкие значения модулей скорости ветра  $< 3 \text{ м/с}$  наблюдаются над Северо-западным и Карпатским районами, к северу от Львова. Южнее скорости ветра плавно растут, достигая над Юго-западным районом 5 м/с.

По мере продвижения на юго-восток, скорости ветровых потоков продолжают расти. Наибольшие значения имеют место над Донецким регионом  $> 7 \text{ м/с}$ . Гори-



горизонтальные градиенты скорости ветра сравнительно незначительны и между Шепетовкой и Кривым Рогом не превышают 0.5 м/с на 100 км (табл. 3.9).

Пространственная структура направлений ветра весьма разнообразна. Над Северо-западным районом северный ветровой поток, переходящий над Карпатским регионом на северо-западный и далее над Юго-западным районом на западный и юго-западный румбы. Над Северным районом наблюдаются северо-западные ветры. В Центральной части Украины у поверхности земли ветры различных направлений, имеющие западную составляющую. Над Северо-восточным районом ветер имеет западное и юго-западное направление.

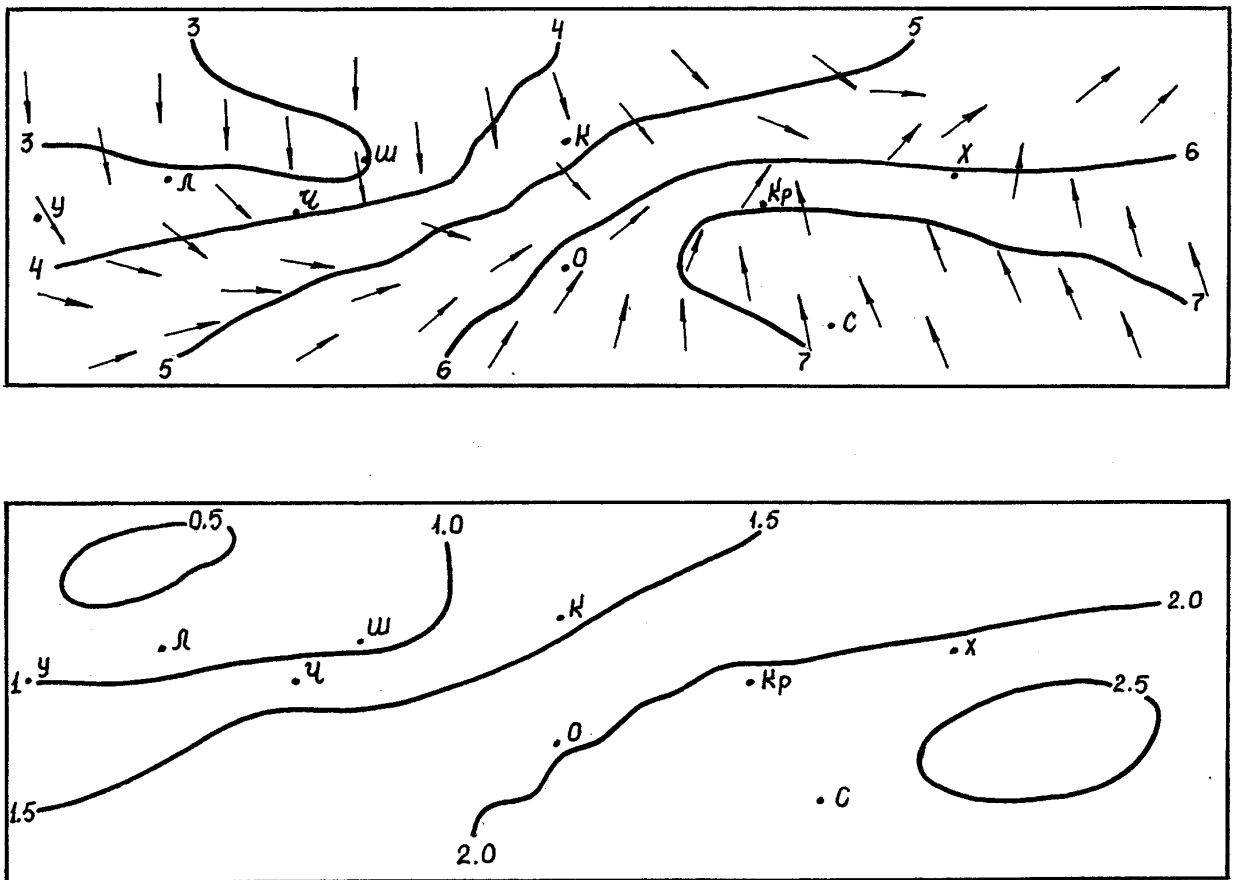


Рис. 3.22. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 10 м за 23.05.87г., 12 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

Величина коэффициента турбулентности мало меняется в пределах полигона и составляет 1-2 м<sup>2</sup>/с (табл. 3.10).

**50 м** счетный уровень. Модули скорости ветра в приземном подслое растут с высотой, сохраняя пространственную конфигурацию приземного ветра. Над Северо-западным районом скорости ветра < 4 м/с, по направлению на юго-восток происходит рост скоростей ветра, достигающих над Прибрежным мегаполисом и Донецким

регионом  $> 9$  м/с. Горизонтальные градиенты скорости ветра на оси Шепетовка-Кривой Рог составляют 0.7 - 1 м/с на 100 км (табл. 3.9).

Поле направлений ветра имеет сложную структуру. Над Северо-западным районом и северной частью Карпат ветры северных румбов, далее к юго-западу осуществляется поворот к северо-западу и затем к западу. Над Центральной частью Украины осуществляется поворот северных потоков на запад.

Над Прибрежным мегаполисом юго-западные и южные ветры, далее к востоку над Донецким регионом юго-восточные воздушные течения. Над Северо-восточным районом юго-западные и южные ветры.

Коэффициенты турбулентности в приземном подслое меняются в направлении с запада на восток от 2 до 11 м<sup>2</sup>/с, при этом наибольшие значения имеют место над Донецким регионом (табл. 3.10).

**100 м** счетный уровень. Пространственная картина модулей скорости ветра на высоте 100 м имеет ряд особенностей (табл. 3.9). Минимальные скорости  $< 5$  м/с наблюдаются над Северо-западным районом. К югу и к востоку скорости растут, максимум  $> 11$  м/с обнаруживается в степной зоне на границе Прибрежного мегаполиса и Донецкого региона, к югу от Кривого Рога. На всей территории полигона разброс скоростей относительно небольшой - 6-10 м/с. Направления вектора представляют собой сложную картину. Над Северо-западным районом ветры западного направления; над Карпатами северный и северо-западный ветер.

Северный район характеризуется в основном юго-западным ветром, над Центральной частью Украины происходит поворот ветра с юго-западного направления на северо-западное. Над Северо-восточным районом происходит поворот примерно на  $90^0$  на юго-западный. Над Прибрежным мегаполисом и Донецким регионом преобладает юго-западный ветер.

Поле коэффициентов турбулентности ориентировано в меридиональном направлении, их значения растут с запада на восток от 2 до 18 м<sup>2</sup>/с. Рост коэффициентов турбулентности равномерен, составляет 2 м<sup>2</sup>/с на 100 км. В восточной части полигона, над Северо-восточным и Донецким регионами выявляется область повышенных значений коэффициентов турбулентности 17-18 м<sup>2</sup>/с (табл. 3.10).

Таблица 3.9

Пространственное распределение экстремальных величин модуля скорости ветра, м/с  
23.05.87г., 12 час СГВ

Н (м)		СЗ район	р-н Карпат	ЮЗ район	С район	Центр.часть Украины	СВ район	Прибрежный мегаполис		Донецкий регион	
								Суша	Море	Суша	Море
10	Min	2,9	2,8	4,0	3,5	2,8	5,0	5,9	6,3	6,6	7,1
	Max	3,3	4,2	5,7	5,1	6,7	6,6	7,2	6,9	7,4	7,2
50	Min	3,9	3,8	5,6	4,2	3,7	5,9	7,8	8,3	8,2	9,2
	Max	4,0	5,9	7,7	6,1	8,4	8,2	9,3	9,2	9,4	9,3
100	Min	4,4	4,4	6,9	4,6	4,4	6,3	9,3	9,9	9,4	10,4
	Max	4,6	6,9	9,2	6,5	9,5	9,3	10,8	10,7	10,9	10,8
200	Min	5,4	5,4	8,9	5,6	4,9	7,4	9,8	10,3	9,9	10,7
	Max	6,2	9,2	10,4	7,6	9,6	9,7	11,1	11,0	11,1	10,9
500	Min	6,3	6,1	9,4	6,5	6,0	8,3	7,5	7,9	6,7	8,0
	Max	6,6	10,9	10,4	8,5	9,4	10,1	9,3	8,8	9,4	8,5
1000	Min	7,1	7,1	8,6	7,5	7,0	8,5	9,8	9,9	9,5	10,0
	Max	7,3	9,1	9,7	8,7	9,8	9,6	10,2	10,2	10,4	10,1

Таблица 3.10

Пространственное распределение экстремальных величин коэффициента турбулентности, м<sup>2</sup>/с  
23.05.87г., 12 час СГВ

Н (м)		СЗ район	р-н Карпат	ЮЗ район	С район	Центр.часть Украины	СВ район	Прибрежный мегаполис		Донецкий регион	
								Суша	Море	Суша	Море
10	Min	0,7	0,7	1,3	0,9	0,7	1,6	1,9	2,0	2,1	2,3
	Max	0,9	1,5	1,9	1,7	2,1	2,2	2,3	2,2	2,4	2,3
50	Min	2,3	1,9	4,0	5,3	3,2	9,6	7,8	8,6	9,9	11,0
	Max	4,6	5,6	7,3	9,8	10,8	11,5	10,4	9,9	11,6	11,3
100	Min	2,5	1,6	3,6	8,4	4,5	15,2	9,9	11,6	14,7	16,4
	Max	7,2	6,0	9,8	15,2	16,6	18,0	15,0	14,3	18,0	17,1
200	Min	3,5	0,9	1,9	14,1	3,2	18,7	5,4	6,9	10,8	12,3
	Max	11,8	5,1	5,7	23,5	23,2	23,9	10,7	9,5	19,3	15,1
500	Min	3,6	0,0	0,0	14,7	0,5	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0
	Max	12,3	4,5	1,1	22,1	25,9	14,3	3,3	0,5	5,9	0,0
1000	Min	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
	Max	0,3	0,2	0,1	0,5	0,5	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1

**200 м** счетный уровень. Модули скорости ветра на высоте 200 м меняются в пределах 5-11 м/с. Изотахи имеют, в основном, широтную направленность (рис. 3.23). Наибольшие значения наблюдаются над морской поверхностью на южной периферии исследуемого полигона (табл. 3.9). Пространственное распределение векторов ветра на этой высоте остается весьма сложным. По оси, пересекающей полигон с северо-востока на юго-запад прослеживается западный и юго-западный воздушный поток. К северу от этого потока над Северо-западным, Северным и Карпатским районами ветры северного направления, к югу над Прибрежным мегаполисом и Донецким регионом - южный ветер.

Поле коэффициентов турбулентности на высоте 200 м имеет сложную структуру (см. рис. 3.23 и табл.3.10). Изолинии ориентированы с северо-запада на юго-восток, величины коэффициентов турбулентности меняются от 1 до 24 м<sup>2</sup>/с. Наименьшие значения на западной границе полигона < 1 м<sup>2</sup>/с. Область повышенных значений над Северо-восточным, Северным и восточной частью Центрального районами 20-23 м<sup>2</sup>/с. Наибольшие горизонтальные градиенты наблюдаются на оси Черновцы-Киев 3-4 м<sup>2</sup>/с на 100 км.

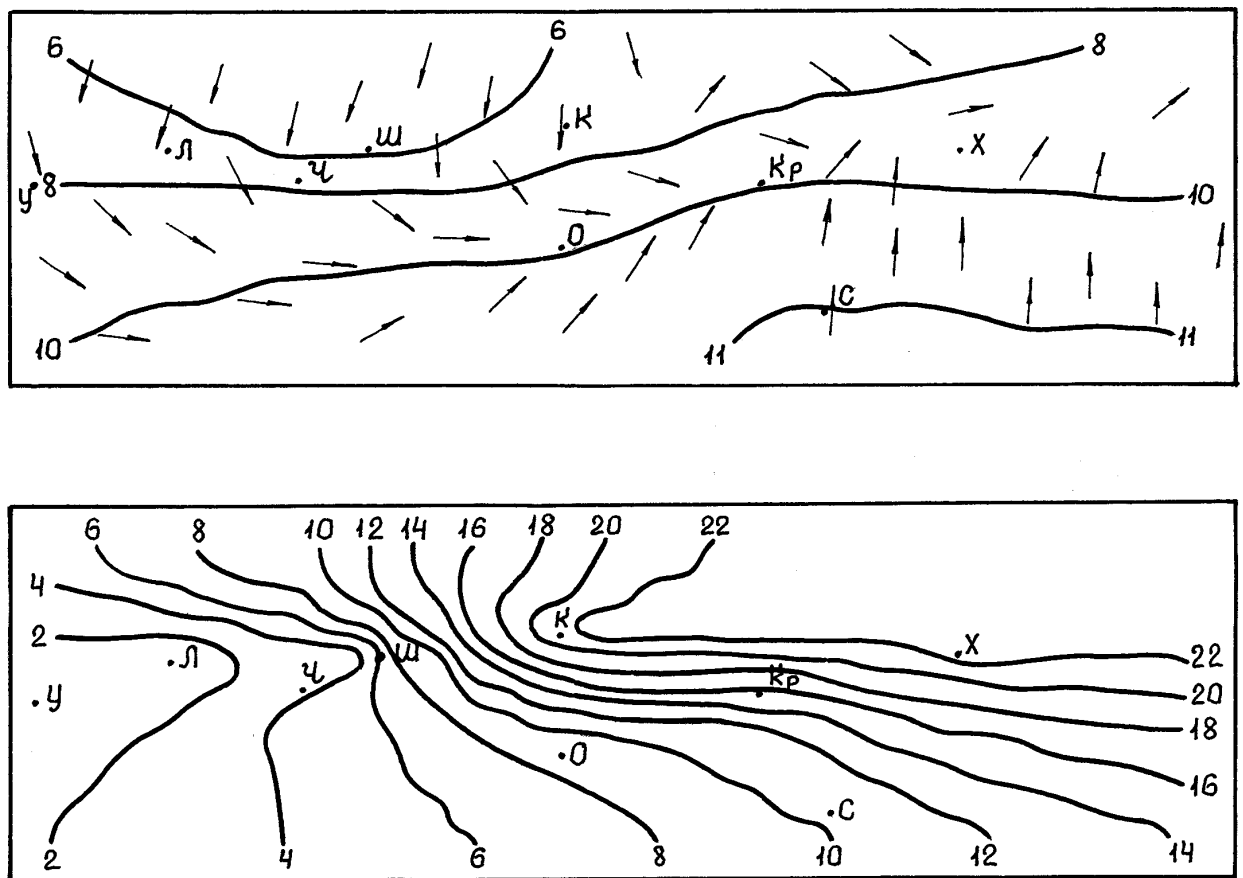


Рис. 3.23. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 200 м за 23.05.87г., 12 час СГВ (обозначения см. рис.3.4)

**500 м** счетный уровень. Распределение модулей скорости ветра приобретает сложный характер (рис. 3.24). Над Северо-западным районом скорость ветра постоянна  $> 6$  м/с (табл.П.31). Над районом Карпат скорости растут в направлении с севера на юг от 6 до 10 м/с. Над Юго-западным районом скорости ветра близки к 10 м/с. Над Северным районом 6-8 м/с, около 7 м/с - над Центральной частью Украины. Над Северо-восточным районом, в Харькове выделяется область со скоростями около 10 м/с. К югу от Кривого Рога над Донецким регионом выделяется область со скоростями ветра  $< 7$  м/с.

Направления векторов ветра различаются не только между районами, но и в пределах районов. Так, например, в Северо-западном районе прослеживаются западные, юго-западные и южные воздушные потоки. Над северной частью Карпатского района северо-западные ветры, а над южной - северо-восточные. В этом же районе от Черновцов на юго-восток обозначена ветровая ось, на которой преобладает западный ветер. Этот западный поток преобладает над Донецким регионом и Северо-восточным районом, где он сменяется юго-западным и южным ветрами.

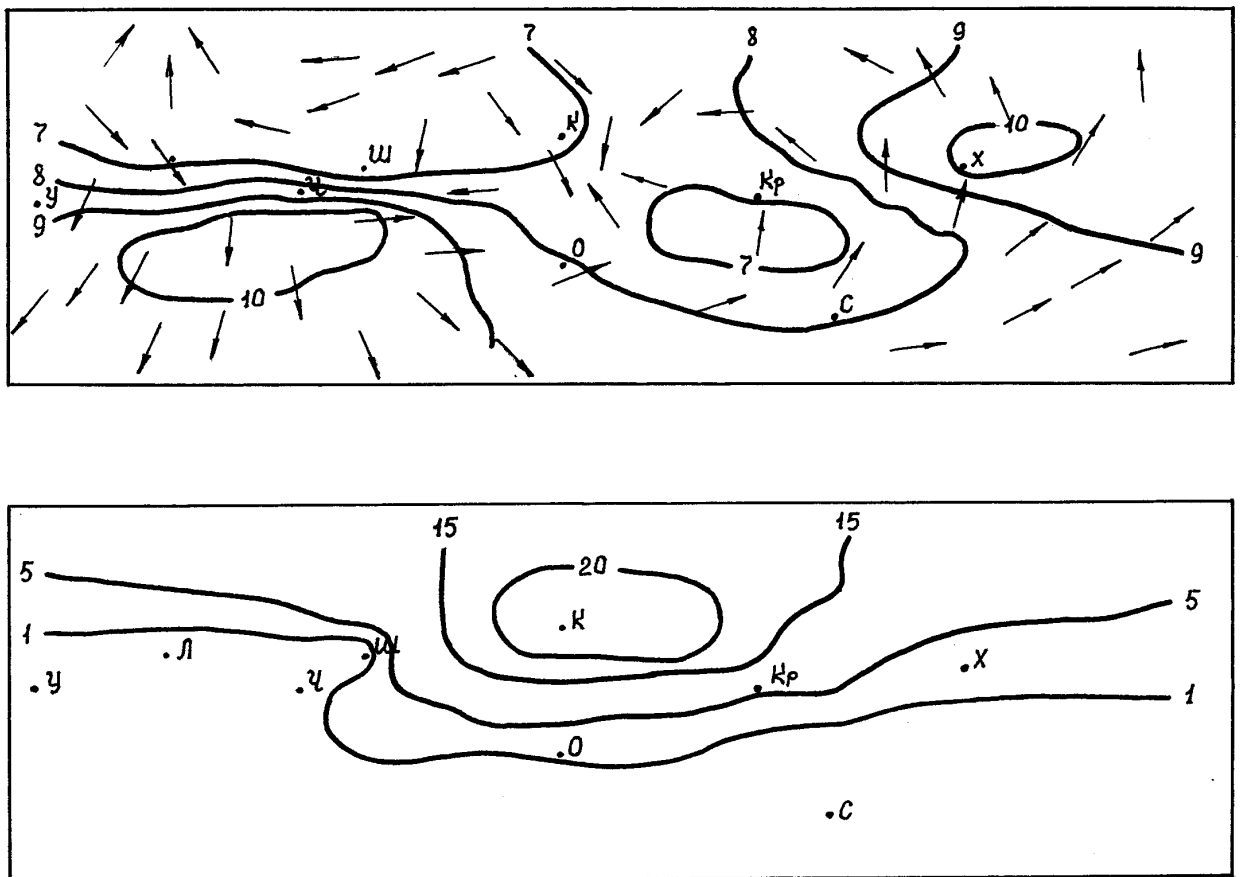


Рис. 3.24. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 500 м за 23.05.87г., 12 час СГВ (обозначения см. рис.3.4)

Области с высокими температурами соответствует область максимальных значений коэффициентов турбулентности  $> 25 \text{ м/с}$ . На остальной территории полигона величины коэффициентов турбулентности  $< 5 \text{ м/с}$  (рис. 3.24 и табл. 3.10).

**1000 м** счетный уровень. Модули скорости ветра меняются в сравнительно небольших пределах от 7 до 10 м/с; скорости растут в направлении с северо-запада к юго-востоку, градиент составляет 1 м/с на 100 км (табл.3.9). Поле направлений ветра выглядит упорядоченным. На нем можно выделить крупномасштабный циркуляционный поток, в котором над исследуемой территорией осуществляется поворот против часовой стрелки  $> 200^\circ$  с юго-юго-запада до северо-северо-востока.

На всей исследуемой территории величины коэффициентов турбулентности менее  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл. 3.10).

**25.05.1987 г. 12 час СГВ.**

**10-метровый** счетный уровень. У поверхности земли модуль скорости ветра плавно убывает с запада на восток, поле ветра на этой высоте однородно и меняется в пределах 6.0-2.7 м/с, с максимумом в районе Черновцов (6 м/с) и минимумом близ

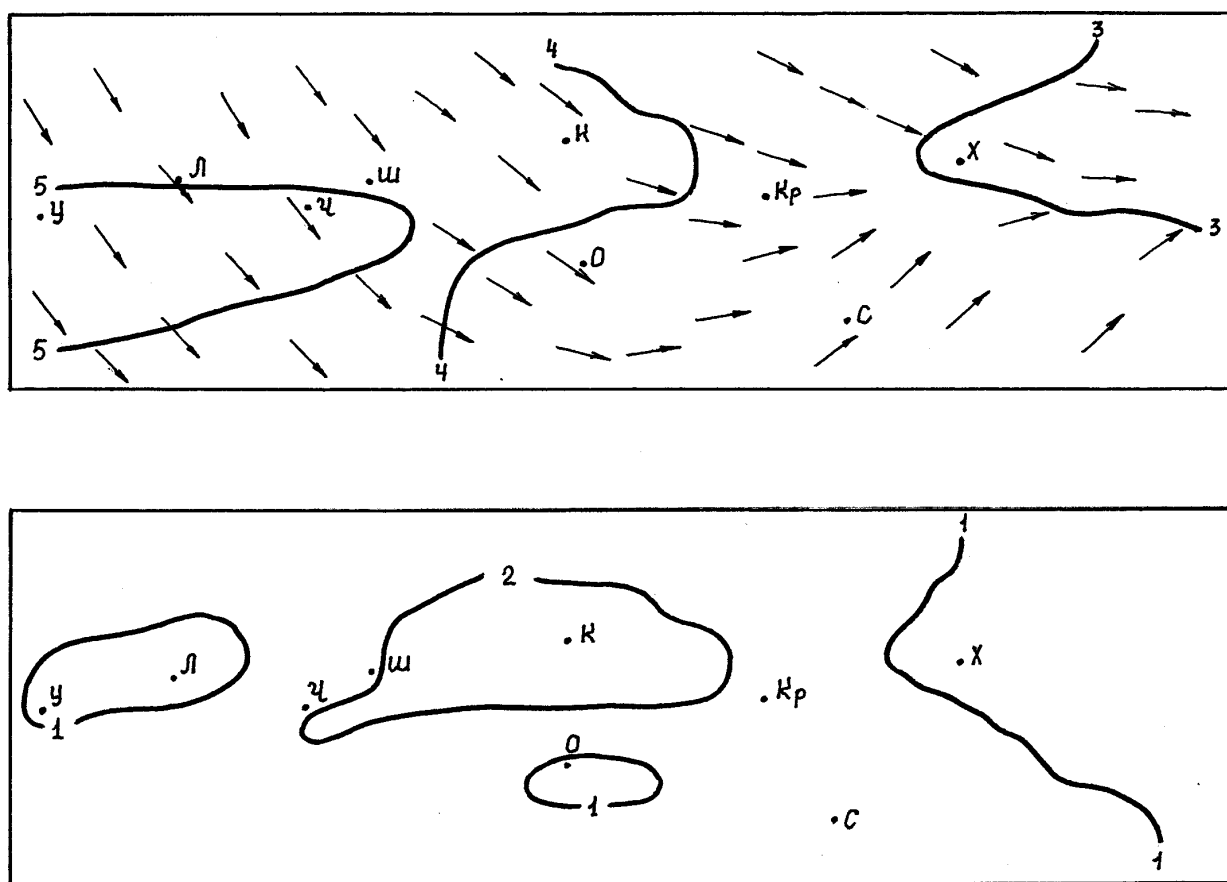


Рис. 3.25. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 10 м за 25.05.87г. 12 час СГВ (обозначения см. рис.3.4)

Харькова 2.7 м/с (табл. 3.11). Изменчивость модуля скорости ветра в широтном направлении незначительна и составляет 1-2 м/с (рис.3.25). Поле направлений ветра в пределах рассматриваемого региона у земли также однородно. Повсеместно отмечаются северо-западные и западные ветры, над Донецким регионом направление ветра меняется на юго-западное.

Величина коэффициента турбулентности меняется мало от 2 до 0.5 м<sup>2</sup>/с, причем наибольшие значения наблюдаются в Центральной части Украины, а наименьшие - на восточной периферии полигона (табл. 3.12).

**50 м** счетный уровень. В приземном подслое произошло возрастание модуля скорости ветра, но общая картина пространственного распределения скоростей осталась прежней. Наибольшие значения скоростей не превышают 6.9-6.1 м/с, а минимальные находятся в пределах 3.4-5.7 м/с. При этом наибольшие значения экстремумов отмечены в Карпатском и Юго-западном регионах (табл. 3.11). Отметим уменьшение модуля скорости ветра над северо-западной акваторией Черного моря и над всем северо-восточным регионом до 3.5 м/с.

В поле направлений ветра также в Северо-западном, Карпатском, Юго-западном, Центральном и Северном регионах преобладает северо-западный ветер, а в прибрежном мегаполисе и над Донецким регионом ветры северо-западного и западного направлений. Вдоль оси Кривой Рог-Харьков обнаруживается сходимость ветрового потока.

В поле коэффициентов турбулентности происходит значительный рост их значений в меридиональном направлении с севера на юг от 1 до 77 м<sup>2</sup>/с, при этом на северо-западной части побережья Черного моря выделяется максимум 120 м<sup>2</sup>/с. Вся восточная часть территории характеризуется наименьшими значениями коэффициента турбулентности < 1 м<sup>2</sup>/с (табл. 3.12).

**100 м** счетный уровень. Пространственная структура поля модуля скорости ветра остается прежней с незначительным по сравнению с уровнем 50 м увеличением скоростей 4-7 м/с. Поле скорости ветра однородно, несколько повышены значения скорости ветра в Карпатском регионе до 7.4-7.6 м/с. Прибрежный мегаполис, Северо-восточный и Донецкий регионы отмечаются практически одинаковыми значениями скоростей ветра 4-5 м/с (табл. 3.11).

Направление ветра на высоте 100 м повторяет картину, наблюдаемую на нижних уровнях: большую часть исследуемой территории занимают векторы, имеющие северо-западную ориентацию, в южной части Прибрежного мегаполиса направление ветра меняется на западное и в Донецком регионе появляется юго-западный ветер. Сходимость ветра отмечена на широте Кривого Рога-Харькова.

Коэффициент турбулентности убывает с запада на восток и возрастает с севера на юг (табл. 3.12). Диапазон изменения коэффициента турбулентности весьма значителен и составляет 1-175 м<sup>2</sup>/с. Наибольшую изменчивость коэффициент турбулентности имеет в Центральной части Украины 13-109 м<sup>2</sup>/с, на побережье Черного моря 23-164 м<sup>2</sup>/с. Область высоких значений коэффициента турбулентности на вы-



соте 100 м располагается к югу от Одессы над Юго-западным регионом и западным побережьем Черного моря. Над Северо-восточным и Донецким регионами располагаются области низких значений ( $<1 \text{ м}^2/\text{с}$ ) коэффициента турбулентности.

**200 м** счетный уровень. Модуль скорости ветра на территории всего полигона мало меняется и лежит в диапазоне 5-8 м/с, свидетельствуя таким образом о плавном увеличении скорости ветра с высотой (рис.3.26). Наибольшие скорости ветра выделяются в южной части Карпатского региона 8-9 м/с, наименьшие - над морской поверхностью - около 5 м/с. Северо-восточный и Донецкий регионы однородны по значениям модуля скорости ветра - 6-7 м/с (табл. 3.11). Поле направлений ветра на высоте 200 м повторяет поле на высоте 100 м. Здесь также над Северо-западным, Карпатским, Юго-западным, Северным, Центральным регионами ветер северо-западный, над Прибрежным мегаполисом осуществляется поворот на западный, а далее к востоку появление юго-западной составляющей приводит к сходимости поля ветра на восточной периферии полигона на широте Харькова.

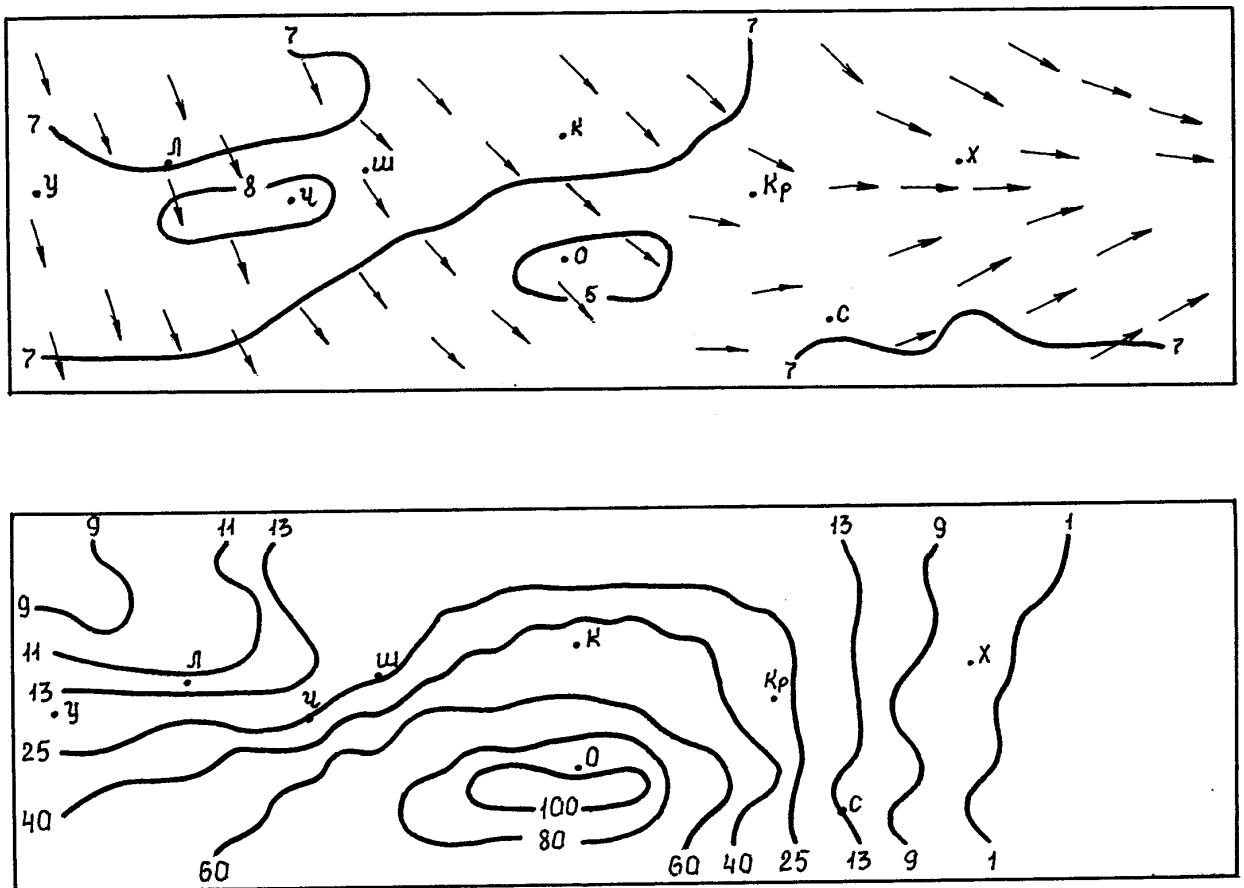


Рис. 3.26. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 200 м за 25.05.87г., 12 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

Поле коэффициентов турбулентности весьма изменчиво, их величины растут с северо-запада к юго-востоку, достигая в Прибрежном мегаполисе  $114 \text{ м}^2/\text{с}$  (см. рис.

3.26). Восточнее Кривого Рога эта картина изменяется на противоположную, рост коэффициентов турбулентности замедляется, а к востоку от Харькова, в Донецком регионе коэффициенты турбулентности минимальны  $<1 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл. 3.12). Наибольшие величины коэффициентов турбулентности на высоте 200 м меньше, чем на высоте 100 м, над большей частью территории полигона, исключение составляют Северо-западный и Карпатский районы.

**500 м** счетный уровень. Модуль вектора скорости ветра повсеместно увеличивается, достигая в Карпатах и Юго-западном районе 10-11 м/с, еще один максимум скорости ветра выделяется в Центральной части Украины возле Киева (рис.3.27). Скорость ветра убывает в восточном направлении. Наибольшие горизонтальные градиенты скорости ветра располагаются вдоль оси Киев-Кривой Рог и составляют примерно 1 м/с на 100 км (табл. 3.11).

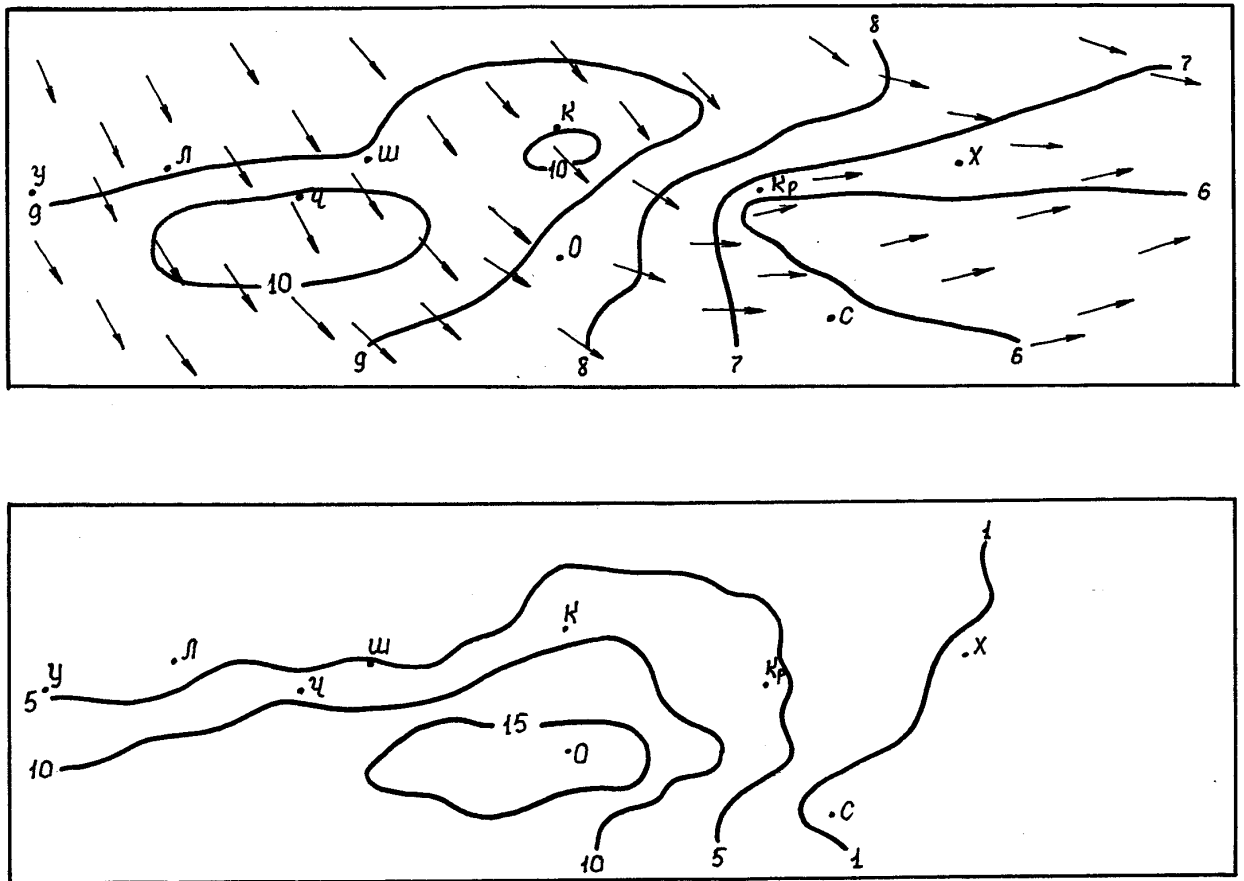


Рис. 3.27. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 500 м за 25.05.87г., 12 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

Таблица 3.11

Пространственное распределение экстремальных величин модуля скорости ветра, м/с  
25.05.87г., 12 час СГВ

Н (м)		СЗ район	р-н Карпат	ЮЗ район	С район	Центр.часть Украины	СВ район	Прибрежный мегаполис		Донецкий регион	
								Суша	Море	Суша	Море
10	Min	4,2	4,4	4,3	3,5	3,5	2,7	3,2	3,0	2,9	3,2
	Max	4,6	6,0	5,5	4,0	4,8	3,3	4,0	3,6	3,9	3,4
50	Min	5,3	5,7	5,0	4,4	4,4	3,4	3,7	3,5	3,6	4,0
	Max	5,6	6,9	6,2	5,3	6,1	4,2	4,8	4,4	4,3	4,3
100	Min	5,9	6,0	5,6	5,2	5,0	4,0	4,1	3,9	4,4	4,8
	Max	6,1	7,6	7,0	6,0	6,4	5,0	5,4	5,2	5,3	5,2
200	Min	6,9	6,9	6,6	6,8	5,7	6,1	4,7	4,6	5,5	6,7
	Max	7,0	8,7	7,9	7,3	7,5	6,7	7,2	6,8	7,1	7,0
500	Min	8,2	8,1	9,1	8,2	6,6	6,1	6,3	6,8	5,6	5,7
	Max	8,7	11,1	10,7	9,3	10,1	8,0	8,9	8,7	7,1	6,0
1000	Min	8,2	8,0	9,3	7,4	5,9	4,9	7,0	9,3	5,3	6,5
	Max	8,8	10,0	10,2	9,1	10,6	7,0	10,1	10,0	8,2	7,8

Таблица 3.12

Пространственное распределение экстремальных величин коэффициента турбулентности, м<sup>2</sup>/с  
25.05.87г., 12 час СГВ

Н (м)		СЗ район	р-н Карпат	ЮЗ район	С район	Центр.часть Украины	СВ район	Прибрежный мегаполис		Донецкий регион	
								Суша	Море	Суша	Море
10	Min	1,5	1,5	1,3	1,4	1,4	0,5	1,1	1,0	0,7	1,0
	Max	1,9	2,0	1,9	2,0	2,5	1,2	1,3	1,2	2,0	1,3
50	Min	0,1	3,2	27,1	0,1	3,5	0,1	7,0	36,1	0,1	0,1
	Max	2,0	20,3	71,2	4,4	94,3	301	119,8	114,2	45,3	0,2
100	Min	6,2	7,3	41,2	16,6	13,5	0,1	23,3	46,4	0,1	0,1
	Max	13,2	30,1	12806	31,8	109,0	11,7	163,7	175,2	60,8	0,1
200	Min	8,8	9,1	32,1	18,1	14,3	0,1	18,1	32,7	0,1	0,1
	Max	15,9	32,5	75,0	29,1	78,2	12,3	108,6	113,8	45,1	1,7
500	Min	0,3	0,3	8,4	2,4	0,2	0,1	0,1	4,2	0,1	0,1
	Max	1,6	11,3	15,0	6,0	13,7	2,5	17,9	18,2	9,4	0,1
1000	Min	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1
	Max	0,1	0,3	0,6	0,1	0,6	0,1	0,7	0,8	0,3	0,1

Картина направления ветра полностью повторяет распределение векторов ветра на высотах 100 и 200 м. Ветер претерпевает поворот с северо-запада на запад, а затем на юго-запад по мере продвижения с запада на восток по территории полигона.

Величины коэффициентов турбулентности уменьшились примерно на порядок, но картина их распределения сохранилась в прежнем виде (рис.3.27). Область повышенных значений коэффициента турбулентности к югу от Одессы до  $18 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл. 3.12). Над Северо-восточным и Донецким регионами коэффициент турбулентности минимален.

**1000 м** счетный уровень. На верхней границе планетарного пограничного слоя вид распределения модуля скорости ветра имеет ряд особенностей (табл. 3.11). Области значений скорости ветра более  $10 \text{ м/с}$  располагаются над Юго-западным регионом, над западным побережьем Черного моря и в Центральной части Украины в районе Киева. Область со скоростью ветра  $< 5 \text{ м/с}$  - к востоку от Харькова. Наибольшие горизонтальные градиенты модуля скорости ветра на оси Киев-Кривой Рог составляют  $1 \text{ м/с}$  на  $100 \text{ км}$ .

Направления векторов на высоте 1000 м идентичны направлениям на высоте 500 м. Здесь также осуществляется поворот ветра против часовой стрелки примерно в пределах  $90^\circ$  от северо-западного направления до юго-западного и сходимость ветровых потоков на границе Северо-восточного и Донецкого регионов.

Поле коэффициентов турбулентности незначительно меняется в пределах полигона, их значения не превышают  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  (табл. 3.12). Конфигурация изолиний повторяет конфигурацию более низких уровней с максимумом к югу от Одессы.

#### **26.05.1987 г. 00 час СГВ.**

**10-метровый** счетный уровень. Распределение модулей скорости ветра у поверхности земли отличается малой амплитудой изменений ( $2\text{-}4 \text{ м/с}$ ) и наличием обширных областей, имеющих практически равные значения скорости ветра (рис.3.28). Над северо-западным районом скорость ветра около  $3 \text{ м/с}$ , над Карпатским и Юго-западным районами -  $2\text{-}3 \text{ м/с}$ , в районе Черновцов -  $2 \text{ м/с}$  (табл. 3.13). Над Северным районом около  $4 \text{ м/с}$ , над Центральной частью Украины -  $2\text{-}3 \text{ м/с}$ . Около  $4 \text{ м/с}$  скорость ветра над Северо-восточным районом. Над Западной частью Донецкого региона выделяется область со скоростями ветра  $< 2 \text{ м/с}$ . Над Прибрежным мегаполисом и акваторией Азовского моря скорость ветра около  $3 \text{ м/с}$ .

Поле направлений ветра у земли распадается на несколько хорошо выраженных воздушных потоков. Над Северо-западным районом и Карпатами дуют ветры юго-юго-восточного, южного и юго-юго-западного направлений. Над Юго-западным районом отмечается юго-западный поток, полоса юго-западных и западных ветров простирается над южной частью полигона, включая Прибрежный мегаполис и Донецкий регион. Над Северным, Центральным и Северо-восточным районами имеют место северо-западные ветры.

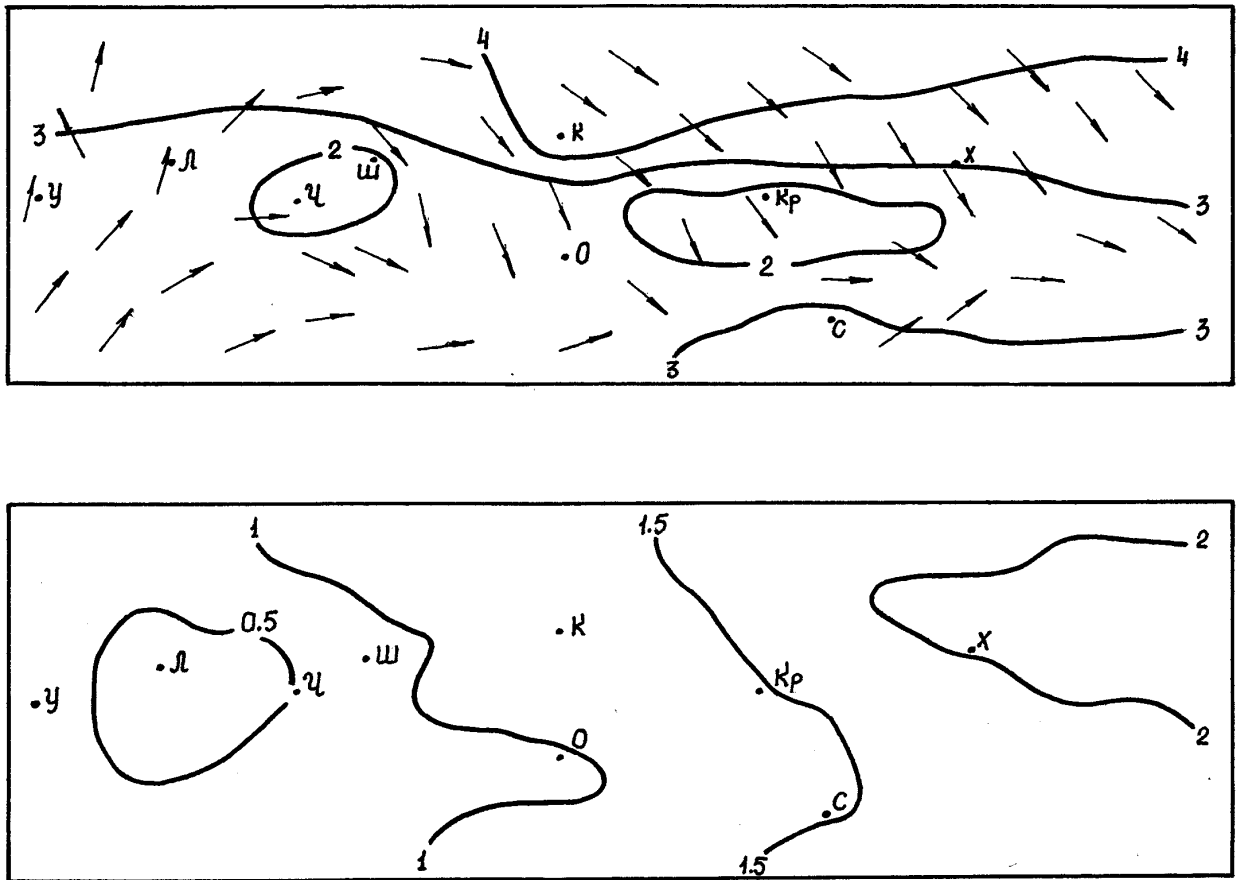


Рис. 3.28. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 10 м за 26.05.87г., 00 час СГВ (обозначения см. рис.3.4)

Величины коэффициентов турбулентности меняются в пределах от 1 до 2 м<sup>2</sup>/с, плавно возрастаая в восточном направлении (табл. 3.14).

**50 м** счетный уровень. В приземном подслое распределение модулей скорости ветра сглажено и не зависит от региональных особенностей. Диапазон изменения скоростей составляет 3-5 м/с (табл. 3.13). В поле направлений ветра над большей частью полигона прослеживаются северо-западные воздушные течения. Исключение представляют Северо-западный и Карпатский регионы с ветрами южного и юго-восточного направлений.

Величины коэффициентов турбулентности растут по направлению с юго-запада на северо-восток. Над Юго-западным районом они < 1 м<sup>2</sup>/с, над Северо-восточным регионом - 8 м<sup>2</sup>/с. Наибольшие горизонтальные градиенты коэффициента турбулентности выявлены в Центральной части Украины - около 1 м<sup>2</sup>/с на 100 км .

Таблица 3.13

Пространственное распределение экстремальных величин модуля скорости ветра, м/с  
26.05.87г., 00 час СГВ

Н (м)		СЗ район	р-н Карпат	ЮЗ район	С район	Центр.часть Украины	СВ район	Прибрежный мегаполис		Донецкий регион	
								Суша	Море	Суша	Море
10	Min	3,1	1,9	2,0	3,8	1,9	2,2	2,1	2,3	6,0	2,4
	Max	3,6	3,0	2,7	4,3	4,5	4,2	3,1	3,1	3,1	3,0
50	Min	3,8	3,4	3,6	4,9	3,4	3,9	3,8	4,3	2,3	4,2
	Max	4,6	3,8	4,2	5,6	5,4	5,5	4,9	4,8	4,9	4,8
100	Min	4,0	3,7	4,4	5,4	4,6	4,9	5,1	5,6	3,5	5,3
	Max	5,1	4,8	5,4	6,1	6,3	6,2	6,0	6,0	6,0	5,9
200	Min	3,3	3,0	5,1	5,4	5,0	6,8	6,8	7,3	5,4	6,9
	Max	5,0	7,0	7,2	7,4	7,4	7,8	7,4	7,5	7,5	7,4
500	Min	4,6	4,4	6,0	6,6	4,0	11,3	7,6	7,9	9,9	10,3
	Max	6,0	7,5	7,5	11,2	11,9	13,3	9,6	9,0	12,7	11,5
1000	Min	4,2	2,6	2,5	7,6	4,4	8,7	3,5	4,0	5,5	6,7
	Max	7,2	6,7	5,0	9,2	9,0	10,1	6,0	4,9	9,1	7,8

Таблица 3.14

Пространственное распределение экстремальных величин коэффициента турбулентности, м<sup>2</sup>/с  
26.05.87г., 00 час СГВ

[illegible]



**100 м** счетный уровень. Картина распределения модулей скорости ветра не претерпела значительных изменений по сравнению с нижними уровнями. Над всем полигоном скорость меняется от 4 до 6 м/с, представляя собой однородное поле с незначительным увеличением скорости в южном и восточном направлениях (табл. 3.13). Пространственная структура направлений ветра также идентична структуре нижних уровней и представляет собой северо-западный воздушный поток, не меняющий направления от восточных до западных границ полигона. Исключение составляют Северо-западный и Карпатский районы, над которыми преобладают южные и юго-восточные ветры.

Поле коэффициентов турбулентности ориентировано приблизительно меридиональное. Диапазон изменения коэффициентов турбулентности от 1 до 10 м<sup>2</sup>/с. Наибольшие горизонтальные градиенты 2 м<sup>2</sup>/с на 100 км наблюдаются в Центральной части Украины между Шепетовкой и Киевом (табл. 3.14).

**200 м** счетный уровень. Модули скорости ветра на высоте 200 м меняются от 3 до 7 м/с по сложной конфигурации (рис.3.29). Над Северо-западным и Карпатским

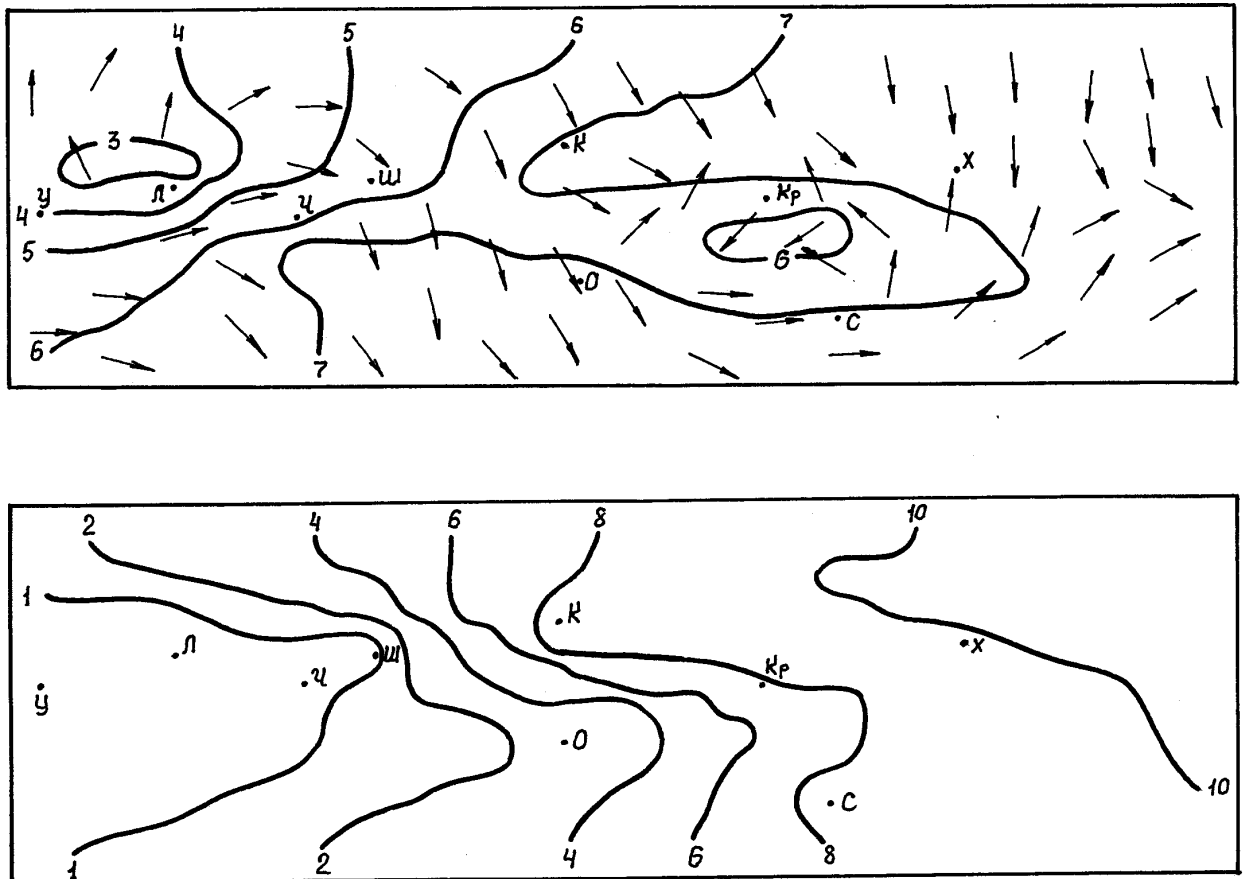


Рис. 3.29. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 200 м за 26.05.87г., 00 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

районами скорость ветра почти не меняется и колеблется в диапазоне 3-4 м/с (табл.3.13). Над Юго-западным регионом скорость ветра растет по мере продвижения на восток и к южной периферии полигона, достигая 7 м/с. Скорости 6-7 м/с преобладают над центральной и восточной частями полигона, представляя однородное поле скоростей воздушных потоков.

В поле направлений воздушных потоков на высоте 200 м проявляются некоторые изменения. Над Северо-западным и Карпатским районами выделяется область южных и юго-восточных ветров. Юго-западный, Северный и Центральный районы характеризуются северо-западными воздушными потоками. Над Северо-восточным регионом также северный перенос. Донецкий регион близ Кривого Рога имеет кольцо с циркуляцией по часовой стрелке, к востоку от этой области обнаруживается южный и юго-западный воздушные потоки.

Коэффициенты турбулентности растут с запада на восток от 1 до 10 м<sup>2</sup>/с, наименьшие значения < 1 м<sup>2</sup>/с наблюдаются над районом Карпат и Юго-западным районом, наибольшие > 10 м<sup>2</sup>/с - над Северо-восточным районом. Горизонтальные градиенты коэффициента турбулентности наибольшие на оси Шепетовка-Киев, они составляют 2-3 м<sup>2</sup>/с на 100 км (рис. 3.29).

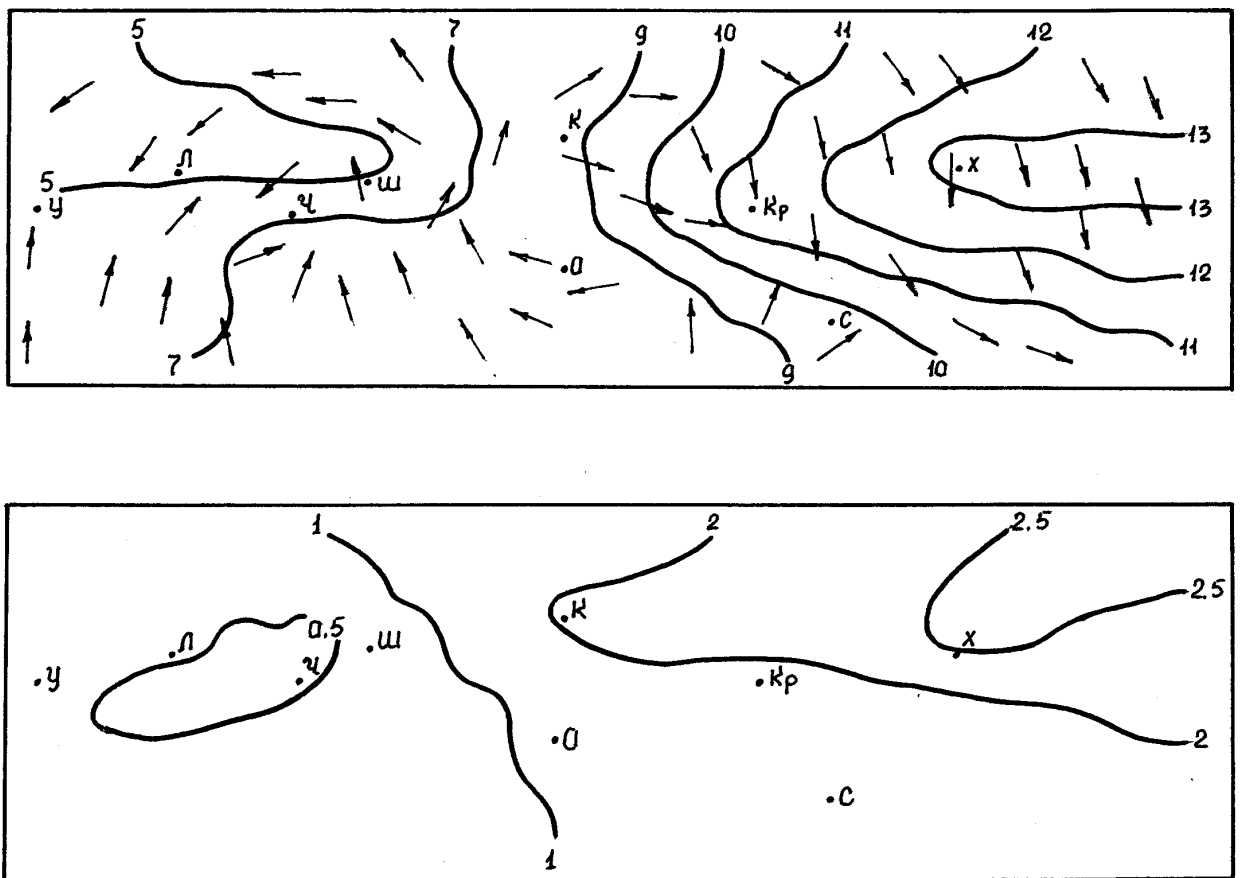


Рис. 3.30. Распределение характеристик внутренней структуры АПС на высоте 500 м за 26.05.87г., 00 час СГВ (обозначения см. рис. 3.4)

**500 м** счетный уровень. Вблизи верхней границы пограничного слоя происходит перестройка пространственного распределения модулей скорости ветра. Вся западная часть полигона и часть центральной представляют собой однородное поле скоростей воздушного переноса 5-7 м/с. Над Юго-западным районом и Прибрежным мегаполисом однородное поле скорости ветра 7-8 м/с. Примерно с середины полигона скорости ветра быстро растут по направлению к восточной периферии, близ Харькова модуль скорости становится  $> 13$  м/с (рис.3.30).

В поле направления переноса проявляется сходимость северо-восточных и южных потоков по оси Черновцы – Львов - Ужгород в Карпатском регионе, кольцо антициклональной циркуляции над Центральной частью Украины и обширная область северных и северо-западных ветров над восточной частью полигона.

Коэффициенты турбулентности меняются от 1 до 2 м<sup>2</sup>/с, что свидетельствует о слабой турбулизации атмосферы на высоте 500 м (табл. 3.14).

**1000 м** счетный уровень. Поле модулей скорости ветра имеет явно выраженную структуру, минимум  $< 3$  м/с располагается над Юго-западным районом и максимум  $> 10$  м/с - над Северо-восточным районом. Горизонтальные градиенты скорости ветра 1 м/с на 100 км (табл. 3.13). В поле направлений векторов ветра по оси Ужгород - Черновцы выявляется область сходимости ветровых потоков, далее вихревая структура с вращением по часовой стрелке над Центральной частью Украины и северные потоки над Северо-восточным и Донецким регионами.

Величины коэффициентов турбулентности над всей исследуемой территорией не превышают 1 м<sup>2</sup>/с (табл. 3.14).

### *3.2. Восстановление турбулентно-циркуляционного режима АПС с использованием данных объективного анализа крупномасштабных метеорологических полей*

В качестве примера восстановления динамической структуры нижнего слоя атмосферы с использованием данных объективного анализа метеорологических полей приведем часто встречающийся вариант синоптической ситуации, связанной с перемещением в соответствии со структурой термобарического поля с запада примерно вдоль 50 град. сев. широты циклонов, зарождающихся над Северной Атлантикой (Степаненко и Холодов, 1995б). В этом случае барическое поле характеризуется наличием обширной полосы пониженного давления на севере ЕЧС и высокого давления на юге. Рассматриваемый временной период (7.12.93г. - 14.12.93г.) характеризуется активной циклонической деятельностью над северной частью Европы и влиянием этих процессов на формирование термобарических полей над районом Украины. 7 декабря доминирующее влияние над рассматриваемой территорией еще оказывает северная периферия области высокого давления, смещающейся на юго-восток. Максимальное значение представлено изобарой 1030 гПа. Давление пони-

жается к северо-западу до 1017 гПа, где уже начинает сказываться влияние циклонических процессов, занимающих северные районы. На изобарической поверхности  $AT_{850}$  также происходит уменьшение значений геопотенциала с юго-востока на северо-запад, где уже идет процесс роста градиентов геопотенциала.

Динамику смены барических полей хорошо отображают поля динамической скорости  $V_*$  и турбулентного потока тепла  $Q_T$ . Так, поле динамической скорости имеет свои максимумы значений (0.5 м/с) в западных районах, откуда идет перемещение области низкого давления и, соответственно, барические градиенты здесь выше, чем над остальной территорией. Аналогично, и поле  $Q_T$  представлено максимальными значениями в западной части рассматриваемой территории. Область максимальных значений очерчена изолинией  $-2.2 \text{ Вт/м}^2$ . Эти характерные особенности свидетельствуют об активности термодинамических процессов, протекающих над районами смены барических полей - вытеснение антициклональной области надвигающейся южной периферией развивающегося циклона.

Поля ветра описывают преобладающий над всей территорией перенос с юга на север и лишь в юго-восточной области можно отметить поворот векторов на восток, юго-восток и еще южнее - на запад. Такая антициклональная смена направлений совпадает с перемещающейся областью повышенного давления. По величинам скоростей можно отметить, что на всех высотах (10, 50, 200, 500 и 1000 м) максимумы не превышают 7-9 м/с и области максимальных значений сосредоточены над западными районами, что также говорит о динамике протекающих процессов смены барических образований.

В поле коэффициента турбулентности также отображаются наиболее активные процессы в западной части исследуемого района. Здесь отмечаются значения от 0.5  $\text{м}^2/\text{с}$  на уровне 10 м до 14  $\text{м}^2/\text{с}$  на уровне 200 м. Географически максимум интенсивности турбулентного обмена на уровне 200 м находится в районе Карпат.

На следующие сутки циклон с центром над Балтийским морем значительно развился и над районами Украины хорошо прослеживается его южная периферия. Минимальная изобара на северо-западе имеет значение 1007 гПа, прослеживается увеличение барических градиентов над центральными и северными районами Украины. Циклон хорошо развит по вертикали и на  $AT_{850}$  хорошо видна ложбина, ориентированная с северо-запада на юго-восток. Со смещением области высокого давления на восток и продвижением южной периферии циклона смещаются и центры повышенных значений динамической скорости и турбулентного потока тепла. Поле  $V_*$  имеет более высокие значения (максимум - 0.5 м/с) в северной и северо-западной частях. Максимальные значения  $Q_T$  отмечаются в районах с большими барическими градиентами и составляют  $-3.2 \text{ Вт/м}^2$ .

Поля ветра на высотах с продвижением области низкого давления получают преобладающую западную ориентацию и лишь в центральных и восточных районах перенос имеет южную составляющую. Структура полей динамической скорости и

турбулентного потока тепла хорошо согласуется с динамикой полей скорости ветра. Можно сделать вывод о взаимосвязанности процессов изменения полей ветра с динамикой развития областей максимальных значений  $V_*$  и  $Q_T$ . Области максимумов скоростей ветра соответственно также сместились с западных районов на восток и теперь располагаются над северными районами Украины, величины максимумов с высотой увеличиваются от 6 м/с (10 м) до 14 м/с (1000 м).

Турбулентность на нижних уровнях (10 м) равномерна над всей территорией и значения коэффициента турбулентного обмена не превышают  $0.5 \text{ м}^2/\text{с}$ , на высоте 50 м можно отметить зоны повышенных значений, сформировавшихся под воздействием термодинамических процессов (на северо-востоке, величины  $3\text{--}3.5 \text{ м}^2/\text{с}$ ) и взаимодействия с подстилающей поверхностью (западные области, величины  $2\text{--}3 \text{ м}^2/\text{с}$  и  $10 \text{ м}^2/\text{с}$  на высоте 200 м).

Дальнейший ход атмосферных процессов обуславливает распространение области низкого давления дальше на восток. Минимальное значение наблюдается на северо-западе и равно 996 гПа. Циклон продолжает развиваться, его продвижению на восток способствует широтное расположение ведущего потока на уровне 850 гПа.

Поле динамической скорости имеет в основном вид равномерно распределенных над всей территорией величин, с уменьшением значений от западных районов ( $0.5 \text{ м/с}$ ) к восточным ( $0.1 \text{ м/с}$ ). Новые воздушные массы, приносимые перемещающимся циклоном, приводят к росту значений  $Q_T$  в западных районах с хорошо отмеченным максимумом  $-5.7 \text{ Вт/м}^2$  на северо-западе.

Векторные поля ветра на всех высотах описывают установившийся западно-восточный перенос над всей территорией с поворотом к северу над северо-восточным сектором исследуемой области. Максимумы на всех высотах сосредоточены в юго-западных (до  $16 \text{ м/с}$ ) и северо-восточных (до  $8 \text{ м/с}$ ) районах.

Турбулентность более развита в западных районах, что обусловлено динамикой взаимодействия перемещающихся воздушных масс с подстилающей поверхностью. Немалую роль играет также термическое взаимодействие натекающего потока с неоднородной подстилающей поверхностью, а также с морской поверхностью. Так, на уровне 10 м коэффициент турбулентности имеет максимумы в районах Карпат и над побережьем Черного моря. Значения до  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  преобладают над всей западной частью Украины с уменьшением значений в восточном направлении. На высотах 50 и 200 м турбулентность наблюдается лишь только над западными районами и достигает значений 5 и  $13 \text{ м}^2/\text{с}$  соответственно.

10 декабря вся территория Украины находилась под влиянием южной периферии циклона. Минимальное значение атмосферного давления отмечается в северной части рассматриваемого района (1004 гПа) с повышением значений к югу (1019 гПа на юго-западе). Более теплые воздушные массы вовлеченные с теплым сектором циклона формируют поле турбулентного потока тепла с преобладающими отрицатель-

ными значениями над всей территорией Украины. Область максимальных значений ( $-1.7 \text{ Вт/м}^2$ ) охватывает северо-запад и центральные районы. Аналогичное расположение имеет зона максимальных значений динамической скорости с максимальными изолиниями в  $0.5 \text{ м}^2/\text{с}$ .

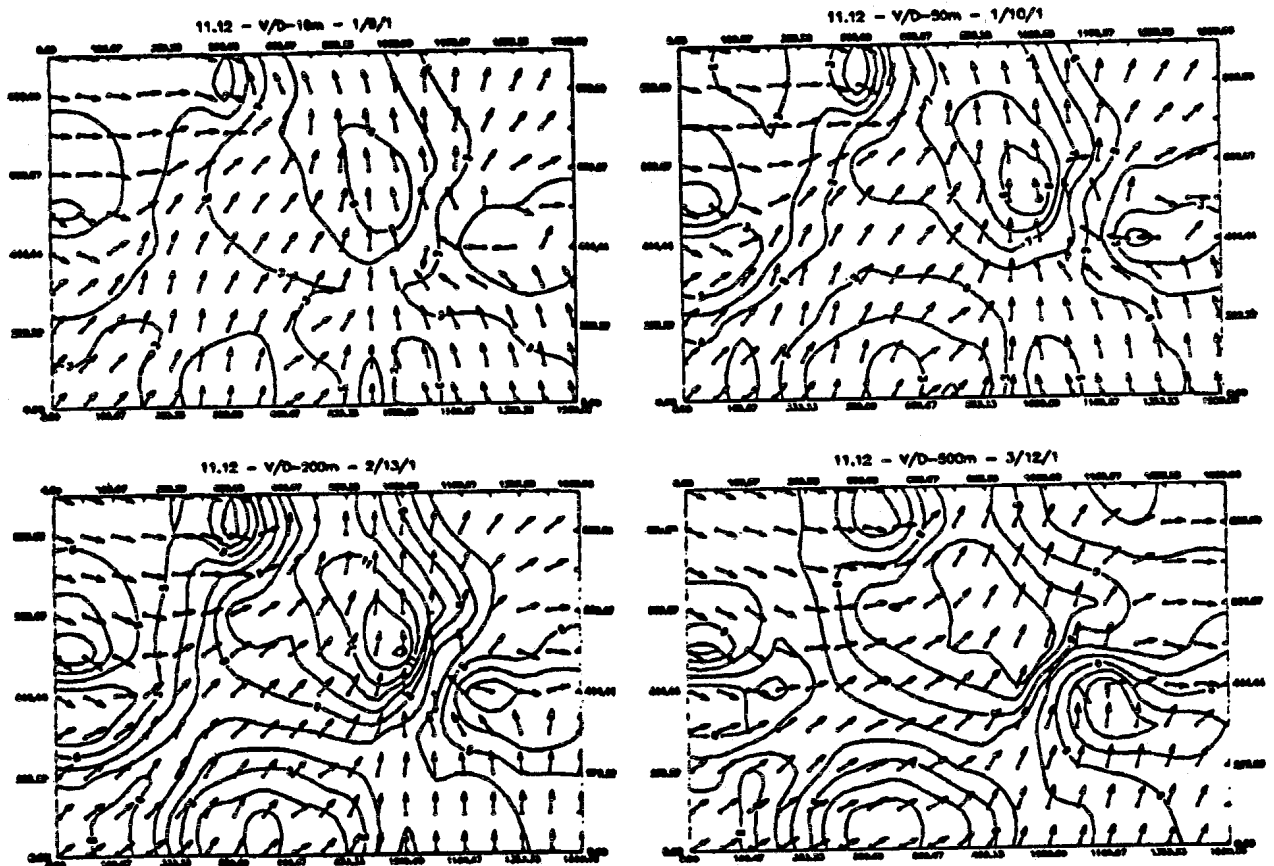


Рис. 3.31. Поля скорости и направления ветра на уровнях 10, 50, 200 и 500 м за 11.12.93г. 00 час СГВ.

Поля скоростей и зоны максимальных значений скорости ветра на всех высотах от 10 до 1000 м имеют почти полностью совпадающие картины изолиний. Максимумы четко представлены вблизи центра исследуемого района и величины максимумов варьируют от 7 м/с (10 м) до 17 м/с (500-1000 м). Над всей территорией Украины установился широтный перенос и вектора ветра направлены с запада на восток. Коэффициент турбулентности растет с высотой и картина его распределения над территорией согласуется с приведенными выше описаниями полей давления и скорости ветра. С высоты 200 м наибольшие величины коэффициента турбулентности отмечаются в северо-западной части достигая значений  $18 \text{ м}^2/\text{с}$ . На юг и на восток значения коэффициента постепенно уменьшаются до нулевых значений. При увеличении высоты ориентация области с высокой турбулентностью не претерпевает изменений, а лишь распадается на два отдельных максимума располагающиеся

у западных границ и центральной частью Украины. На высоте 500 м значения максимумов следующие -  $18 \text{ м}^2/\text{с}$  (для западной области) и  $29 \text{ м}^2/\text{с}$  (для центральной). На высоте 1000 м эти величины соответственно - 16 и  $40 \text{ м}^2/\text{с}$ . Можно отметить, что расположение зон повышенной турбулентности совпадает с областями больших барических градиентов и максимальных скоростей ветра на различных высотах.

На дальнейший рассматриваемый период циклон становится малоподвижным и территория Украины будет находиться под влиянием южной его части с небольшой изменчивостью барического поля у поверхности земли.

Так, 11.12.94г. поле давления немного изменило свою картину под влиянием гребня повышенного давления с юго-востока с максимумом 1019 гПа. Расположение минимального значения давления (1002 гПа) географически осталось прежним, что привело к увеличению барических градиентов в центральных и северных районах. Это распространение гребня с юго-востока во многом сформирует термодинамическую структуру приземного слоя атмосферы на эти сутки. На уровне 850 гПа поле геопотенциала не претерпело изменений и сохранило широтную ориентацию с минимумом на северо-западе (1328м) и максимумом на юго-востоке (1509м).

Поле динамической скорости имеет равномерное распределение над всей территорией и максимальные значения в районах с повышенными барическими градиентами. Здесь величины  $V_*$  достигают  $0.5 \text{ м/с}$ . Хорошо согласуется с барическим полем и максимумы  $Q_T$ . В центральной части изучаемого района значения достигают величины  $-3.2 \text{ Вт/м}^2$ .

Поле направлений ветра на высотах меняет широтную ориентацию на преобладающую меридиональную (см. рис. 3.31) с локальной областью резких изменений направления расположенной над восточными районами Украины. В большой степени это обусловлено воздействием барического гребня распространяющегося над данным районом. Максимумы значений скорости расположены в центральной части и хорошо видны резкие увеличения скоростей при приближении к восточным районам. Величина максимальной скорости представлена на уровне 200 м и имеет значение  $13 \text{ м/с}$ .

Поля турбулентности претерпели изменения под воздействием изменения барического поля и с высотой области коэффициента турбулентности превышающего нулевые значения географически ориентированы в районах больших барических градиентов (центральная и северо-восточная часть) Максимальные величины коэффициентов достигают  $13 \text{ м}^2/\text{с}$ .

На 12 декабря циклон остался малоподвижным над всей территорией Восточной Европы. Над рассматриваемой территорией область наименьшего значения давления сместилась на северо-восток минимальная изобара имеет значение 998 гПа. Область наибольшего значения давления теперь расположена на юго-западе (максимальное давление 1016 гПа). Теперь с этого направления идет перемещение гребня повышенного давления. Поле геопотенциала свою широтную ориентацию немно-

го изменило под воздействием циклона, который уже становится хорошо развитым по вертикали и влияет на формирование ведущего потока.

Поле динамической скорости максимальные значения начинает приобретать в западных районах с величинами до 0.5 м/с.  $Q_T$  принимает в этих районах положительные значения и достигает величин 1.7 Вт/м<sup>2</sup>. В восточных районах расположены области минимальных значений  $Q_T$  (-1.9 Вт/м<sup>2</sup>).

Поля скорости ветра по прежнему имеют максимальные значения над центральными районами (10-14 м/с), но перенос снова имеет широтную ориентацию с постепенной сменой направления ветра от северо-западного (в западных районах) до юго-западного (в восточных районах).

Турбулентность активно развивается в юго-западных районах, где происходит перемещение гребня повышенного давления. Значения коэффициента турбулентности достигают величин 36 и 39 м<sup>2</sup>/с для слоев 200 и 500 м, на уровне 1000 м величина максимума чуть меньше - 31 м<sup>2</sup>/с. Можно отметить появление с высотой области турбулентности на юго-востоке, что очевидно связано с взаимодействием циклона и области повышенного давления, сместившейся сюда через прошедшие сутки. Здесь величины  $K$  достигают 20 м<sup>2</sup>/с.

На следующие сутки циклон начинает смещаться на северо-восток и поле давления и геопотенциала получают широтную ориентацию без существенных барических изменений. Поле давления изменяется от 1005 гПа (северо-западные районы) до 1023 гПа (южные). Геопотенциал растет с севера на юг от 1339 до 1500 м. Максимальные величины динамической скорости по прежнему в западных районах (0.5 м/с) и постепенно убывают на восток. Поля положительных значений турбулентного потока тепла (до 0.3 Вт/м<sup>2</sup>) сместились с западных в центральные районы, а им на смену пришли воздушные массы в которых  $Q_T$  достигает максимальных отрицательных значений для всех рассматриваемой области (-3.2 Вт/м<sup>2</sup>).

Поля ветра имеют наибольшие значения скоростей в у западных границ района (4-8 м/с для высот 10-50 м и 11-12 для слоев 200-1000 м). У западных границ ветер преобладает юго-западных направлений. К востоку на всех высотах направление меняется на западное.

Поле турбулентности имеет две области повышенных значений которые прослеживаются до высоты 1000 м. Первая расположена на юго-западе (с увеличением коэффициентов турбулентности до 33 м<sup>2</sup>/с на высоте 500 м, выше (1000 м) идет уменьшение до 24 м<sup>2</sup>/с). Вторая область турбулентности располагается меридионально над всей центральной частью района от севера к югу. С высотой она распадается на два локальных максимума на севере (до 26 м<sup>2</sup>/с на уровне 500 м) и юге (до 10 м<sup>2</sup>/с на 200 м).

Завершается рассматриваемый синоптический период 14.12.94г. формированием барического поля широтной ориентации. Минимальные значения отмечаются на северо-западе (1004 гПа), максимальные на юго-востоке - 1025 гПа. Поле геопотен-



циала отображает устойчивый широтный перенос с аналогичным барическому полю увеличением значений от севера к югу (от 1340 до 1521 м).

Поле  $V_*$  имеет также широтное распространение максимальных значений (9.5 м/с), для  $Q_T$  характерно широтное расположение области отрицательных значений с двумя максимумами - на западе ( $-3.2 \text{ Вт/м}^2$ ) и востоке ( $-2.9 \text{ Вт/м}^2$ ). к северу и югу значения стремятся к положительным.

Для полей ветра также характерна широтная ориентация областей максимальных значений (от 5 до 13 м/с) с двумя максимумами симметрично расположенными на западе и востоке. Направление ветер меняет от юго-западного (западные области) до постепенного поворота на западное (центральные районы) и возврата к юго-западному/южному направлениям в восточных районах.

В нижней части атмосферы над всей рассматриваемой территорией наблюдается равномерная небольшая интенсивность турбулентного перемешивания. На высоте 10 м отмечаются небольшие максимумы коэффициента турбулентности (до  $3.5 \text{ м}^2/\text{с}$ ) на западе и северо-востоке области расчетов. На высотах 200 и 500 м турбулентность отмечается только в северо-западных районах с максимумом  $36 \text{ м}^2/\text{с}$  на высоте 200 м. К высоте 500 м коэффициент турбулентности уменьшается до  $7 \text{ м}^2/\text{с}$ . В рассмотренном нами случае можно отметить характерные особенности структуры пограничного слоя атмосферы для данного типа атмосферных процессов с вовлечением воздушных масс различных температурных и влажностных режимов, взаимодействиями с областями повышенного давления на востоке и юге, влиянием подстилающей поверхности и рельефа на формирование структуры ПСА при данном типе синоптических процессов.

В качестве примера восстановления трехмерной структуры АПС по данным объективного анализа в этом разделе приведем также расчеты, произведенными с помощью программы BLA за **6 октября 1997 года** (срок 00 час), для района со следующими координатами: левый верхний угол  $-63.28^0 \text{ с.ш.}$ ,  $10.5^0 \text{ в.д.}$  и правый нижний угол -  $41^0 \text{ с.ш.}$ ,  $60^0 \text{ в.д.}$

На рисунке 3.32 видно, что основным барическим образованием, определяющим пространственное распределение характеристик пограничного слоя атмосферы, является обширный циклон над Восточно-Европейской равниной, сформировавшийся в ложбине, ось которой направлена с северо-востока на юго-запад. Циклон очерчивается четырьмя замкнутыми изобарами, с минимальным давлением в центре 980.1 гПа. На периферии циклона, над северо-западом Казахстана, наблюдается ядро антициклона с максимальным давлением в центре 1016.9 гПа. В барическом гребне над Болгарией, ось которого направлена с юго-запада на северо-восток, еще одно небольшое ядро с экстремальным давлением 1019.8 гПа.

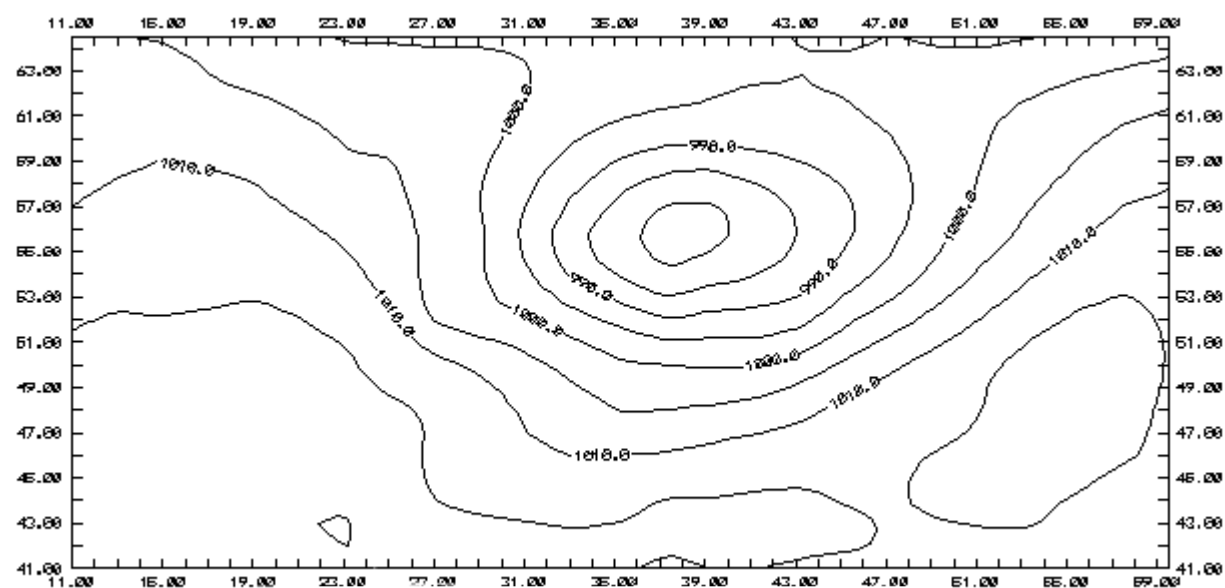


Рис. 3.32. Приземное поле давления за 06.10.97г., 00 час СГВ

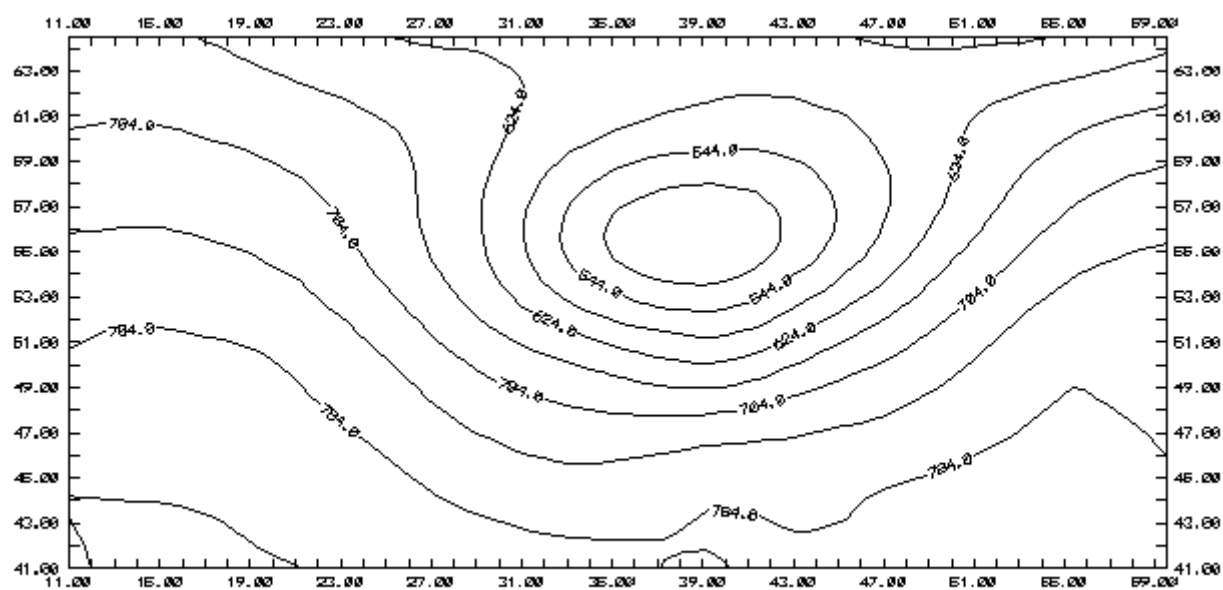


Рис. 3.33. Поле геопотенциала на уровне 925 гПа за 06.10.97г., 00 час СГВ

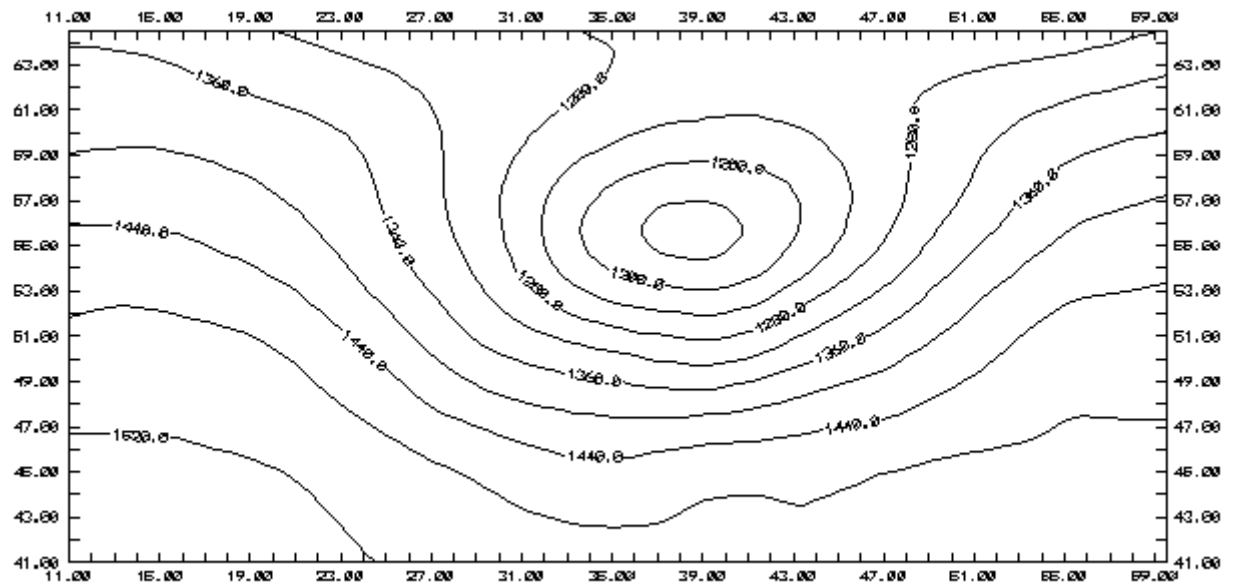


Рис. 3.35. Поле геопотенциала на уровне 850 гПа за 06.10.97г., 00 час СГВ

Указанный циклон очень хорошо прослеживается на высотах, в виде трех замкнутых изогипс, при этом минимальный геопотенциал в центре на уровне  $AT_{925}$  составляет 447.5 м, а на уровне  $AT_{850}$  - 1156 м. Барические максимумы выше поверхности земли не выражены, на их месте располагаются только гребни со значениями геопотенциала на уровне 925 гПа над Тирренским морем до 830 м, над Средней Азией до 797 м (рис. 3.33 - 3.34).

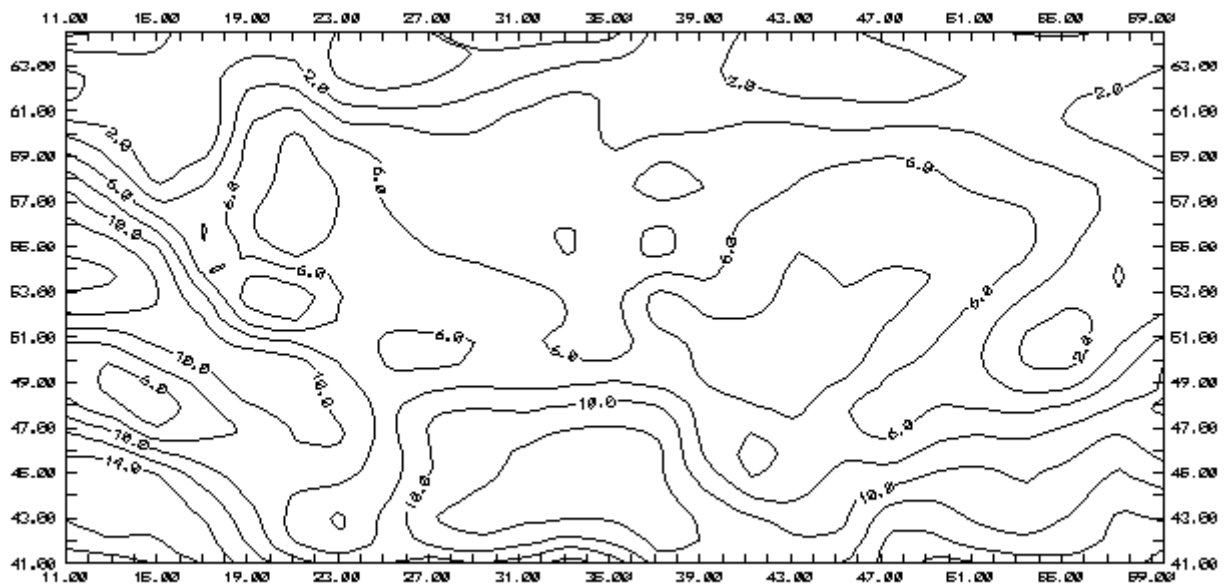


Рис. 3.36. Приземное поле температуры за 06.10.97г., 00 час СГВ

Общее направление изобар у земли и изогипс на уровнях  $AT_{925}$ ,  $AT_{850}$  совпадают. На высотных картах прослеживается ВФЗ умеренных широт с входом над Полесской низменностью и дельтой над Бугульминско-Белебеевской возвышенностью, в которой наблюдается зональное направление переноса потоков.

В приземном поле температуры у поверхности земли, несмотря на влияние подстилающей поверхности, можно выделить область холода над Восточно-Европейской равниной, очерченную изотермой  $6^{\circ}\text{C}$ . А также ложбину над Тургайским платом, в которой сформировался очаг холода с минимальной температурой  $2^{\circ}\text{C}$ . Волна тепла над Западной Европой имеет сложную структуру с несколькими очагами, температура в которых колеблется от  $6$  до  $16^{\circ}\text{C}$ . В восточной части рассматриваемой территории располагается гребень с температурой порядка  $12 - 14^{\circ}\text{C}$  (рис. 3.35).

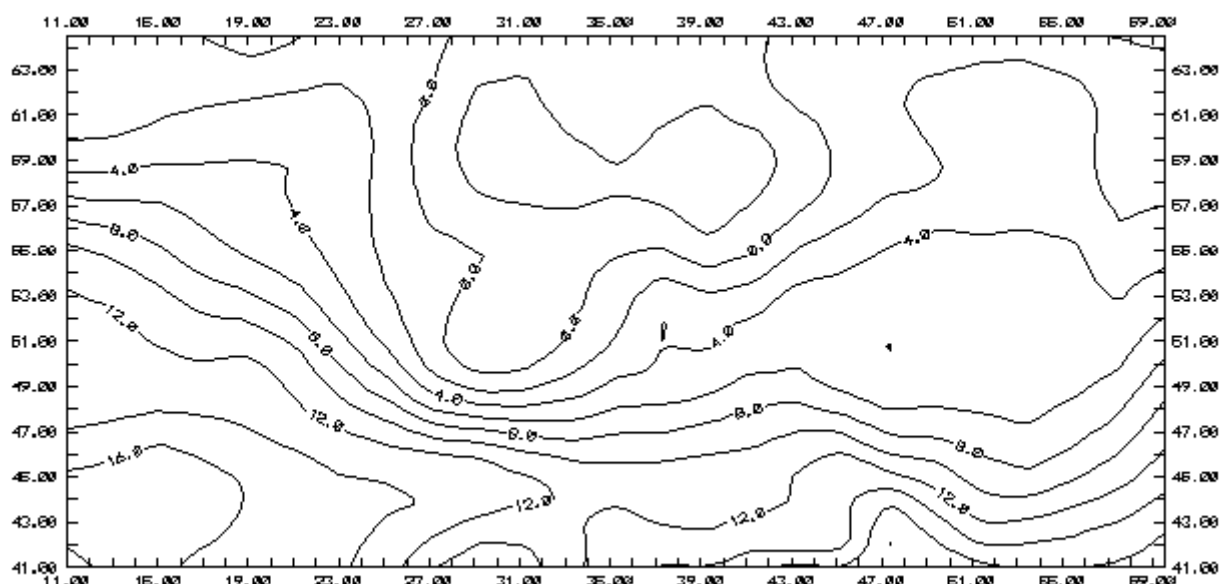


Рис. 3.36. Поле температуры на уровне 925 гПа за 06.10.97г., 00 час СГВ

На высоте ложбина над Бугульминско-Белебеевской возвышенностью не просматривается, в остальном распределение областей тепла и холода сохраняется (рис. 3.36 - 3.37). На уровне 925 гПа хорошо выражены ложбина с очагом холода над Восточно-Европейской равниной, с минимальными значениями температуры около  $-2.5^{\circ}\text{C}$  и гребни тепла над Восточной Европой и Предуральем с максимальными значениями  $17.5^{\circ}\text{C}$  и  $17.7^{\circ}\text{C}$  соответственно. На  $AT_{850}$  ложбина холода сместилась на северо-запад, где минимальная температура составила  $-5.3^{\circ}\text{C}$ , при этом внутри нее образовался очаг холода, очерченный изотермой  $2^{\circ}\text{C}$ . Максимальные температуры порядка  $10 \div 14^{\circ}\text{C}$  отмечались на юге анализируемого района, причем на востоке отделился очаг тепла с температурой в центре  $3.9^{\circ}\text{C}$ .

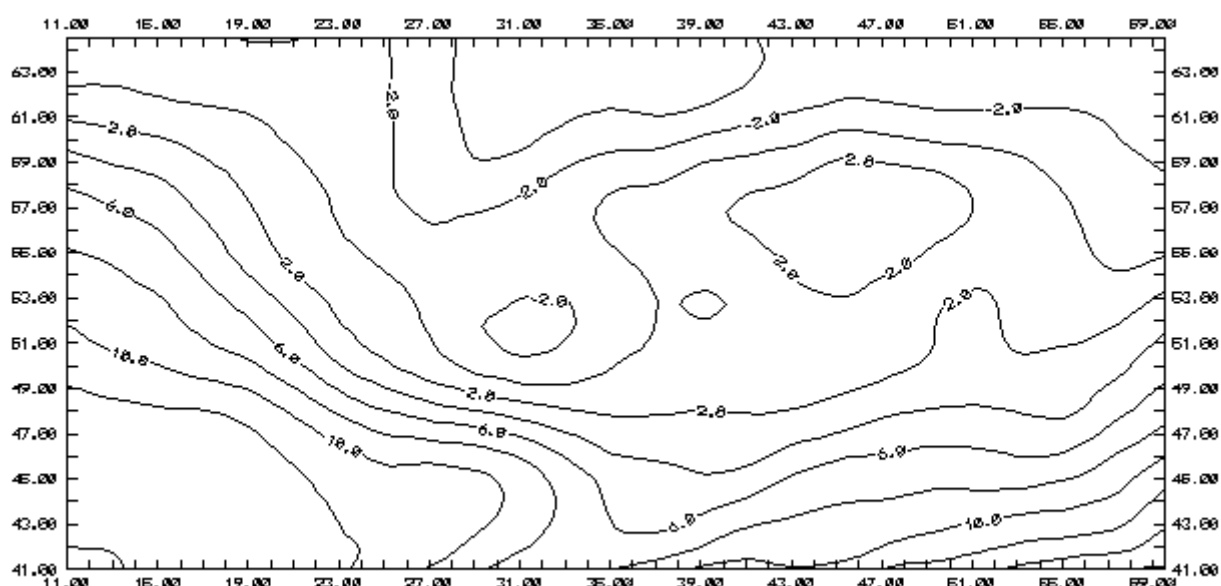


Рис. 3.37. Поле температуры на уровне 850 гПа за 06.10.97г., 00 час СГВ

Согласованность полей давления и температуры проявляется в том, что циклон над Восточно-Европейской равниной совпадает с областью холода, а гребни высокого давления на периферии рассматриваемой территории с очагами тепла.

В ряде районов наблюдалась приземная инверсия. В самой обширной, над Восточной Европой, перепад приземной температуры и на уровне 925 гПа достигал 9 °С. В остальных районах (Северный Казахстан, Финляндия, Северные Увалы) перепад температур в инверсионном слое не превышал 5 °С. В приподнятой инверсии, в слое 925 - 850 гПа, над Верхним Поволжьем, разность температур в среднем составляла 5.5 °С. Пространственное распределение полей давления и ветра привели в центральной части к адвекции холода, а в западной и восточной частях - к адвекции тепла. По характеру адвекции можно судить о вкладе эффекта бароклинности в динамику АПС. Рассмотренные термобарические поля АПС определили его структуру.

Распределения интегральных параметров АПС характеризуются следующими закономерностями. Турбулентный поток тепла ( $Q_0$ ), определяющий термическую трансформацию воздушных масс в рассматриваемый срок, в целом отрицателен (рис. 3.38). Максимальное по модулю значение  $Q_0$  (до 36.0 Вт/м<sup>2</sup>) сосредоточены над Среднерусской возвышенностью, а также над Западной Европой и югом Восточной Европы, в основном величины модуля  $Q_0$  в пределах 12÷16 Вт/м<sup>2</sup>.

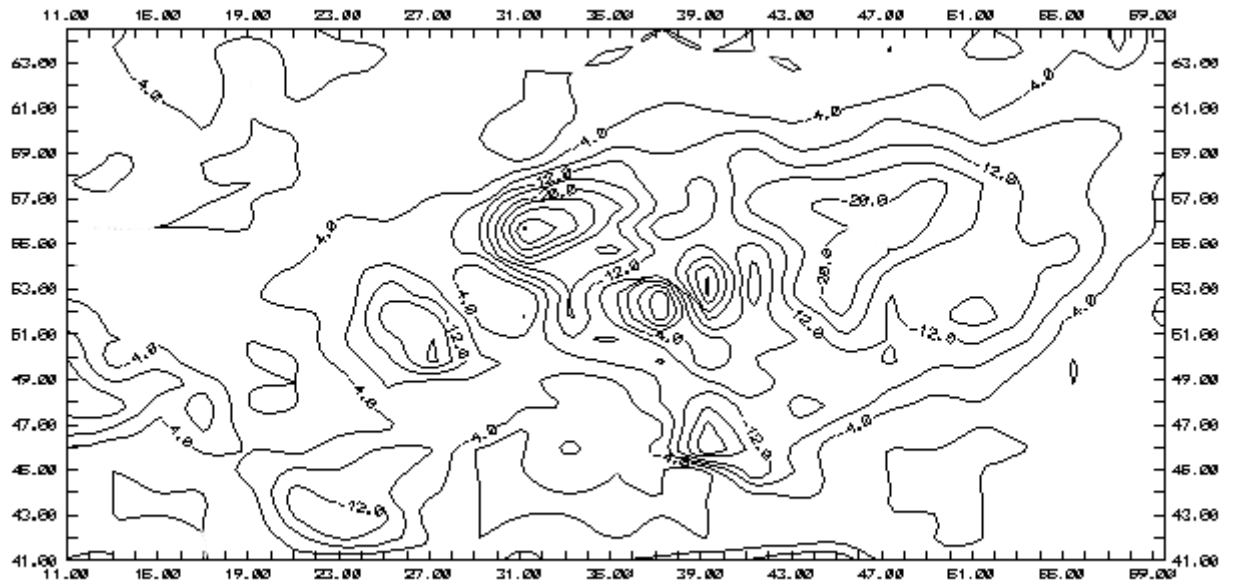


Рис. 3.38. Поле турбулентного потока тепла за 06.10.97г., 00 час СГВ

Области с безразличной стратификацией находятся над проливом Каттегат, Ладожским озером, Адриатическим, Балтийским, Черным и Каспийским морями. Над остальной территорией - стратификация устойчивая.

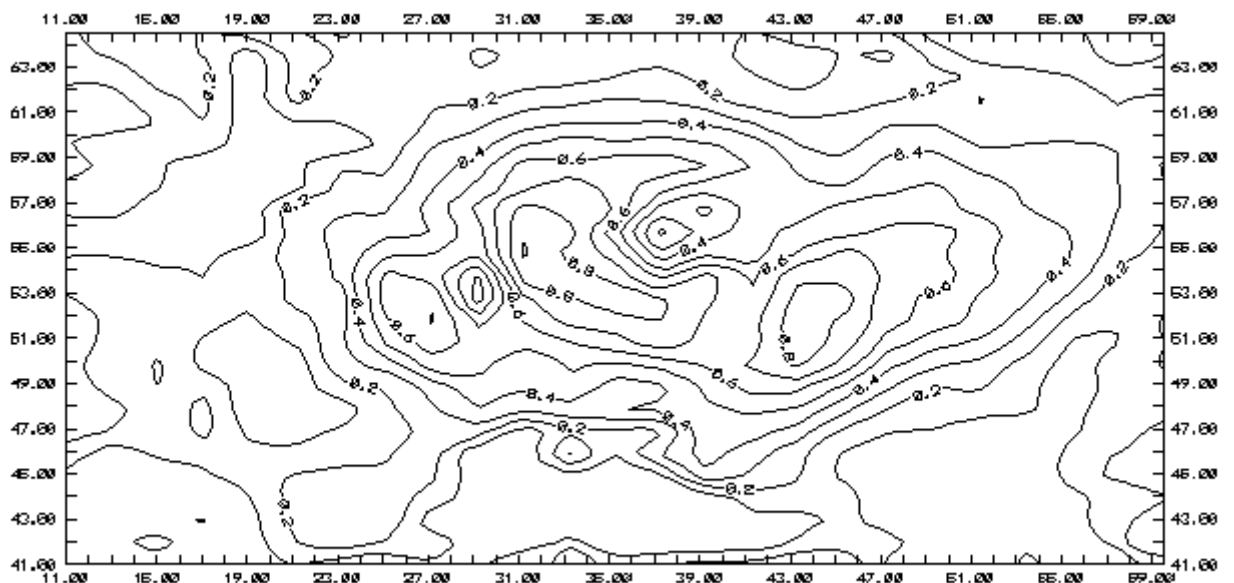


Рис. 3.39. Поле динамической скорости ветра за 06.10.97г., 00 час СГВ

Поле динамической скорости согласуется с распределением геострофического ветра. В центральной части рассматриваемой территории как в полях динамической и геострофической скоростях наблюдаются зоны максимумов, в которых  $v_*$  изменяется от 0.5 до 0.9 м/с, а  $V_g$  - от 15 до 40 м/с. Однако, на значения динамической скорости большое влияние оказывает стратификация. Действительно, максимальные значения динамической скорости порядка 0,5÷0,9 м/с приходятся в основном на районы Европы, где зафиксированы высокие значения турбулентного потока тепла. Минимальные величины динамической скорости до 0,1 м/с располагаются на северо-западе и юго-востоке анализируемой территории и совпадают с не большими скоростями геострофического ветра (рис. 3.39)

Перейдем к анализу циркуляционных условий. Циклонические и антициклонические циркуляции в поле приземного ветра (рис. 3.40) согласуются с полем давления. В частности, в области циклона над Восточно-Европейской равниной, в поле ветра выявляется замкнутая циркуляция. На северо-западе расчетного района в поле ветра отмечается поворот, обусловленный осью гребня и проявлялся антициклонический вихрь. Сильная изменчивость ветра наблюдается в прибрежной зоне Каспийского, Адриатического и Тирренского морей.

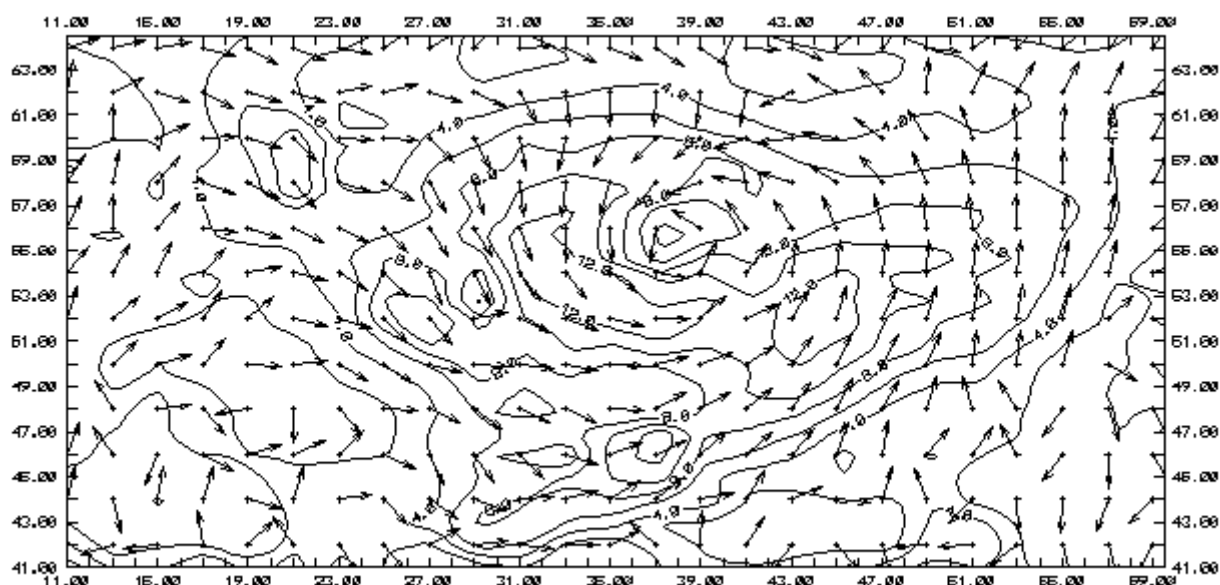


Рис. 3.40. Расчетное поле ветра на уровне 10 м за 06.10.97г., 00 час СГВ

Определить направление и скорость ветра лишь по полю давления здесь практически невозможно. В целом пространственное распределение скорости ветра у земли характеризуется большой изменчивостью от 0 до 15 м/с и достаточно большими горизонтальными градиентами, в наибольшей степени проявляющихся в цен-

тре рассматриваемого района, в котором наблюдаются максимальные значения скорости ветра (10÷12 м/с). Следует отметить, что над Полесской низменностью наблюдается область с минимальными (менее 6 м/с) по сравнению с окружающими ее значениями модуля скорости ветра. Эта область с относительным минимумом прослеживается до высоты 500 м.

Рассмотрим вертикальные профили скорости ветра, определяющие циркуляционный режим в нижнем слое атмосферы. Максимальные значения скорости ветра в нижнем десятиметровом слое сосредоточены над центральной частью рассматриваемой территории, в циклоне и над Черным морем, и превышают 13-14 м/с. Минимальные значения - над Апеннинским полуостровом и Казахстаном (2 м/с).

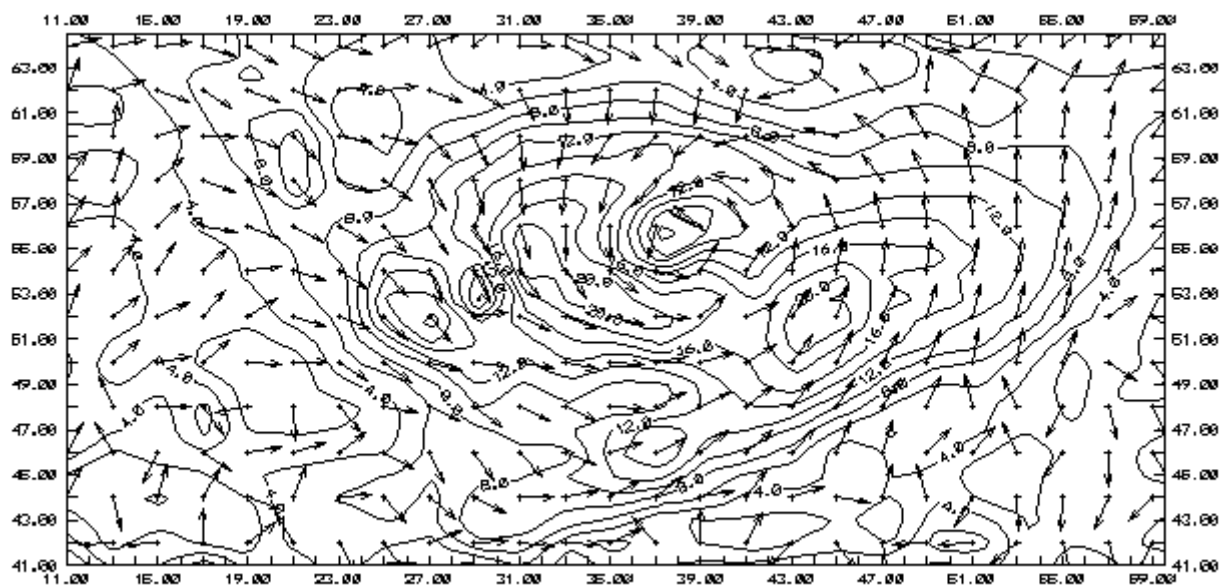


Рис. 3.41. Поле ветра на уровне 50 м за 06.10.97г., 00 час СГВ

При переходе на уровень 50 м (рис. 3.41) хорошо проявляются закономерности приземного подслоя, в котором направление ветра мало меняется, а модуль растет по величине, превышая 20 м/с в области циклона, где градиент модуля скорости заметно увеличивается. В области антициклональной циркуляции градиенты скорости ветра значительно меньше и модуль скорости в среднем не превышает 2-4 м/с.

Такая тенденция сохраняется с высотой до 500 м (рис. 3.42-3.43). Области с экстремальными значениями ветра практически не меняют своего положения, в них скорости в среднем составляют 20÷24 м/с и 26÷28 м/с на высотах 200 и 500 м соответственно, при этом горизонтальный градиент скорости ветра остается неизменным. В целом направление переноса остается таким же как и в нижней части пограничного слоя, только, естественно, исчезает влияние рельефа местности. Это свя-



зано с тем, что поле давления у земли и геопотенциала на  $AT_{925}$ ,  $AT_{850}$  хорошо согласованы между собой.

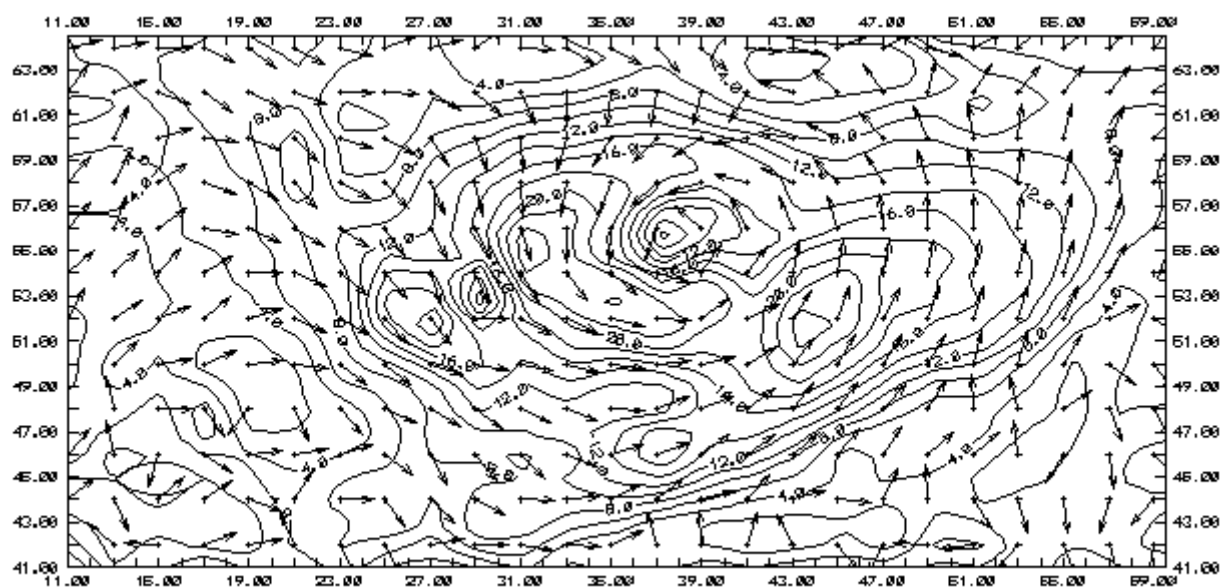


Рис. 3.42. Поле ветра на уровне 200 м за 06.10.97г., 00 час СГВ

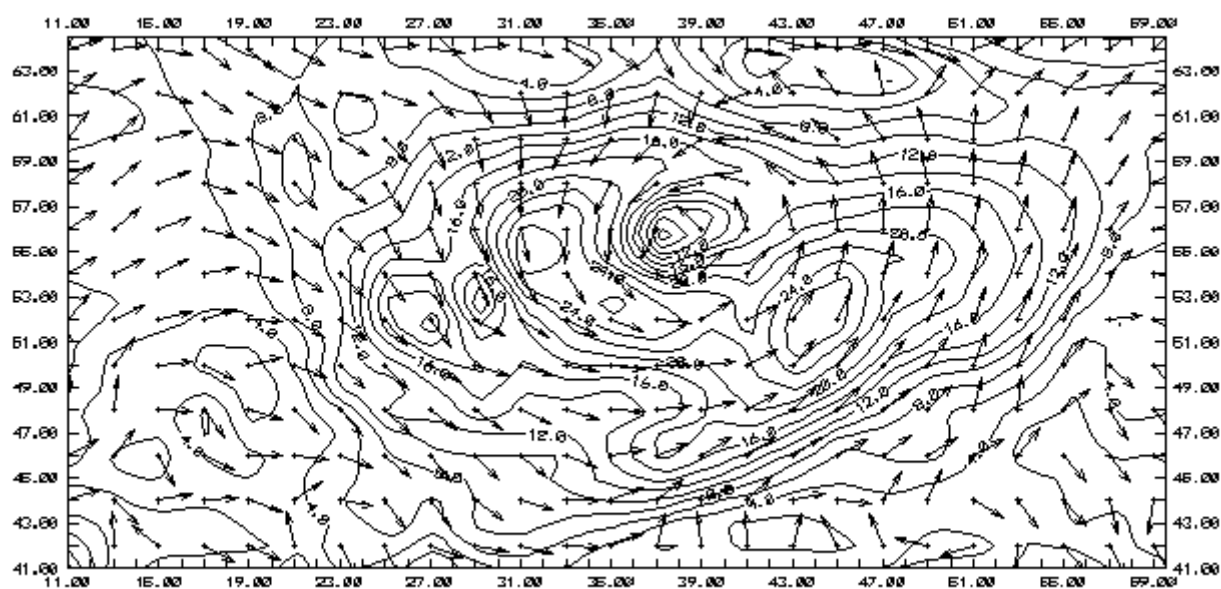


Рис. 3.43. Поле ветра на уровне 500 м за 06.10.97г. 00 час СГВ

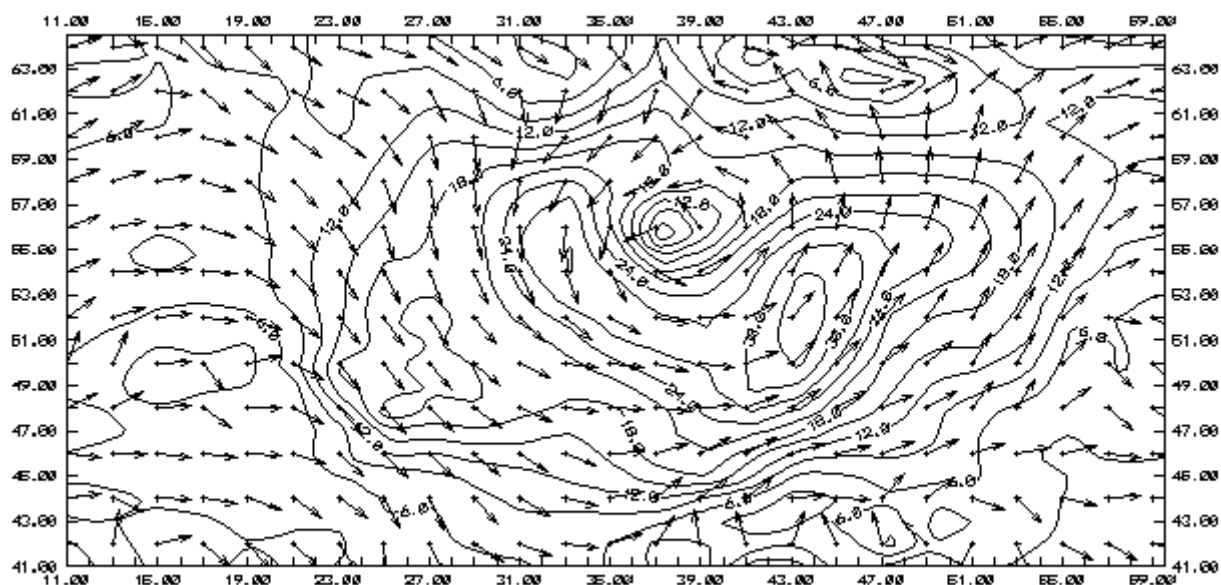


Рис. 3.44. Поле ветра на уровне 1000 м за 06.10.97г., 00 час СГВ

При дальнейшем возрастании высоты в пограничном слое существенно возрастает горизонтальный градиент скорости ветра (на рис. 3.44 изотакхи проведены через 3 м/с). Модуль скорости ветра продолжает увеличиваться в области циклона, центры максимумов располагаются над Подольской (21 м/с) и Смоленско-Московской возвышенностями (30 м/с), Вятским увалом (33 м/с).

Над всей Восточно-Европейской равниной значения модуля скорости ветра превышают 12÷15 м/с. В районах гребней величина модуля скорости в среднем составляет 3÷6 м/с. Направление переноса на уровне 1000 м хорошо согласуется с полем геопотенциала  $AT_{850}$ . Четко проявляется центр циклона над районами Смоленско-Московской возвышенности, перенос с юго-запада на северо-восток над Скандинавией, поворот на юго-восток над Балтийским морем. Это дает возможность четко определить ось гребня, проходящую с юго-запада расчетной области до Ботнического залива. Аналогично, ось гребня просматривается и на востоке. В южной части анализируемого района наблюдается практически зональный перенос, а на востоке сохраняется меридиональное перемещение воздушных масс.

Полученные результаты подтверждают необходимость привлечения модельных расчетов для задачи определения внутренней структуры АПС и ряда других задач, связанных с циркуляционным режимом АПС.

Наконец, рассмотрим пространственное распределение коэффициента турбулентности. В целом рассматриваемый срок характеризуется очень сильным турбулентным перемешиванием в зоне циклогенеза. В антициклональном поле значение коэффициента турбулентности намного меньше. Отмечается согласованность ин-

тенсивности турбулентного обмена со скоростью геострофического ветра. На уровне

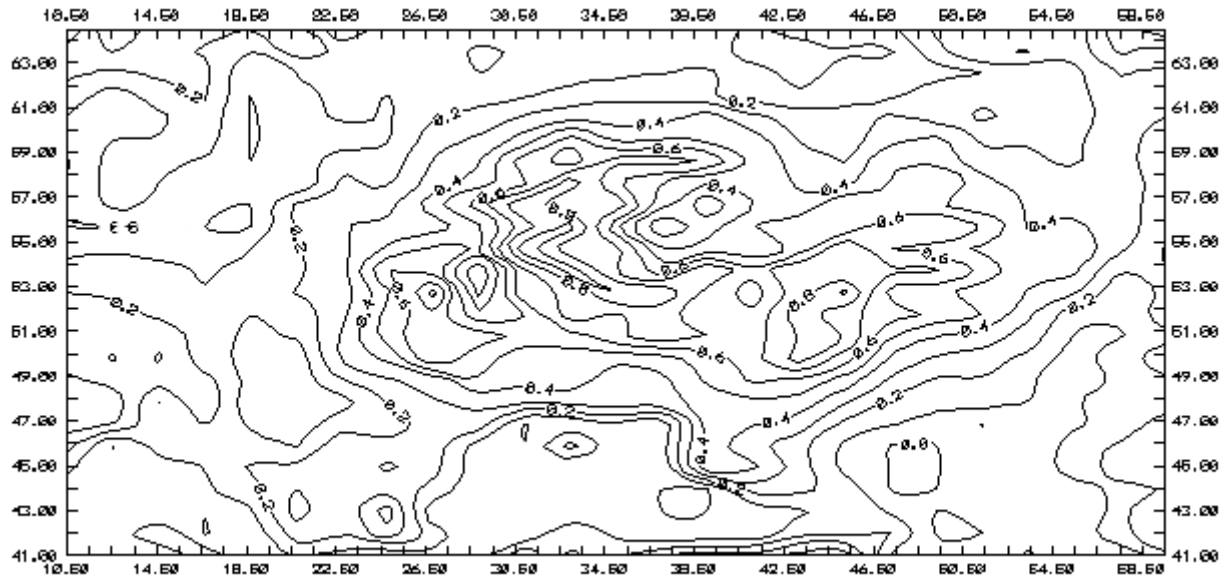


Рис. 3.45. Поле коэффициента турбулентности на уровне 10 м за 07.10.97г., 00 час СГВ (изолинии проведены через  $0.1 \text{ м}^2/\text{с}$ )

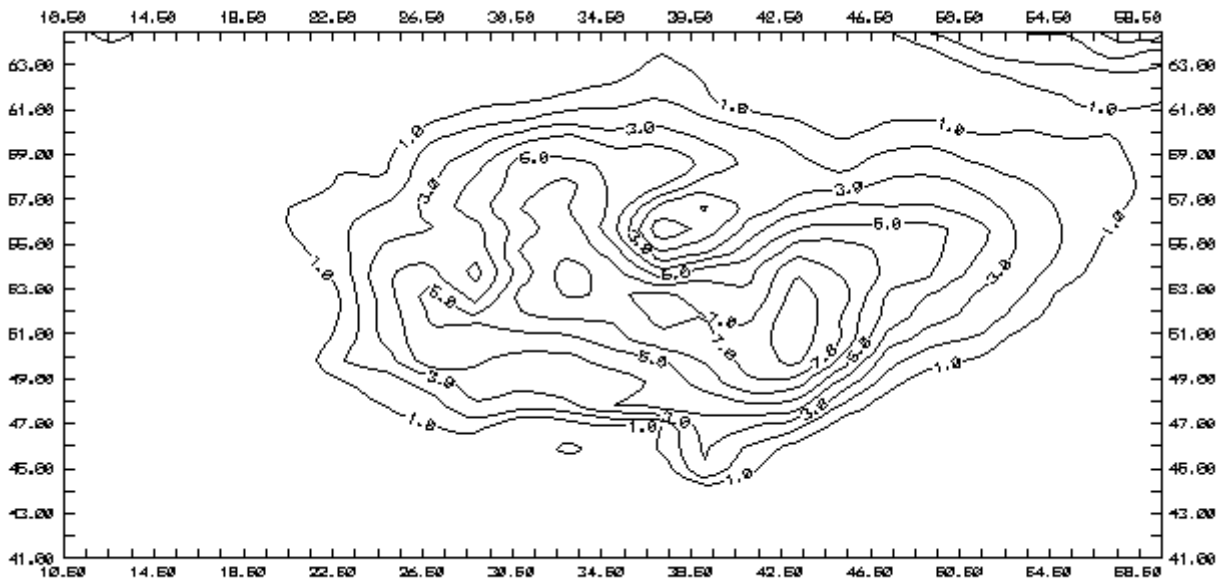


Рис. 3.46. Поле коэффициента турбулентности на уровне 50 м за 06.10.97г., 00 час СГВ (изолинии проведены через  $1.0 \text{ м}^2/\text{с}$ )

10 м (рис. 3.45), где скорость геострофического ветра больше 10 м/с, а коэффициент турбулентности достигает  $1 \text{ м}^2/\text{с}$ . Областям со скоростями геострофического ветра до 20 м/с соответствует значения коэффициента турбулентности до  $9 \text{ м}^2/\text{с}$ .

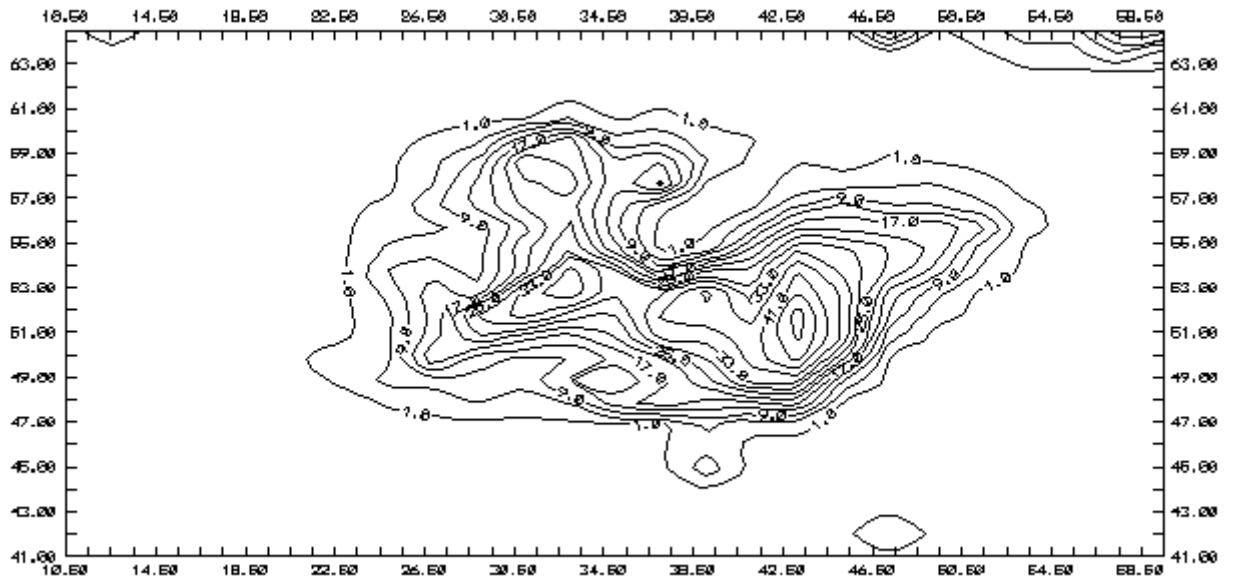


Рис. 3.47. Поле коэффициента турбулентности на уровне 200 м за 06.10.97г., 00 час СГВ (изолинии проведены через 4.0 м/с)

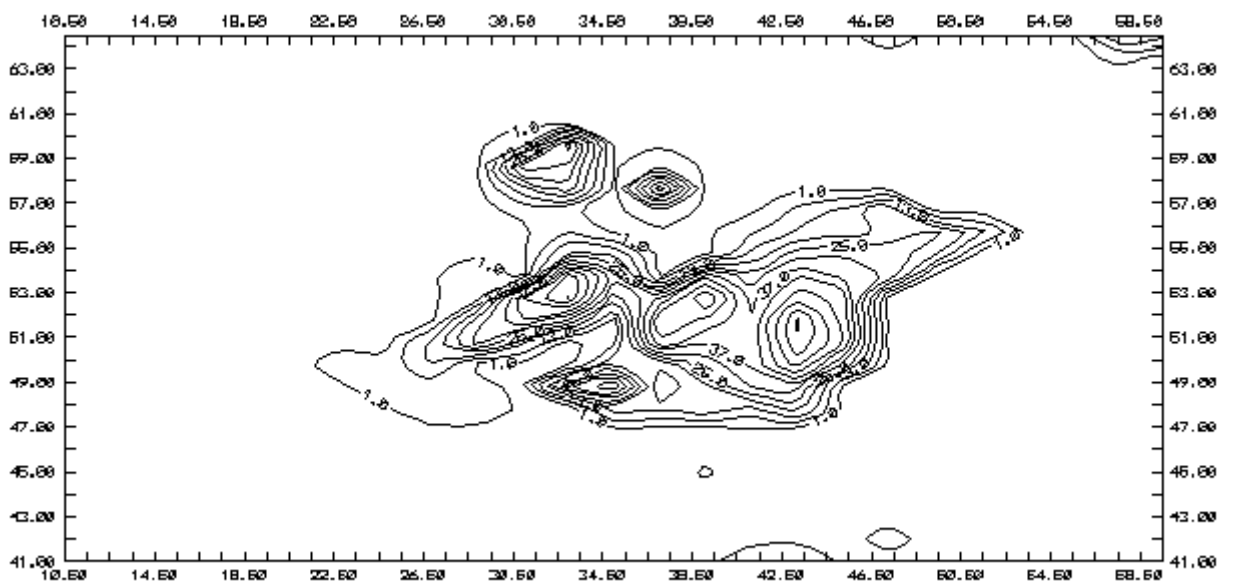


Рис. 3.48. Поле коэффициента турбулентности на уровне 500 м за 06.10.97г., срок 00 час СГВ (изолинии проведены через 8 м<sup>2</sup>/с)

В слое 200 500 м (рис. 3.47-3.48) над Среднерусской возвышенностью отмечается интенсификация турбулентного перемешивания, так, на уровне 500 м коэффициент турбулентного перемешивания достигает 77.2 м<sup>2</sup>/с, при скорости ветра 20-25

м/с. Причем площадь области с интенсивной турбулентностью уменьшается. Над остальной территорией коэффициент турбулентности не превышает  $1 \text{ м}^2/\text{с}$ .

На высоте 1000 м турбулентное перемешивание ослабевает (до  $20\div 30 \text{ м}^2/\text{с}$ ), причем наблюдается сглаживание контраста турбулентности по территории, на периферии его значения колеблются в пределах  $2\div 8 \text{ м}^2/\text{с}$ , а зона в центре с интенсивным перемешиванием снова увеличивается по размеру (рис. 3.49).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что метеорологическое обеспечение может быть осуществлено с помощью комплексного подхода, сочетающего использование данных объективного анализа и результатов моделирования процессов в атмосферном пограничном слое.

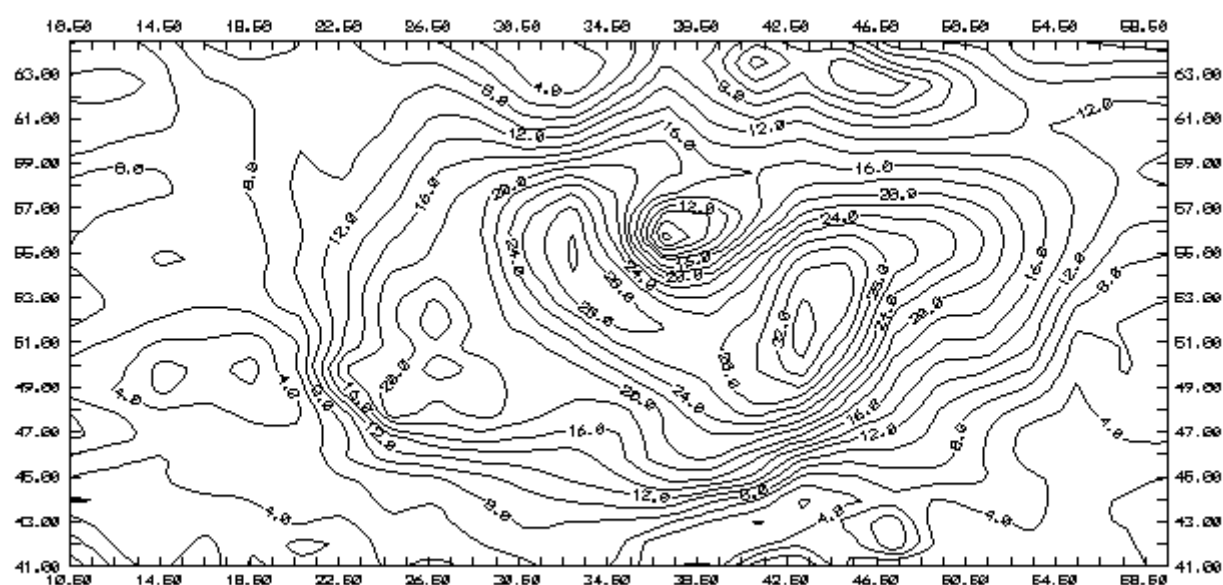


Рис. 3.49. Поле коэффициента турбулентности на уровне 1000 м за 06.10.97г., 00 час СГВ (изолинии проведены через  $2 \text{ м}^2/\text{с}$ )

Описанная в второй главе методика восстановления турбулентно-циркуляционной структуры АПС на основе данных объективного анализа крупномасштабных метеорологических полей может быть использована для восстановления внутренней структуры АПС по прогностической метеорологической информации (Беркович и др., 1998). В этом случае, модель дает возможность получить детальную прогностическую турбулентно-циркуляционную структуру нижнего слоя атмосферы над ограниченным регионом. Проведенные эксперименты (Беркович и др., 1998; Шнайдман и др., 1998) показали хорошую согласованность прогностических полей с фактическими данными. Таким образом, в сочетании с блоком расчета характеристик переноса и рассеивания примеси модель позволяет оценивать прогностические характеристики экологического состояния воздушного бассейна над Украиной.

## **Глава 4. Оценка точности восстановления турбулентно-циркуляционной структуры нижнего слоя атмосферы на основе трехмерной модели АПС**

### *4.1. Методика оценки точности восстановления турбулентно-циркуляционной структуры нижнего слоя атмосферы*

В главе 3 приведены примеры возможностей восстановления турбулентно-циркуляционной структуры нижнего слоя атмосферы над ограниченной территорией с помощью трехмерной модели нестационарного АПС на основе стандартной метеорологической информации. В целях практического применения предлагаемой методики представляет интерес оценка точности такого восстановления.

Как было показано в главе 2 в качестве исходной информации для расчета трехмерной структуры АПС в данной модели используются два вида стандартной метеорологической информации:

- ⇒ данные метеорологических станций и пунктов радиозондирования атмосферы на ограниченной территории на нерегулярной сетке точек;
- ⇒ данные объективного анализа метеорологических полей, получаемые из Мировых центров данных.

Методика оценки точности восстановления циркуляционной структуры нижней атмосферы естественно отличается для каждого вида метеорологической информации. Так, для оценки достоверности восстановления циркуляционного режима в нижних слоях атмосферы по данным метеорологических станций были проведены расчеты точности восстановления скорости и направления приземного ветра на двадцати трех метеорологических станциях Украины и прилегающих районов России и Белоруссии (перечень станций приведен в табл. 4.5).

Оценка точности восстановления проводилась по приземным данным о скорости и направлении ветра на метеорологических станциях. Приземный ветер не входит в исходную информацию для модели и поэтому может использоваться в качестве независимой информации для сопоставлений. Расчетные значения составляющих скорости ветра на высоте 10 метров над уровнем подстилающей поверхности в точках, имеющих координаты данных метеорологических станций, определялись путем интерполяции модельных значений скорости ветра в ближайших четырех узлах регулярной сетки.

При использовании данных объективного анализа в качестве исходной информации модели привлекаются данные в узлах регулярной сетки у поверхности земли и на  $AT_{850}$ . В результатах объективного анализа наряду с выше упомянутыми данными в оперативном режиме с 1988 года поступает информация о метеорологических величинах на уровне 925 гПа, поэтому в работе проведено сопоставление результатов расчета с данными объективного анализа полей метеорологических величин на этом уровне, как независимой информации, не используемой в модели. Сле-

дует отметить, что расчеты циркуляционной структуры проводятся с пространственным шагом  $0.5^\circ$  по широте и долготе, а сопоставление проводилось для сетки с шагом  $2.5^\circ$  для того, чтобы не вносить дополнительных ошибок в поле ветра на уровне АТ<sub>925</sub>.

Для оценки возможностей модели использовался её оперативный вариант, разработанный в рамках «*Протокола о совместной научно-исследовательской работе*» между Гидрометцентром Российской Федерации и Одесским гидрометеорологическим институтом. Этот вариант модели позволяет производить расчеты для регионов произвольных размеров вплоть до всего Северного полушария с шагом  $0.25^\circ$  градуса по широте и долготе и в настоящее время проводится его внедрение в оперативную практику Лаборатории оперативных полусферных краткосрочных прогнозов ГМЦ РФ.

Для оценки достоверности восстановления циркуляционного режима с помощью трехмерной модели проводилось сопоставление для модуля, составляющих скорости и направления ветра (Методические указания, 1991).

Изложим методику оценки достоверности восстановления циркуляционного режима, учитывая то, что мы располагаем следующими данными объективного анализа в узлах регулярной сетки:

- а) высота рельефа местности ( $h_z$ );
- б) геопотенциал АТ<sub>925</sub> ( $h_{925}$ );
- в) зональная составляющая скорости ветра ( $u_{925}$ );
- г) меридиональная составляющая скорости ветра ( $v_{925}$ ).

Для начала приводим значения геопотенциала к уровню подстилающей поверхности

$$H_{925} = h_{925} - h_z \quad (4.1)$$

Затем в полученном поле  $H_{925}$  выберем минимальное и максимальное значения, в пределах которых располагается поверхность 925 гПа. Расчет по модели трехмерной турбулентно-циркуляционной структуры АПС будем проводить, задав учащенный шаг по вертикали в слое, где располагается поверхность АТ<sub>925</sub>, так чтобы высоты  $H_{925}$  в узлах регулярной сетки совпадали или были достаточно близки (расхождение не более 100 м) к счетным уровням модели АПС.

На этих учащенных уровнях получаем значения модуля скорости ( $M$ ) и направления ветра ( $\alpha$  - угол с осью X). Для каждого узла регулярной сетки путем интерполяции рассчитываем величину модуля скорости ( $M_r$ ) и направления ( $\alpha_r$ ) ветра на высотах соответствующих уровню 925 гПа ( $H_{925}$ ) и пересчитываем их в составляющие расчетного ветра ( $u_r, v_r$ ):

$$\begin{aligned} u_r &= M_r \cdot \cos \alpha_r \\ v_r &= M_r \cdot \sin \alpha_r \end{aligned} \quad (4.2)$$

а также по данным объективного анализа определяем характеристики, аналогичные рассчитываемые моделью:

$$\begin{aligned}\alpha &= \arctg\left(\frac{v}{u}\right) \\ M &= \sqrt{u^2 + v^2}\end{aligned}\tag{4.3}$$

Осталось определить степень достоверности расчетов, получив поля отклонений рассчитанных значений характеристик поля скорости на уровне 925 гПа от данных объективного анализа на этой поверхности:

$$\begin{aligned}M_0 &= M - M_r, \\ \alpha_0 &= \arccos\left(\frac{u \cdot v_r + v \cdot u_r}{M \cdot M_r}\right) \\ u_0 &= u - u_r, \quad v_0 = v - v_r.\end{aligned}\tag{4.4}$$

И наконец, рассчитываются статистические характеристики достоверности моделирования трехмерной структуры АПС, то есть максимальные, минимальные и средние значения ошибки, а так же распределение ошибок по градациям.

Все расчеты по оценке достоверности восстановления полей ветра на поверхности АТ<sub>925</sub> проводятся с помощью разработанных программных пакетов для ПЭВМ в автоматизированном режиме без участия оператора.

#### *4.2. Исходные термобарические и циркуляционные поля в нижней тропосфере, используемые при оценке достоверности модели АПС*

В качестве примера оценки достоверности восстановления трехмерной структуры АПС по данным объективного анализа в этом разделе приведем произвольно выбранные расчеты за 6 октября 1997 года (срок 00 часов), для района со следующими координатами: левый верхний угол -64.5<sup>0</sup> с.ш., 10.5<sup>0</sup> в.д. и правый нижний угол - 41<sup>0</sup> с.ш., 60<sup>0</sup> в.д.

Существенным отличием рассматриваемого случая от приведенных в главе 3, являются значительно большие пространственные размеры расчетной области, охватывающей всю территорию стран СНГ и Балтийских государств. Поэтому представляет интерес количественное описание исходной информации в виде термобарических и циркуляционных полей в нижней тропосфере.

На рис. 4.1 видно, что основным барическим образованием, определяющим пространственное распределение характеристик пограничного слоя атмосферы, является обширный циклон над Восточно-Европейской равниной, сформировавшийся



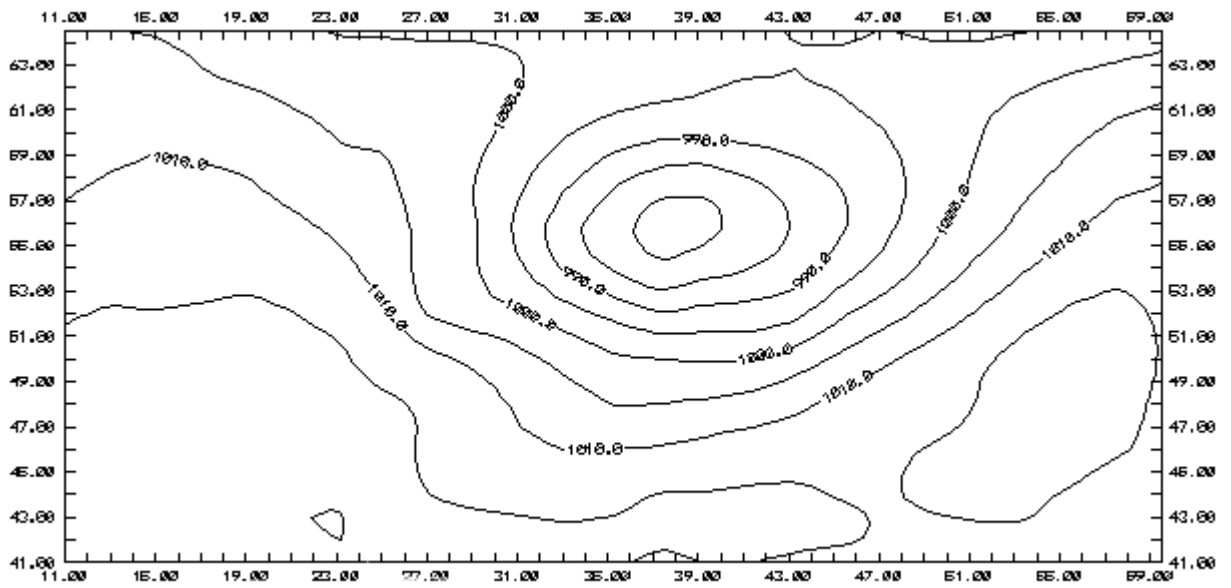


Рис. 4.1. Приземное поле давления за 06.10.97г., 00 час. СГВ

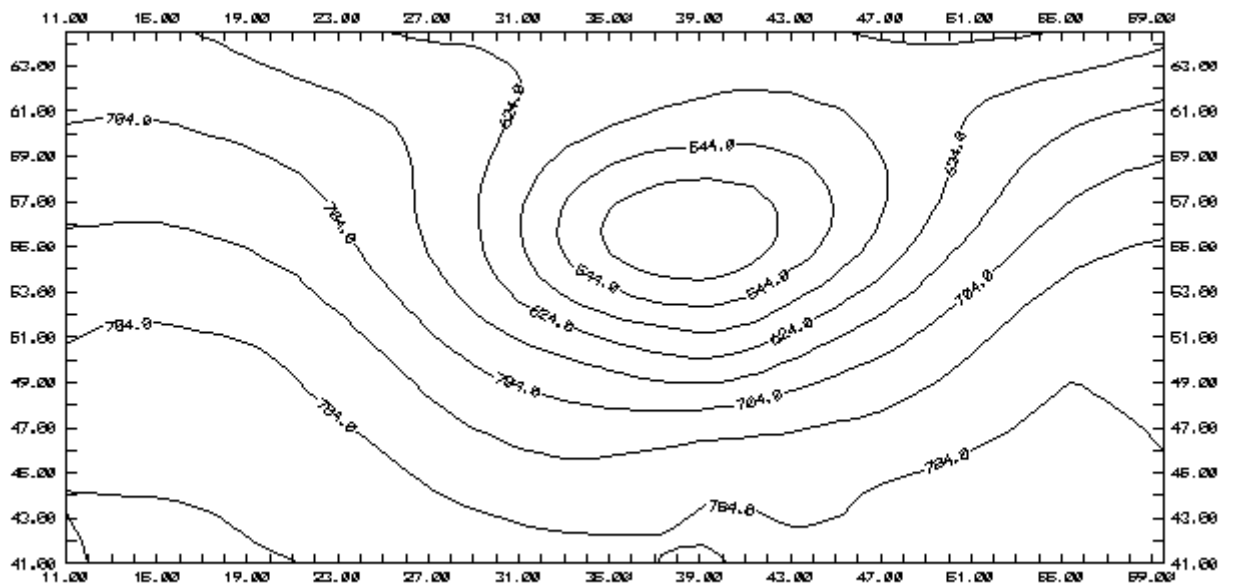


Рис. 4.2. Поле геопотенциала на уровне 925 гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

в ложбине, ось которой направлена с северо-востока на юго-запад. Циклон очерчивается четырьмя замкнутыми изобарами, с минимальным давлением в центре 980.1 гПа. На периферии циклона, над северо-западом Казахстана, наблюдается ядро антициклона с максимальным давлением в центре 1016.9 гПа. В барическом гребне

над Болгарией, ось которого направлена с юго-запада на северо-восток, еще одно небольшое ядро с экстремальным давлением 1019.8 гПа.

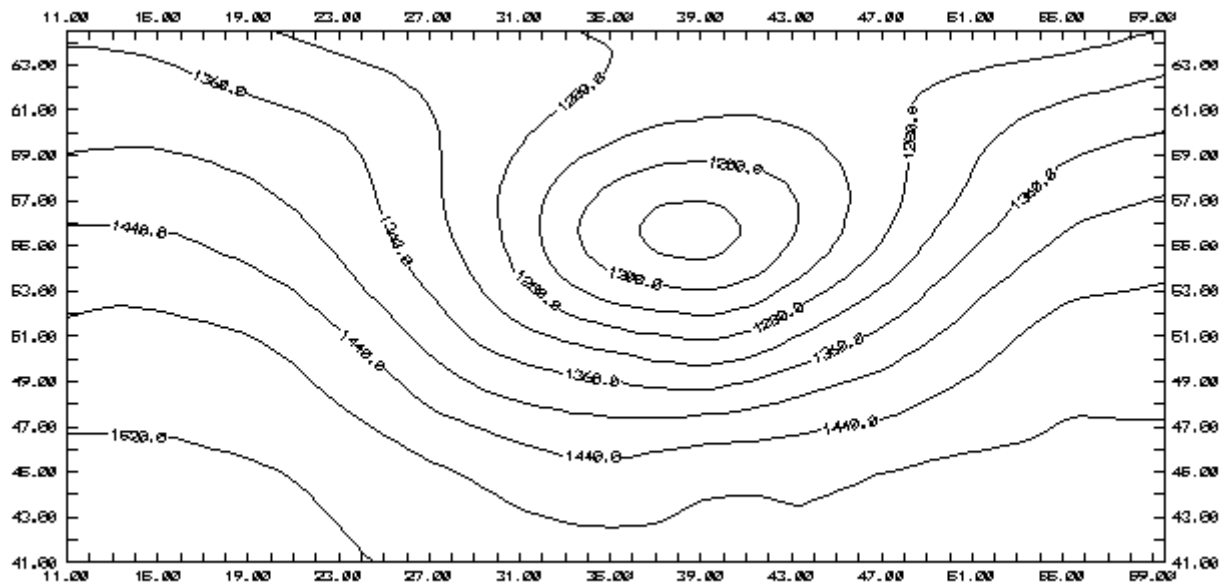


Рис. 4.3. Поле геопотенциала на уровне 850 гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

Указанный циклон очень хорошо прослеживается на высотах, в виде трех замкнутых изогипс, при этом минимальный геопотенциал в центре на уровне  $AT_{925}$  составляет 447.5 м, а на уровне  $AT_{850}$  - 1156 м. Барические максимумы выше поверхности земли не выражены, на их месте располагаются только гребни со значениями геопотенциала на уровне 925 гПа над Тирренским морем до 830 м, над Средней Азией до 797 м (рис. 4.2 - 4.3).

Общее направление изобар у земли и изогипс на уровнях  $AT_{925}$ ,  $AT_{850}$  совпадают. На высотных картах прослеживается ВФЗ умеренных широт с входом над Полесской низменностью и дельтой над Бугульминско-Белебеевской возвышенностью, в которой наблюдается зональное направление переноса потоков.

В приземном поле температуры у поверхности земли, несмотря на влияние подстилающей поверхности, можно выделить область холода над Восточно-Европейской равниной, очерченную изотермой  $6^{\circ}\text{C}$ . А также ложбину над Тургайским платом, в которой сформировался очаг холода с минимальной температурой  $2^{\circ}\text{C}$ . Волна тепла над Западной Европой имеет сложную структуру с несколькими очагами, температура в которых колеблется от  $6$  до  $16^{\circ}\text{C}$ . В восточной части рассматриваемой территории располагается гребень с температурой порядка  $12 - 14^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.4).

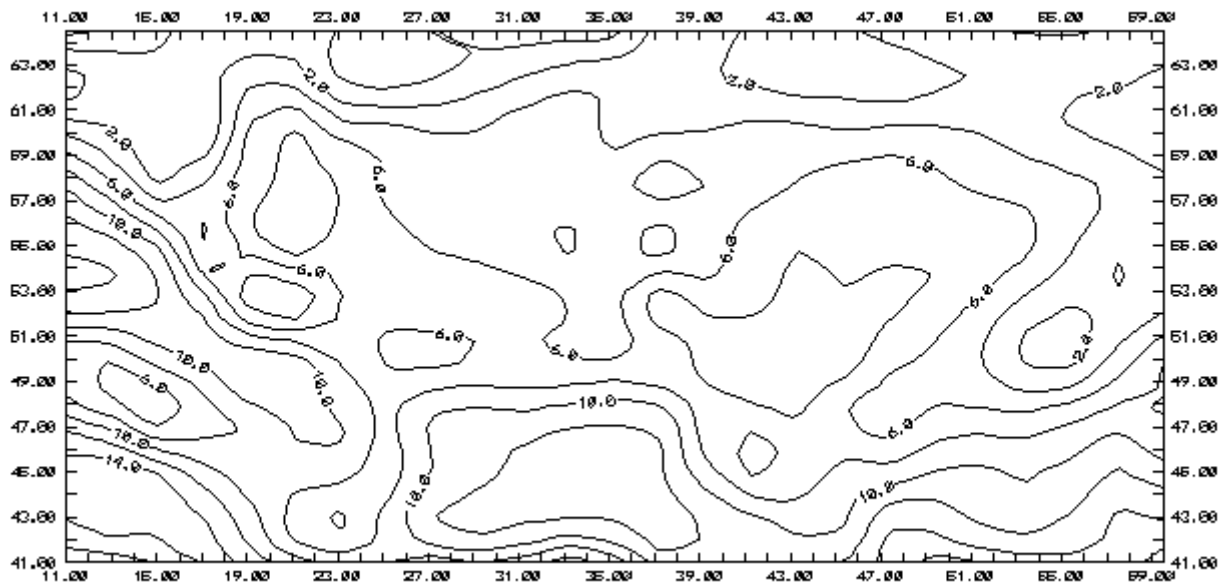


Рис. 4.4. Приземное поле температуры за 06.10.97г., 00 час. СГВ

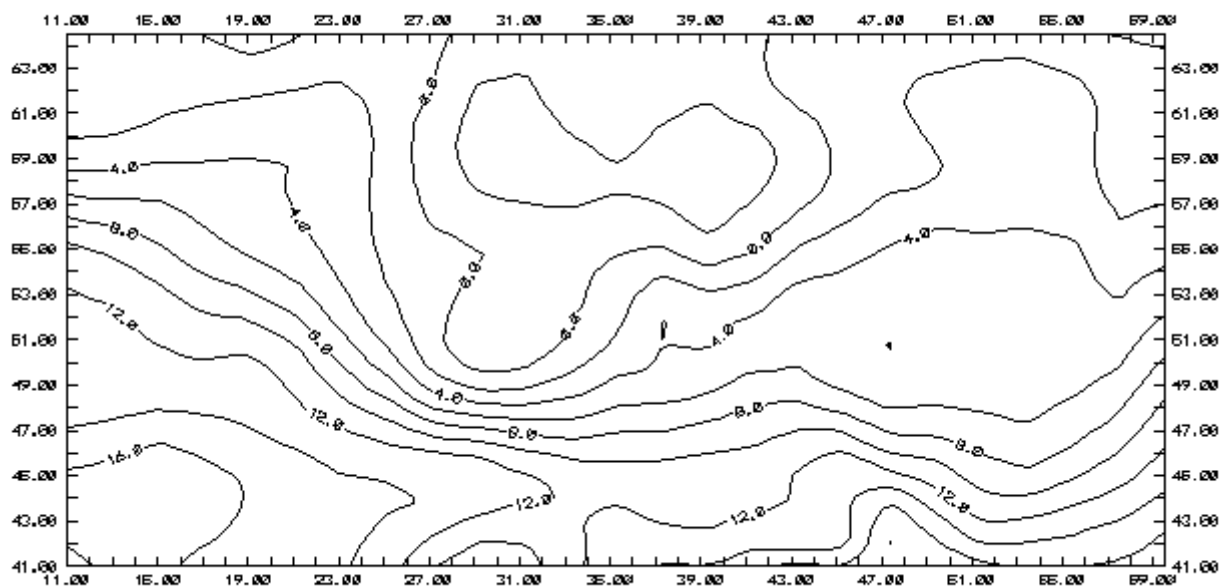
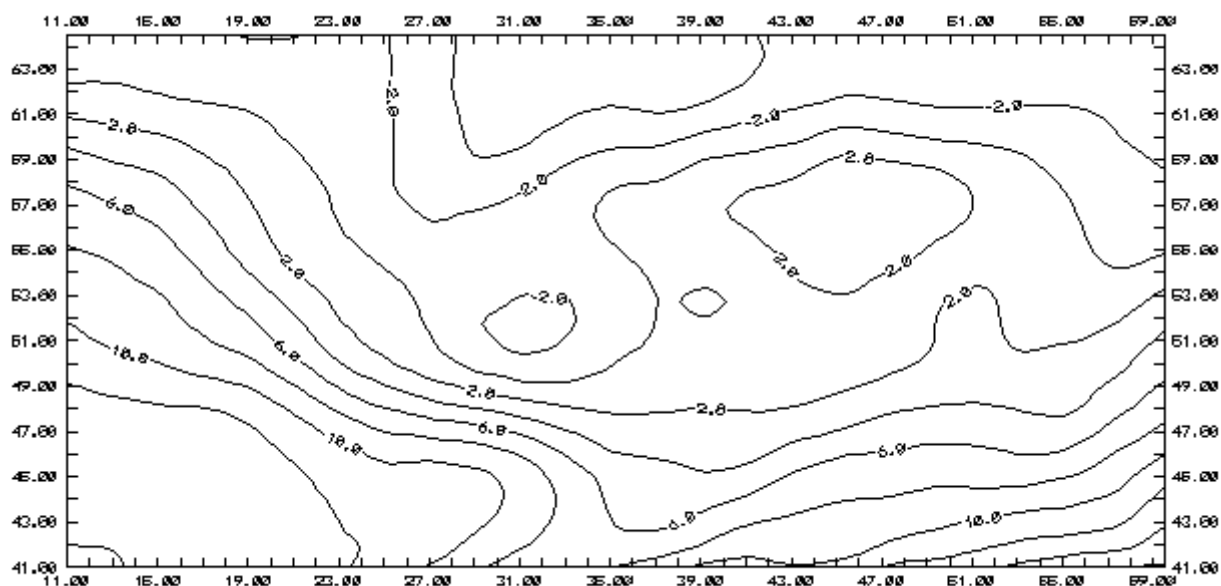


Рис. 4.5. Поле температуры на уровне 925 Гпа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

На высоте ложбина над Бугульминско-Белебеевской возвышенностью не просматривается, в остальном распределение областей тепла и холода сохраняется (рис. 4.5 - 4.6).

На уровне 925 гПа хорошо выражены ложбина с очагом холода над Восточно-Европейской равниной, с минимальными значениями температуры около  $-2.5^{\circ}\text{C}$  и

гребни тепла над Восточной Европой и Предуральем с максимальными значениями  $17.5^{\circ}\text{C}$  и  $17.7^{\circ}\text{C}$  соответственно. На  $\text{AT}_{850}$  ложбина холода сместилась на северо-запад, где минимальная температура составила  $-5.3^{\circ}\text{C}$ , при этом внутри нее образовался очаг холода, очерченный изотермой  $2^{\circ}\text{C}$ .



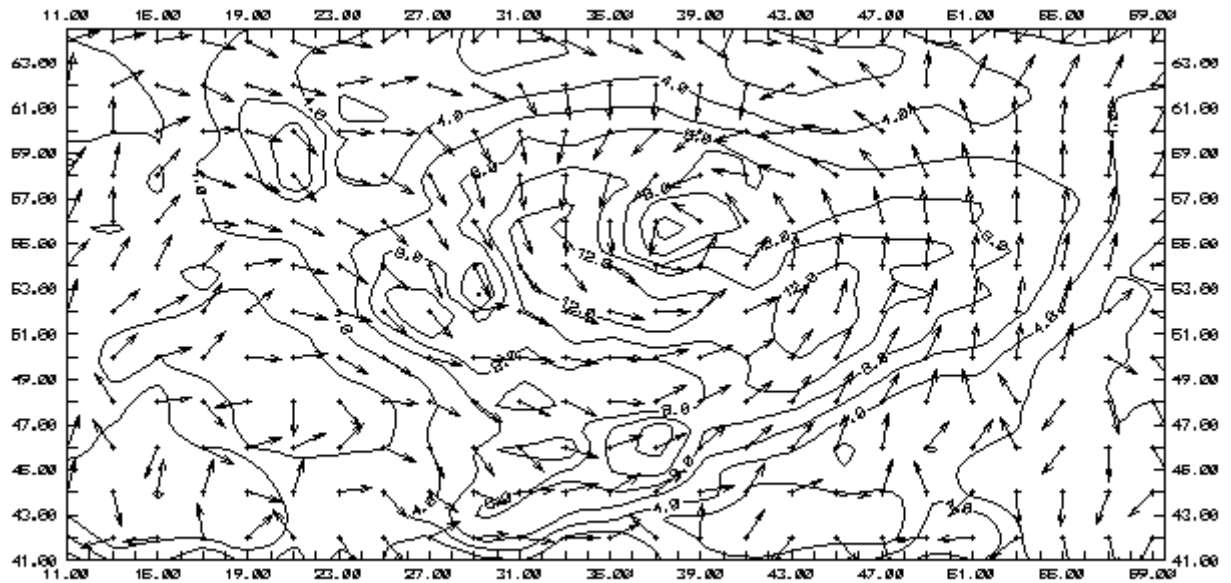


Рис. 4.7 Поле ветра на уровне 10 м за 06.10.97г., 00 час. СГВ

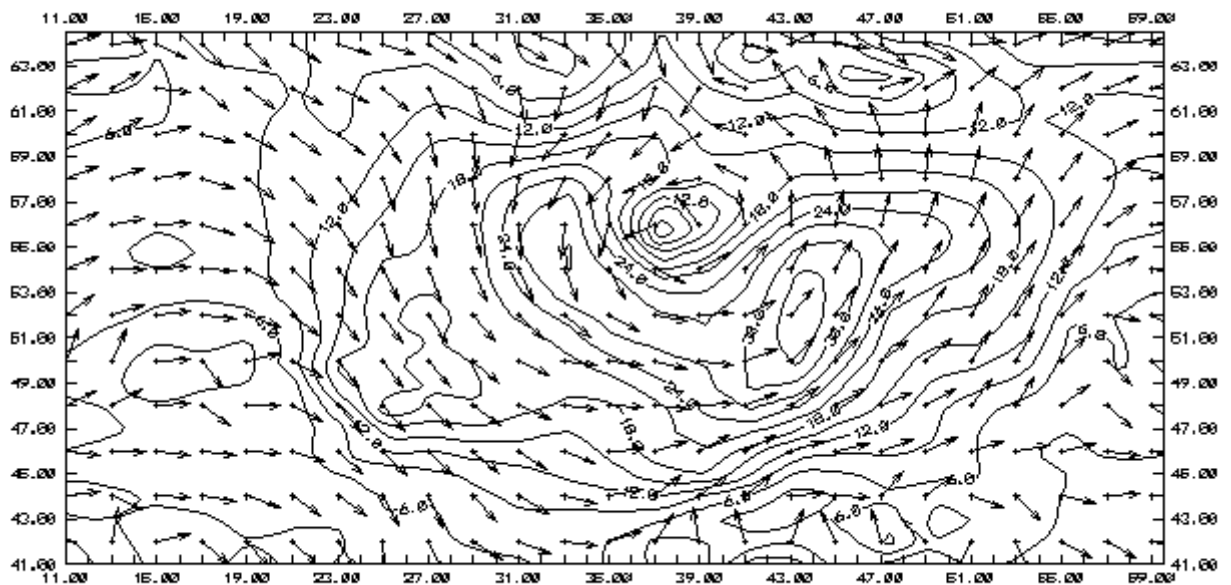


Рис. 4.8. Поле ветра на уровне 1000 м за 06.10.97г., 00 час. СГВ

Рассмотрим вертикальные профили скорости ветра, определяющие циркуляционный режим в нижнем слое атмосферы. Максимальные значения скорости ветра в нижнем десятиметровом слое сосредоточены (рис. 4.7). над центральной частью рассматриваемой территории, в циклоне и над Черным морем, и превышают 13-14 м/с, а минимальные значения - над Апеннинским полуостровом и Казахстаном (2 м/с).

Над всей Восточно-Европейской равниной значения модуля скорости ветра превышают 12-15 м/с. В районах гребней величина модуля скорости в среднем составляет 3-6 м/с. Направление переноса на уровне 1000 м хорошо согласуется с полем геопотенциала  $AT_{850}$ . Четко проявляется центр циклона над районами Смоленско-Московской возвышенности, перенос с юго-запада на северо-восток над Скандинавией, поворот на юго-восток над Балтийским морем. Это дает возможность четко определить ось гребня, проходящую с юго-запада расчетной области до Ботнического залива. Аналогично, ось гребня просматривается и на востоке. В южной части анализируемого района наблюдается практически зональный перенос, а на востоке сохраняется меридиональное перемещение воздушных масс.

#### *4.3. Анализ достоверности восстановления циркуляционной структуры АПС на уровне 925 гПа 06.10.97г., 00 час. СГВ*

Перейдем к анализу полученных результатов для данного случая. Сначала оценим качественное совпадение основных направлений переноса и положения экстремумов в фактических и расчетных полях. В целом расположение изотак и направление переноса полученных расчетным путем хорошо согласуются между собой. Следует лишь иметь в виду, что в модели слабые ветра (менее 2 м/с) могут быть искажены, так как в модели ставится условие о том, что геострофический ветер должен быть больше 1 м/с.

Действительно, положение области с максимальными модулями и соответственно горизонтальными градиентами скорости ветра достаточно хорошо совпадают на счетных и объективного анализа картах (рис. 4.9- 4.10). Экстремум над Центральным Поволжьем очерчен изолинией 28 м/с, а в расчетном поле - 26 м/с. Над Полесской низменностью модель определяет замкнутый контур со скоростями более 18 м/с, что в поле объективного анализа также отражено волной изотак 18 м/с. С уменьшением скорости ветра к периферии расхождение полей несколько усиливается. Так, изолиния 6 м/с на западе рассматриваемой территории в расчетном поле немного смещена на восток, а центр в ложбине на юго-востоке с минимальными значениями скорости ветра до 2 м/с - на северо-восток и занимает меньшую площадь. На северо-западе гребень, очерченный изотак 6 м/с не так далеко проникает на север, поэтому фон модуля скорости ветра в смоделированном поле меньше. На севере, несмотря на небольшое отличие в ходе изотак со значениями 6 - 10 м/с, местоположение их совпадает с фактическим полем. Разница в направлении переноса практически неуловима. В центре анализируемого района четко прослеживается замкнутая циркуляция против часовой стрелки, которая соответствует циклону в поле геопотенциала  $AT_{925}$  (рис. 4.2). Ввоздушный поток направлен с северо-запада к югу центральной части рассматриваемого региона, где наблюдается зональный пе-

ренос, затем поток поворачивает на северо-восток, при этом отмечается его конвергенция.

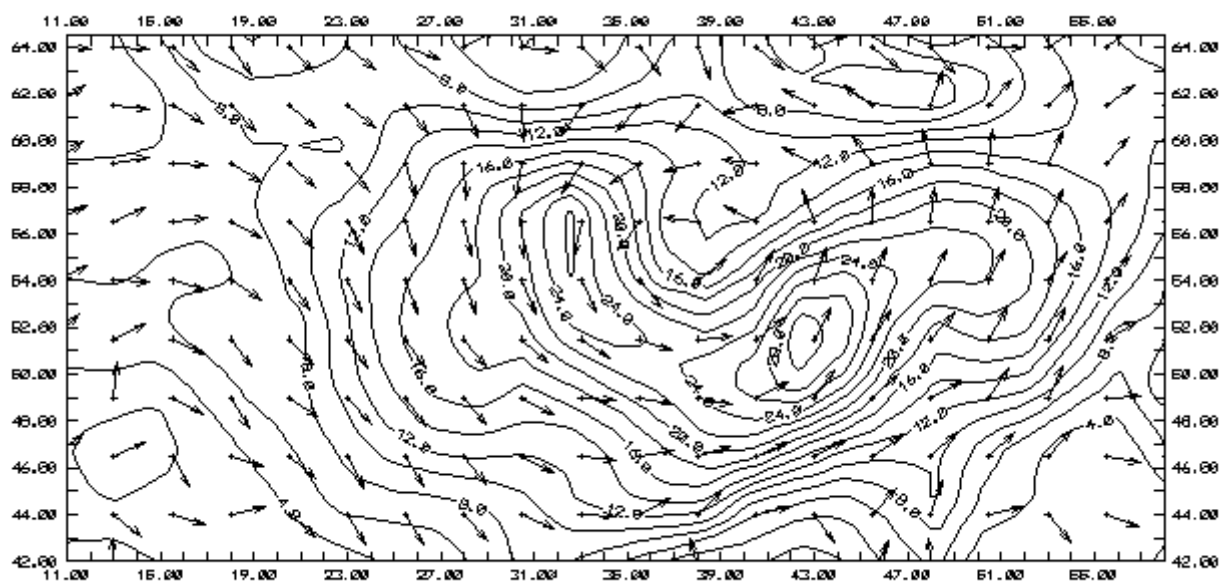


Рис. 4.9. Поле ветра на уровне 925 гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ  
по данным объективного анализа

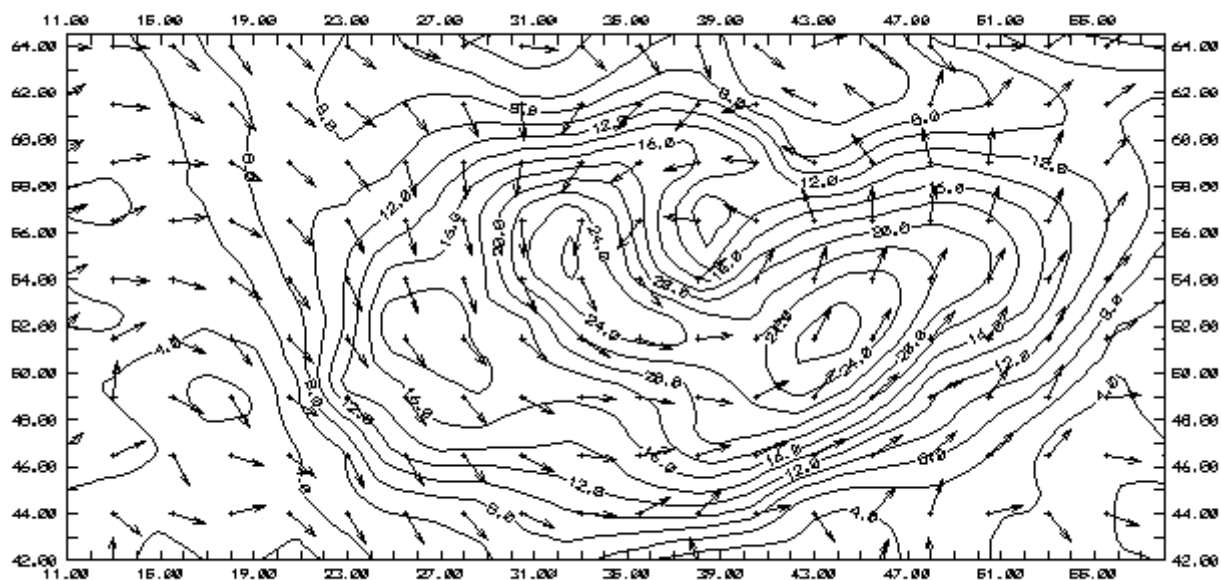


Рис. 4.10. Расчетное поле ветра на уровне 925 гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

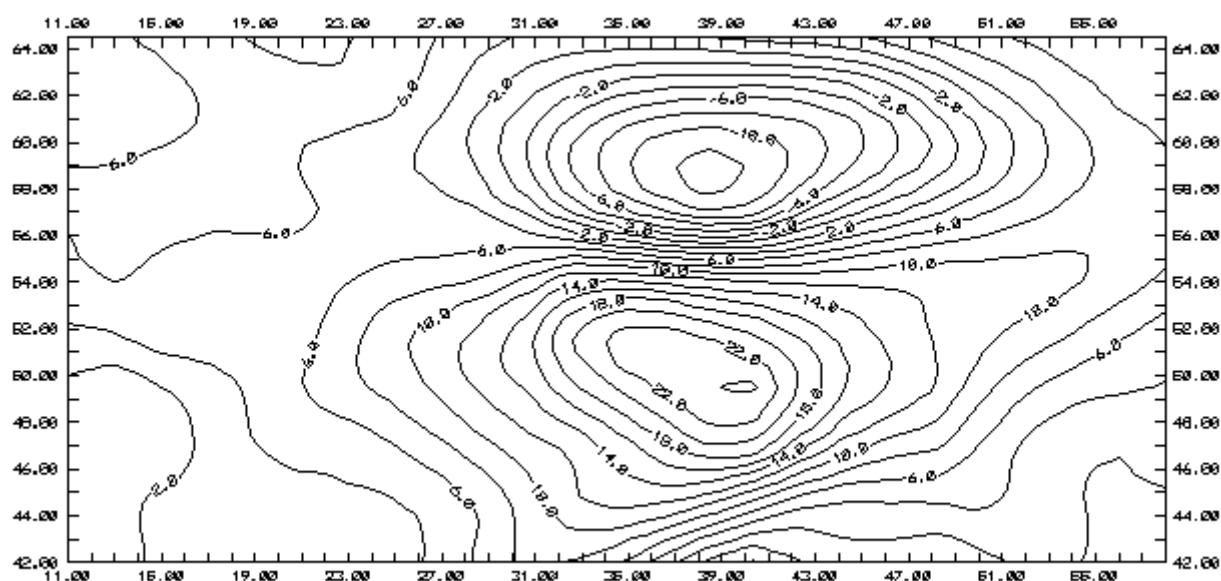


Рис. 4.11. Поле зональной составляющей ветра по данным объективного анализа на уровне 925 гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

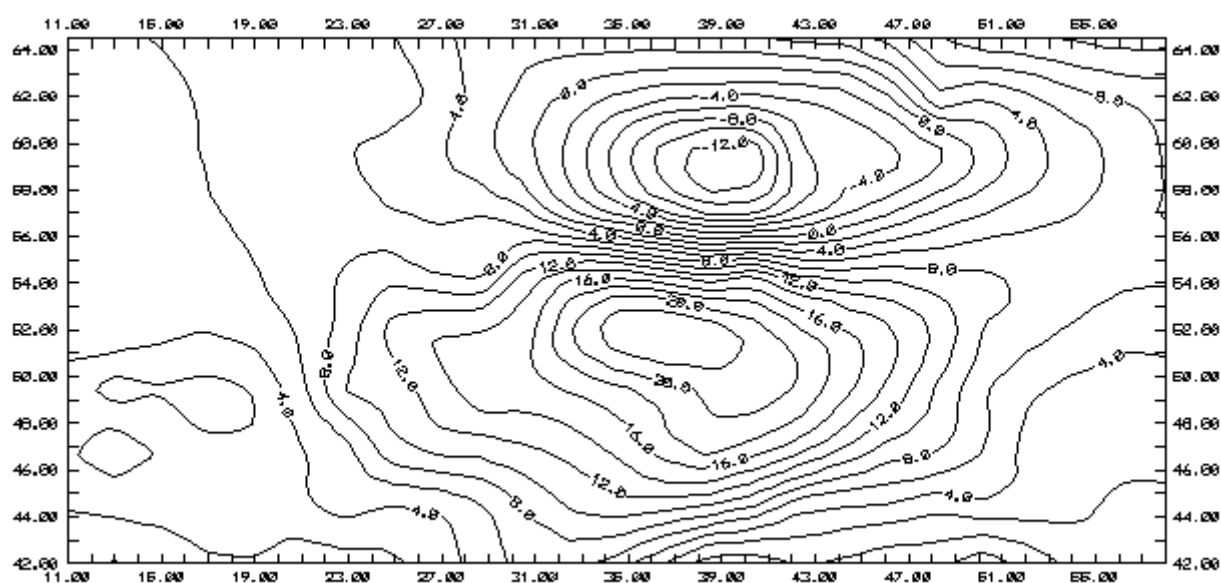


Рис. 4.12. Расчетное поле зональной составляющей ветра на уровне 925 гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

Естественно, для задач прикладной метеорологии представляет интерес не только выделение скорости и направления общего переноса, но и их покомпонентный анализ. В целом, поля зональной составляющей скорости ветра хорошо согла-



суются между собой (см. рис. 4.11-4.12). Области максимальных значений до 22 - 24 м/с располагаются на юге расчетного района, а области минимумов на севере (от -6 до -12 м/с). К периферии величина  $u$  уменьшается до 2÷6 м/с. В районе от 22° в.д. до 55° в.д. можно четко провести широту 58° с.ш., разделяющую два потока.

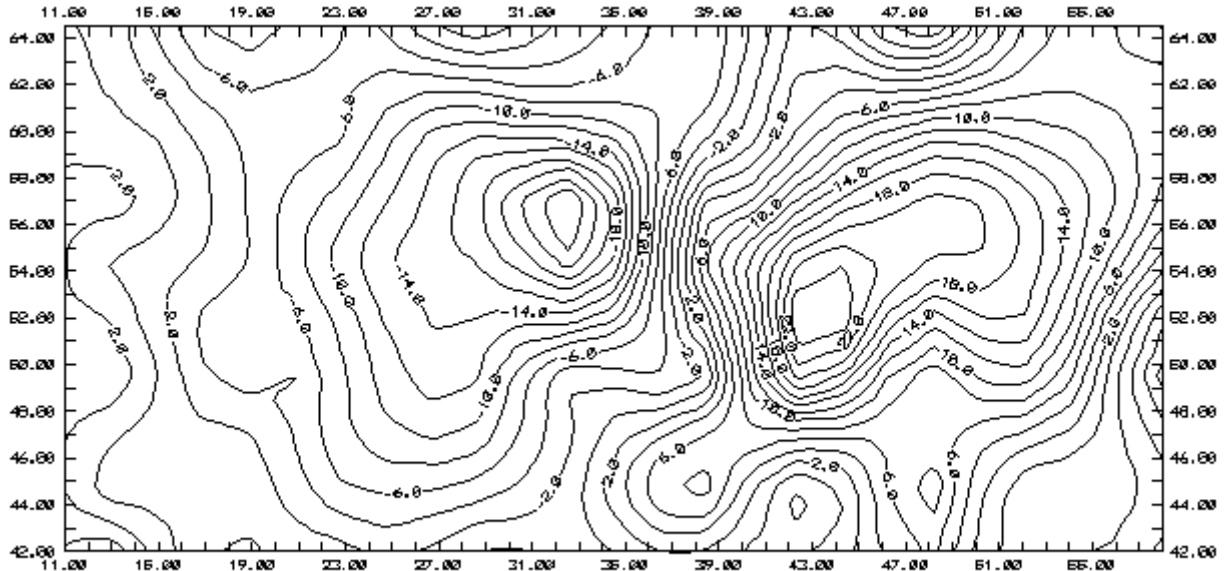


Рис. 4.13. Поле меридиональной составляющей ветра по данным объективного анализа на уровне 925 гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

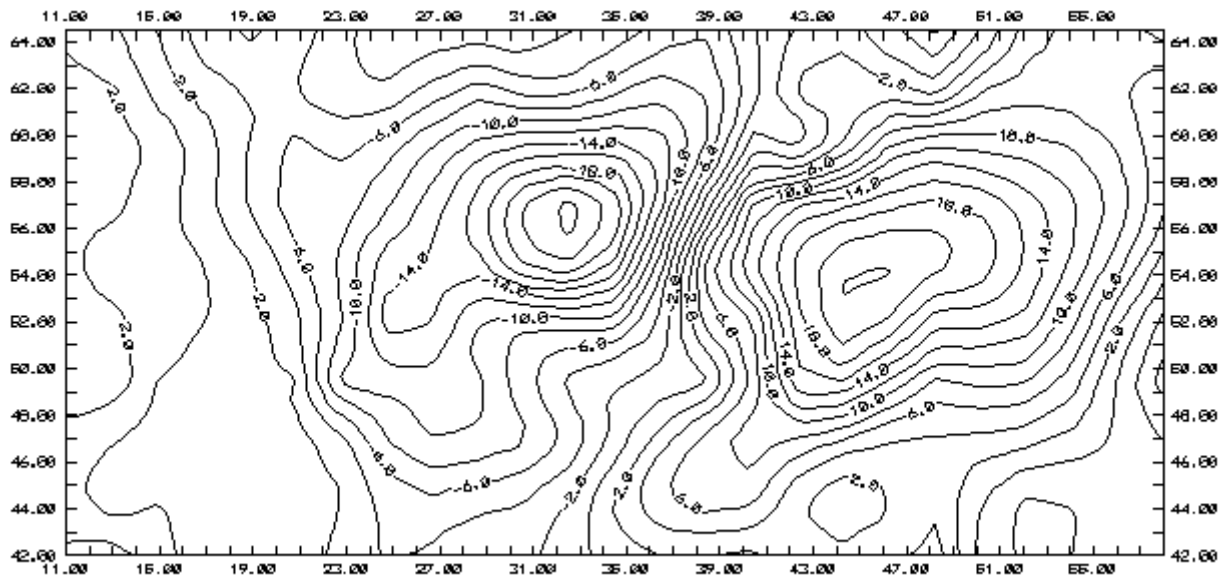


Рис. 4.14. Расчетное поле меридиональной составляющей ветра на уровне 925гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

Эта линия совпадает с модельными расчетами и вдоль нее фиксируются максимальные горизонтальные градиенты зональной составляющей скорости ветра. Увеличение горизонтальных градиентов *и* отмечается также на севере и юге экстремальных областей. Остается добавить, что поток с отрицательными значениями широтной составляющей скорости ветра занимает значительно меньшую территорию, чем положительный поток. Согласованность полей меридиональной составляющей также очень высока. Области отрицательных и положительных значений разделяют нулевые изолинии проходящие вдоль меридианов:  $11^{\circ}$ ,  $41^{\circ}$ ,  $59^{\circ}$  (рис. 4.13 - 4.14). В западной половине анализируемого района (от  $11^{\circ}$  до  $41^{\circ}$  в.д.) отрицательные величины  $v$ , по объективным данным, достигают - 24 м/с, в модельных расчетах положение и величина экстремума совпадают, но площадь очерченная изолинией - 24 м/с несколько меньше. На западе в области, где  $v > 0$ , экстремум равен 29.7 м/с, а рассчитанный максимум не превышает 24 м/с. Область с положительными значениями меридиональной составляющей скорости ветра в модельном поле несколько смещена на юг. В частности, области, очерченной изолинией -2 м/с, соответствует замкнутая область с расчетными значениями 2 м/с.

Переходим к анализу статистических характеристик оценки достоверности восстановления циркуляционной структуры на поверхности  $AT_{925}$ . На рис. 4.15 представлено поле разности фактической и рассчитанных значений модуля скорости ветра. В 51 % узлов расчетной сетки модель занижает величину скорости ветра. Наиболее обширные районы с положительной ошибкой находятся над и юго-востоком рассматриваемой территории (до 4 м/с), над юго-востоком Украины - менее 6 м/с. Завышение скорости ветра моделью происходит в 42 % узлов и основные очаги ошибки располагаются над Балтийским морем (-2 м/с), северо-западом Белоруссии (около - 3м/с) и над Центральным Поволжьем, в центральной части расчетной области (над Новороссийском, Тиманским кряжем) - до -2 м/с.

Таблица 4.1.

*Отклонения  $|M_0|$  расчетных значений модуля скорости ветра на  $AT_{925}$   
от данных объективного анализа за 06.10.97г., 00 час СГВ*

Градации модуля ошибки (м/с)	0÷0.9	1÷1.9	2 ÷2.9	3÷3.9	4 ÷4.9	5÷5.9	6÷6.9	7÷7.9	8÷8.9	> 9
Количество случаев	49	47	31	11	6	3	2	0	0	0
% от общего количества	36	32	21	6	3	1	1	0	0	0

*Максимальное значение модуля ошибки составляет 6.6 м/с,*

*Среднее значение модуля ошибки 1.7м/с.*

Из анализа отклонений модельных значений от фактических следует, что разброс ошибок располагается в пределах от -5.5 м/с до 6.6 м/с. Основное количество случаев попадает в градации -2÷-1.1 (10 %), 0÷0.9 (25 %), 1÷1.9 (22 %), 2.0÷2.9 м/с (11%). Среднее значение ошибки модуля составляет величину 1.7 м/с (см. табл.4.1).

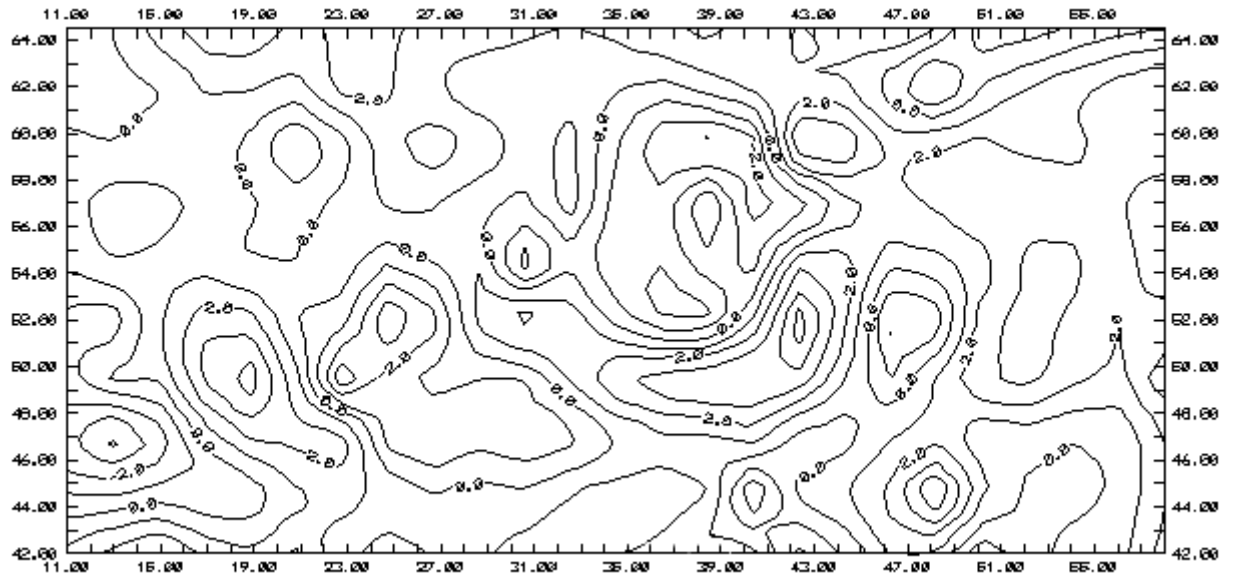


Рис. 4.15. Поле ошибок модуля скорости ветра на уровне 925гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

Хорошую согласованность объективных и рассчитанных данных зональной компоненты скорости ветра можно видеть на рис.4.16, расхождение которых не превышает -5.2 м/с, а в среднем составляет 1.6 м/с (табл. 4.2). Основное количество ошибок попадает в градации -1÷-0.1 (21 %) и 1÷1.9 (15%). Завышение модельных данных по сравнению с фактическими отмечается на севере и северо-западе, где  $u_0 < 0$ , а занижение - над югом и юго-востоком, где  $u_0 > 0$ .

Наибольшее расхождение фактических и рассчитанных величин меридиональной компоненты модуля скорости ветра сосредоточены в полосе от  $33^{\circ}$  до  $47^{\circ}$  в.д. (рис. 4.17). Здесь градиент изолиний ошибок максимален. В этой полосе завышение моделью достигает -4 м/с, а занижение 9 м/с (максимальный модуль ошибки). Над остальной рассматриваемой территорией ошибки варьируются в пределах от -2 м/с до 2 м/с.

Средняя ошибка модуля равна 2.0 м/с (табл. 4.3). Максимальное количество ошибок приходится на градацию от -1 до -0.1 м/с (22 %).

Таблица 4.2.

*Отклонения  $|u_0|$  расчетных значений зональной составляющей скорости ветра на  $AT_{925}$  от данных объективного анализа за 06.10.97г., 00 час СГВ*

Градации модуля ошибки (м/с)	0÷0.9	1÷1.9	2 ÷2.9	3÷3.9	4 ÷4.9	5÷5.9	6÷6.9	7÷7.9	8÷8.9	> 9
Количество случаев	49	49	30	10	5	1	0	0	0	0
% от общего количества	36	36	20	6	2	0	0	0	0	0

Максимальное значение модуля ошибки составляет 5.2 м/с,

Среднее значение модуля ошибки 1.6м/с.

Таблица 4.3

*Отклонения  $|v_0|$  расчетных значений меридиональной составляющей скорости ветра на  $AT_{925}$  от данных объективного анализа за 06.10.97г., 00 час СГВ*

Градации модуля ошибки (м/с)	0÷0.9	1÷1.9	2 ÷2.9	3÷3.9	4 ÷4.9	5÷5.9	6÷6.9	7÷7.9	8÷8.9	> 9
Количество случаев	55	31	29	9	10	7	1	2	0	0
% от общего количества	39	22	20	6	6	4	1	1	0	0

Максимальное значение модуля ошибки составляет 7.9 м/с,

Среднее значение модуля ошибки 2.0м/с.

Основные ошибки направления ветра располагаются в районах поля ветра со слабыми горизонтальными градиентами давления (рис. 4.18). Так на западе расчетной области расхождения между объективными и модельными данными изменяются от  $10^0$  до  $30^0$ ; на юго-востоке и северо-востоке отмечается область с максимальными ошибками от  $10^0$  до  $60^0$ . Но в области активной циклонической циркуляции разность  $(\alpha - \alpha_r) < 10^0$ . Наибольшее количество ошибок попадает в градацию  $1 \div 20^0$  (85%), а среднее значение ошибки модуля составляет  $14^0$  (табл. 4. 4).

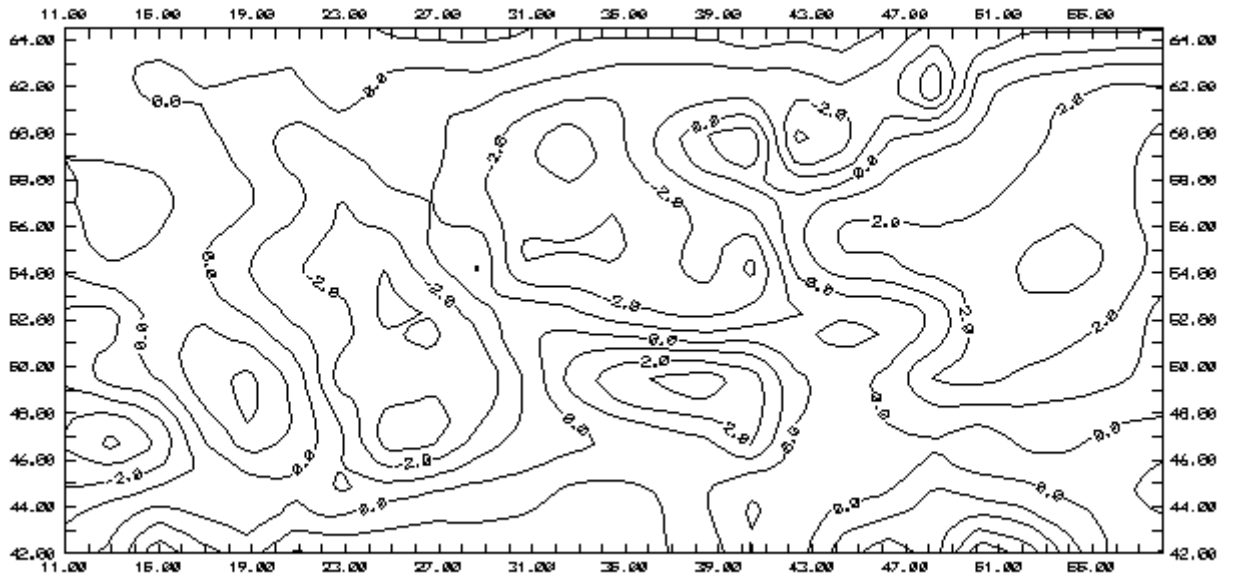


Рис. 4.16. Поле ошибок зональной составляющей скорости ветра на уровне 925 гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

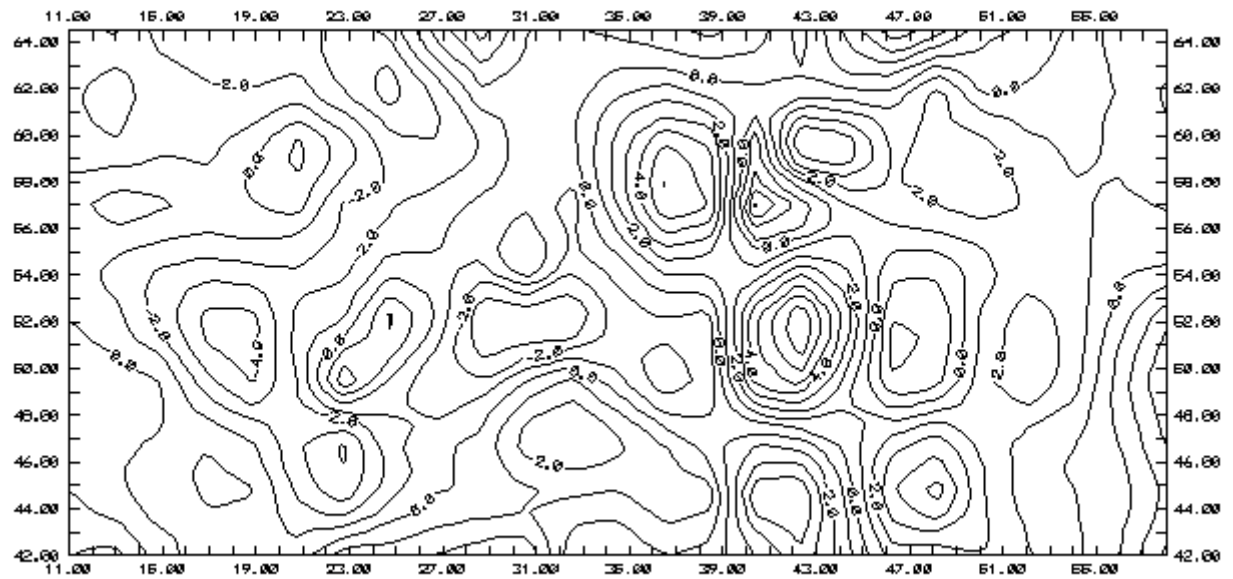


Рис. 4.17. Поле ошибок меридиональной составляющей скорости ветра на уровне 925 гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

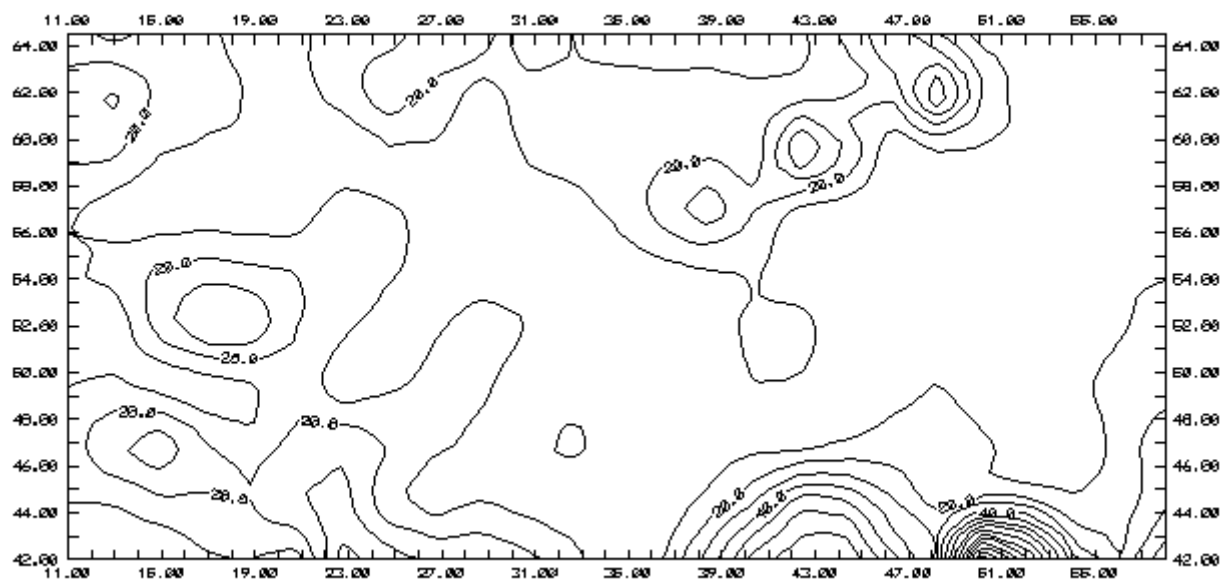


Рис. 4.18. Поле ошибок направления скорости ветра на уровне 925 гПа за 06.10.97г., 00 час. СГВ

Таблица 4.4.

Отклонения  $|\alpha_0|$  расчетных значений направления ветра на  $AT_{925}$  от данных объективного анализа за 06.10.97г., 00 час СГВ

Градации модуля ошибки	$< 20^0$	$21^0 \div 40^0$	$41^0 \div 60^0$	$61^0 \div 80^0$	$81^0 \div 100^0$	$> 100^0$
Количество случаев	123	15	3	3	0	0
% от общего количества	85	10	2	2	0	0

Максимальное значение модуля ошибки направления ветра составляет  $68^0$ ,  
Среднее значение модуля ошибки направления ветра составляет  $14^0$ .

Таким образом, можно сказать, что в рассмотренном случае за 06.10.97г. 00 час модель допускает приемлемые погрешности, за исключением ошибок в отдельных точках, которые не нарушают общей структуры циркуляционного режима пограничного слоя атмосферы.

#### 4.4. Анализ достоверности восстановления полей приземного ветра при различных синоптических ситуациях по данным метеорологических станций

В соответствии с методикой, изложенной в § 4.1, была проведена оценки точности восстановления приземного ветра для пяти типовых синоптических ситуаций, включая рассмотренные в главе 3, интегральные результаты которой приведены в табл. 4.6. Обозначения в таблице аналогичны формулам (4.4), здесь также приведены среднеквадратические отклонения модуля ( $\delta_{\Delta v}$ ) и направления ( $\delta_{\Delta dd}$ ) расчетного приземного ветра от фактических значений. Напомним, что для расчетов используются данные о фактическом приземном ветре на 23 метеорологических станциях, достаточно равномерно расположенных на исследуемой территории, и поэтому полученные оценки не зависят от местоположения тех или иных синоптических объектов и являются репрезентативными для всей области расчетов.

Прежде всего отметим, что используемая модель в рассматриваемых случаях систематически занижает значения модуля скорости приземного ветра, так средние по естественно-синоптическим периодам колеблются в диапазоне от - 1.9 м/с до - 0.5 м/с (осредненные по срокам величины ошибки имеют больший диапазон колебаний - от 0.6 м/с до - 3.1 м/с).

Значения модуля ошибки расчета скорости приземного ветра по срокам наблюдений лежат в пределах до 1 до 3.5 м/с, а осредненные по синоптическим периодам - от 1.3 до 2.5 м/с. При этом, выявлено, что в подавляющем большинстве случаев максимальные ошибки наблюдаются в сроки, когда в атмосфере происходит резкая перестройка полей ветра по вертикали (например, 26.01.87г. срок 00 час, 23.05.87г. срок 12 час и т.д.). Выявлена также следующая закономерность связи между отклонениями расчетных значений от фактических - с ростом скорости фактического приземного ветра ошибки восстановления уменьшаются. Об этой закономерности свидетельствует коэффициент корреляции  $\Gamma_{v_{\phi}-\Delta v}$  между этими величинами - его значения колеблются от - 0.74 до - 0.98. Таким образом, можно говорить, что максимальные ошибки отмечаются при восстановлении полей слабых ветров, которые для практических приложений представляют в большинстве случаев наименьший интерес.

Анализ ошибок восстановления направления ветра у поверхности Земли показывает, прежде всего, что отсутствует систематическое отклонение расчетных и фактических значений направления - осредненное значение ошибки расчета направления ветра составляет около  $3^0$ . Во-вторых, как и в случае расчета модуля приземного ветра, максимальные ошибки определения направления отмечаются при слабых (до 3 м/с) скоростях ветра, когда возрастает и инструментальная ошибка определения направления фактического ветра у Земли.

Таблица 4.5.

*Список метеорологических станций на территории Украины, России и Белоруссии,  
используемых для верификации модели*

Пункт	Львов	Ужгород	Черновцы	Винница	Кишинев	Измаил	Одесса
Код станции	65297	65274	65361	65386	65347	65316	65321

Пункт	Киев	Василевичи	Лубны	Брест	Харьков	Керчь	Феодосия	Курск
Код станции	72601	72549	72606	72447	65592	65512	65511	72732

Пункт	Аск.- Нова	Геническ	Симферополь	Пр.-Ахтарск	Р.-на Дону	Дебальцево	Крив. Рог	Шепетовка
Код станции	65427	65439	65408	65810	65549	65566	65456	72504



Таблица 4.6

*Оценка достоверности восстановления поля приземного ветра  
по данным метеорологических станций*

Дата, срок	$M_0$ м/с	$ M_0 $ м/с	$\delta_{\Delta V}$	$r_{V_{\Phi}-\Delta V}$	$\alpha_0$ град	$ \alpha_0 $ град	$\delta_{\Delta dd}$
7.01.86г. 12 час СГВ	-0.65	1.2	1.58	-0.88	-1.3	29.2	37.6
8.01.86г. 00 час СГВ	-0.63	1.8	2.07	-0.88	3.7	23.2	30.0
8.01.86г. 12 час СГВ	-1.87	2.0	1.99	-0.79	12.9	25.0	26.8
<i>За период: 7-8 января 1986 г.</i>	-1.05	1.7	1.98	-0.84	5.1	25.8	32.3
25.01.87г. 12 час СГВ	0.21	1.5	1.87	-0.66	2.89	30.2	40.5
26.01.87г. 00 час СГВ	0.24	2.19	2.71	-0.78	12.77	20.5	25.3
26.01.87г. 12 час СГВ	-2.75	3.5	3.86	-0.90	5.68	19.3	24.5
27.01.87г. 12 час СГВ	-1.57	2.03	2.40	-0.90	4.52	21.2	29.0
28.01.87г. 00 час СГВ	-0.01	1.39	1.3	-0.86	-5.71	32.4	38.9
<i>За период: 25-28 января 1987 г.</i>	-0.88	2.14	2.87	-0.82	4.05	25.1	32.5
22.05.87г. 12 час СГВ	-1.89	2.28	1.91	-0.88	7.62	39.5	43.2
23.05.87г. 00 час СГВ	-1.24	1.81	2.03	-0.93	-4.52	32.6	42.7
23.05.87г. 12 час СГВ	-3.05	3.52	2.88	-0.89	-21.2	47.86	53.2
25.05.87г. 12 час СГВ	-3.08	3.32	2.40	-0.88	9.04	29.52	36.9
26.05.87г. 00 час СГВ	-0.49	1.49	1.73	-0.91	23.8	34.76	43.1
<i>За период: 22-26 мая 1987 г.</i>	-1.94	2.48	2.45	-0.91	2.95	36.85	46.6
1 октября 00 час СГВ	-0.03	1.0	1.21	-0.87	19.3	30.2	33.1
1 октября 12 час СГВ	-1.16	1.65	1.68	-0.92	1.0	37.0	42.8
5 октября 00 час СГВ	-0.13	1.0	1.43	-0.89	7.6	7.62	30.9
5 октября 12 час СГВ	-1.44	1.74	1.71	-0.94	-16.0	27.9	32.5
6 октября 00 час СГВ	0.08	1.0	1.15	-0.98	19.1	23.3	27.4
<i>За период: 1-6 октября 1986 г.</i>	-0.53	1.28	1.58	-0.91	6.3	28.3	36.1
13.10.86г. 12 час СГВ	-1.25	1.72	1.92	-0.94	-5.25	25.25	32.5
14.10.86г. 00 час СГВ	-0.25	1.27	1.62	-0.92	0.23	38.0	49.5
14.10.86г. 12 час СГВ	-1.16	2.21	2.79	-0.52	10.0	23.3	31.5
16.10.86г. 12 час СГВ	-0.91	1.34	1.61	-0.85	-2.0	36.3	42.0
17.10.86г. 12 час СГВ	0.64	1.28	1.48	-0.48	-10.5	27.6	37.6
<i>За период: 13-16 октября 1986 г.</i>	-0.55	1.56	2.05	-0.74	-1.34	30.9	39.9
<b>Общие</b>	-0.99	1.84	2.32	-0.77	3.2	29.8	38.5

Оценивая в целом точность восстановления скорости и направления приземного ветра по данным метеорологических станций для рассмотренных различных синоптических ситуаций над Украиной, следует отметить, что ошибки восстановления скорости ветра лежат в приемлемых пределах - среднее значение модуля ошибки расчета скорости ветра составляет 1.8 м/с, а среднеквадратическое отклонение равно 2.3 м/с, т.е. практически в пределах точности прогноза приземного ветра. Аналогичный вывод можно сделать и относительно точности восстановления направления приземного ветра - среднее значение модуля ошибки расчета составляет около  $30^0$ , а среднеквадратические отклонения в среднем равны  $38^0$ .

Таким образом, описываемая модель может быть использована для восстановления детальной турбулентно-циркуляционной мезомасштабной структуры нижнего слоя атмосферы по данным стандартных метеорологических наблюдений.

## Глава 5. Количественное описание процессов переноса и рассеивания примеси в АПС на основе уравнения турбулентной диффузии

Решение поставленной в первой главе задачи совместного количественного описания турбулентно-циркуляционного режима и процессов распространения и рассеяния пассивной примеси над ограниченным регионом с орографически неоднородной подстилающей поверхностью требует математически корректной постановки задачи описания пространственно-временного распределения концентрации примеси в рамках выбранного эйлера подхода на основе уравнения турбулентной диффузии (УТД).

В условиях атмосферного пограничного слоя это уравнение является уравнением параболического типа, т.к. диффузионные члены УТД в этом случае соизмеримы с адвективными (Андерсон и др., 1990; Марчук и др., 1987). Поэтому в § 5.1 анализируются варианты построения корректной задачи, обеспечивающей единственность решения УТД в рамках сформулированного общего подхода.

Следующим этапом проблемы математического моделирования процессов распространения и рассеяния примеси в нижних слоях атмосферы является построение эффективного и "физически" корректного вычислительного алгоритма решения УТД. Известно (Дымников и Алоян, 1990; Марчук и др., 1987), что в областях с большими градиентами или разрывами решений возникают осцилляции решений за счет ошибки аппроксимации дисперсионного соотношения исходной задачи. Решение этой проблемы связано с использованием *монотонных* разностных схем, т.е. схем, которые переводят монотонные функции в монотонные разности с тем же направлением роста (Марчук и др., 1987).

В настоящее время разработаны эффективные подходы к решению данного класса уравнений (Адаменко, 1998; Андерсон и др., 1990; Асселин, 1972; Бейтс, 1984, 1985; Бейтс и Макдональдс, 1982; Вабищев, 1994; Гад, 1978; Гротьян, 1977; Дымников и Алоян, 1990; Кроули, 1968; Марчук и др., 1987; Ривин и Воронина, 1996, 1997; Сан, 1989). Выбору оптимального метода решения УТД в рамках сформулированной постановки задачи посвящены §§ 5.2-5.4, где последовательно рассматриваются методы решения УТД на примере двумерного стационарного уравнения переноса, двумерного нестационарного уравнения переноса и трехмерного нестационарного уравнения переноса примеси. Это позволяет оценить их преимущества и недостатки. В этом же контексте в § 5.5 рассматриваются подходы к численной реализации краевых условий данной задачи, что является продолжением обсуждения дифференциальной постановки, сформулированной в § 1.4.

Методики инициализации модели распространения и рассеивания примеси в рамках применяемого в работе подхода к использованию в качестве исходной лишь стандартной метеорологической информации описывается в § 5.6.

Описанию численных экспериментов по моделированию пространственно-временного распределения концентраций примеси для конкретных метеорологических ситуаций посвящен § 5.7.

### 5.1. Постановка задачи переноса и рассеяния примеси в нижних слоях атмосферы от точечного источника

Содержание какой-либо субстанции в атмосферном воздухе обычно характеризуется отношением смеси  $C$  - массой вещества, содержащегося в одном грамме атмосферного воздуха, или объемной концентрацией  $q$  - массой вещества, содержащегося в единице объема атмосферного воздуха. Эти две характеристики содержания вещества в воздухе связаны между собой соотношением

$$q = \rho C, \quad (5.1.1)$$

где  $\rho$  - плотность воздуха.

В общем случае концентрация  $q$  аэрозольной субстанции (примеси), мигрирующей вместе с потоком воздуха в атмосфере, является функцией пространственных координат и времени

$$q = q(x, y, z, t)^1. \quad (5.1.2)$$

В соответствии с законом сохранения массы уравнение баланса, описывающее перенос этой субстанции вдоль траектории частиц воздуха в простейшем случае отсутствия процессов распада и вымывания примеси запишется (Марчук, 1982)

$$\frac{dq}{dt} = 0, \quad (5.1.3)$$

или, в развернутом виде,

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = 0. \quad (5.1.4)$$

Поскольку для нижней части атмосферы с хорошей точностью выполняется условие несжимаемости, то уравнение неразрывности запишем в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (5.1.5)$$

<sup>1</sup> Для простоты рассмотрим постановку задачи в декартовой системе координат.

С учетом этого, приходим к уравнению переноса примеси в дивергентной форме:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \operatorname{div}(q \cdot \vec{V}) = 0. \quad (5.1.6)$$

Решение задачи определим в цилиндрической области  $G$  с поверхностью  $Q$ , состоящей из боковой поверхности  $S$ , нижнего основания  $S_0$  (при  $z = z_0$ ) и верхнего основания  $S_H$  (при  $z = H$ , где  $H$  - верхняя граница области расчетов).

Начальные условия зададим в виде

$$q = q_0 \quad \text{при } t = 0. \quad (5.1.7)$$

Граничные условия на поверхности  $Q$  области расчетов  $G$  в общем виде можно записать (Марчук, 1982):

$$q = q_Q \quad \text{на } Q \quad \text{при } u_n < 0, \quad (5.1.8)$$

где  $q_0$  и  $q_Q$  - заданные функции,  $u_n$  - проекция вектора  $\vec{V}$  на внешнюю нормаль к поверхности  $Q$ . Условие (5.1.8) задает решение на той части  $Q$ , где воздушные массы, содержащие субстанцию  $q$ , "втекают" в область  $G$ , что обусловлено видом уравнения (5.1.6).

Точное решение задачи (5.1.6) - (5.1.8) возможно в том случае, когда известны значения составляющих вектора  $\vec{V} = (u, v, w)$  в пространстве и во все моменты времени. При этом направление переноса определяет боковую поверхность, на которой задаются краевые условия<sup>1</sup>.

Уравнение (5.1.6) может быть обобщено на случай, если в процессе распространения часть субстанции входит в реакцию с внешней средой или распадается, а также если в области определения решения имеются источники субстанции, описываемые функцией  $f(x, y, z, t)$ . В этом случае уравнение переноса примеси принимает следующий вид:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \operatorname{div}(q \cdot \vec{V}) + \frac{q}{\tau_0} = f. \quad (5.1.9)$$

где  $\sigma \equiv 1/\tau_0$  - величина, обратно пропорциональная интервалу времени  $\tau_0$ , за который концентрация субстанции уменьшится по сравнению с первоначальной в  $e$  раз (Свенссон, 1996 а,б).

---

<sup>1</sup> Нетрудно понять, что значительное изменение направления ветра с высотой существенно затрудняет решение краевой задачи.

Перейдем теперь к исследованию постановки задачи и связанных с уравнением (5.1.9) условий в соответствии с методикой, предложенной в работе Марчука (1982).

Умножим уравнение (5.1.9) на величину  $q$  и результат проинтегрируем по времени на интервале  $0 \leq t \leq T$  и по пространству  $G$ . Получим тождество

$$\int_G \frac{q^2}{2} dG \Big|_{t=T} - \int_G \frac{q^2}{2} dG \Big|_{t=0} + \int_0^T dt \int_G \operatorname{div} \left( \frac{\vec{V} q^2}{2} \right) dG + \sigma \int_0^T dt \int_G q^2 dG = \int_0^T dt \int_G f q dG. \quad (5.1.10)$$

По формуле Остроградского-Гаусса имеем

$$\int_G \operatorname{div} \left( \frac{\vec{V} q^2}{2} \right) dG = \int_Q \frac{u_n q^2}{2} dQ. \quad (5.1.11)$$

Для определения существования единственного решения предположим, что для вертикальной составляющей скорости  $w$

$$w = 0 \quad \text{при } z = 0, z = H, \quad (5.1.12)$$

и, следовательно  $u_n$  при  $z = 0, z = H$  обращается в нуль, поэтому в (5.1.11) интегрирование по  $Q$  можно заменить интегрированием по боковой цилиндрической поверхности  $S$ , что и будем делать в дальнейшем.

Подставляя (5.1.11) и условия (5.1.7) и (5.1.8) в (5.1.10), получим тождество

$$\int_G \frac{q_T^2}{2} dG + \int_0^T dt \int_S \frac{u_n^+ q_S^2}{2} dS + \sigma \int_0^T dt \int_G q^2 dG = \int_G \frac{q_0^2}{2} dG - \int_0^T dt \int_S \frac{u_n^- q_S^2}{2} dS + \int_0^T dt \int_G f q dG, \quad (5.1.13)$$

где:

$$u_n^+ = \begin{cases} u_n & \text{при } u_n \geq 0, \\ 0 & \text{при } u_n < 0 \end{cases}; \quad u_n^- = u_n - u_n^+; \quad q_T = q(T); \quad q_0 = q(0).$$

Тождество (5.1.13) будет основным при исследовании единственности решения задачи (5.1.9) с условиями (5.1.7) - (5.1.8).

Предположим, что уравнениям (5.1.9) и одним и тем же условиям (5.1.7) - (5.1.8) удовлетворяют два разных решения задачи - пусть это будут  $q_1$  и  $q_2$ . Для их разности  $\omega = q_1 - q_2$  получим задачу

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \operatorname{div}(\omega \cdot \vec{V}) + \sigma \omega = 0. \quad (5.1.14)$$

$$\begin{aligned}\omega &= 0 && \text{при } t = 0 \\ \omega &= 0 && \text{на } S \text{ при } u_n < 0.\end{aligned}\quad (5.1.15)$$

Для функции  $\omega$  тождество (5.1.13) принимает вид:

$$\int_G \frac{\omega_T^2}{2} dG + \int_0^T dt \int_S \frac{u_n^+ \omega^2}{2} dS + \sigma \int_0^T dt \int_G \omega^2 dG = 0. \quad (5.1.16)$$

Поскольку все члены (5.1.16) при  $\omega \neq 0$  положительны, то это выражение равно нулю только, если  $\omega = 0$ , то есть  $q_1 = q_2$ . Таким образом, единственность решения доказана.

Итак, задача

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \operatorname{div}(q \cdot \vec{V}) + \sigma q = f. \quad (5.1.17)$$

$$\begin{aligned}q &= q_0 && \text{при } t = 0 \\ q &= q_S && \text{на } S \text{ при } u_n < 0,\end{aligned}\quad (5.1.18)$$

имеет единственное решение.

*Постановка задачи в диффузионном приближении.* Задача (5.1.17) - (5.1.18) описывает процесс переноса примесей в ламинарном потоке без учета эффектов молекулярной и турбулентной вязкости. Для условий реальной атмосферы, если эффектами молекулярной вязкости можно пренебречь<sup>1</sup>, то наличие турбулентности вносит существенные коррективы в механизм распространения примесей. Поэтому получим уравнение переноса примесей для турбулизированного атмосферного потока. Общепринятая методика вывода такого уравнения основана на применении метода осреднения Рейнольдса (см., например, Монин и Яглом, 1992). Опишем вкратце этот вывод.

Предположим, что мгновенное значение параметров состояния воздушного потока представимо в виде суммы осредненного  $\bar{f}$  и флуктуационного  $f'$  компонентов, т.е.

$$\psi = \bar{\psi} + \psi',$$

причем период осреднения выбран так, что флуктуационный компонент определяется турбулентностью. Тогда, проведя операцию осреднения над уравнением переноса (5.1.17) с учетом правил осреднения (Монин и Яглом, 1992), получим уравнение переноса для осредненной концентрации  $\bar{q}$

<sup>1</sup> за исключением зон вблизи твердой стенки, поверхности раздела сред с различной плотностью и при условиях очень слабой турбулентности (Бызова и др., 1991).

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \operatorname{div}(\bar{\vec{V}} \cdot \bar{q}) + \operatorname{div}(\bar{\vec{V}}' \cdot q') + \sigma \bar{q} = \bar{f}, \quad (5.1.19)$$

где:  $\bar{\vec{V}} = \{\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}\}$  - вектор осредненной скорости потока,  $\bar{\vec{V}}' = \{u', v', w'\}$  - вектор флуктуационной составляющей скорости, обусловленной турбулентным характером потока.

Дополнительный член в уравнении переноса (5.1.19) трактуется как дополнительный суммарный поток субстанции  $q$ , обусловленный турбулентным характером потока, а величину  $\overline{u'_i \cdot q'}$  - как составляющая вектора турбулентного потока субстанции  $q$  в  $i$ -том направлении ( $i = 1, 2, 3$ ). В настоящее время предложено множество вариантов замыкания уравнений гидротермодинамики для турбулентной атмосферы (Мэллор и Ямада, 1974, 1982). В рамках "К-теории" составляющие вектора турбулентного потока субстанции выражаются через градиенты осредненных полей примеси (Монин и Яглом, 1992):

$$\overline{u'q'} = -K_s^q \frac{\partial \bar{q}}{\partial x}; \quad \overline{v'q'} = -K_s^q \frac{\partial \bar{q}}{\partial y}; \quad \overline{w'q'} = -K_z^q \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}, \quad (5.1.20)$$

где: -  $K_s^q$  - коэффициент турбулентного обмена в горизонтальной плоскости,

-  $K_z^q$  - коэффициент турбулентного обмена в вертикальной плоскости.

При выводе соотношений (5.1.20) предполагается изотропность турбулентного перемешивания в горизонтальной плоскости.

Если соотношение (5.1.20) учесть в (5.1.19), то получим диффузионное приближение уравнения распространения примесей в турбулентной атмосфере:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \operatorname{div}(\bar{\vec{V}} \cdot \bar{q}) + D\bar{q} + \sigma \bar{q} = \bar{f}, \quad (5.1.21)$$

где:

$$D\bar{q} = \frac{\partial}{\partial x} K_s^q \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_s^q \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K_z^q \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}. \quad (5.1.22)$$

Уравнение (5.1.21) дополняется уравнением неразрывности в виде

$$\operatorname{div}(\bar{\vec{V}}) = 0 \quad (5.1.23)$$

и начальными данными

$$\bar{q} = \bar{q}_0 \quad \text{при } t = 0. \quad (5.1.24)$$



Что касается граничных условий, то их набор получается при исследовании единственности решения задачи. Единственность решения задачи (5.1.21) - (5.1.24) доказывается аналогично задаче (5.1.17) - (5.1.18) с естественным допущением о положительности коэффициентов  $K_s$  и  $K_z$ . В этом случае приходим к следующей постановке задачи<sup>1</sup>, обеспечивающей единственность решения при гладких входных данных (Марчук, 1982):

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \operatorname{div}(\vec{V} \cdot q) + Dq + \sigma q = f,$$

$$\begin{aligned} q &= q_0 \quad \text{при } t = 0, \\ q &= q_s \quad \text{на } S \text{ при } u_n < 0, \\ \partial q / \partial n &= 0 \quad \text{на } S \text{ при } u_n \geq 0, \\ \partial q / \partial z &= \alpha q \quad \text{на } S_0, \\ \partial q / \partial z &= 0 \quad \text{на } S_H. \end{aligned} \tag{5.1.25}$$

Здесь  $\alpha \geq 0$  - некоторая функция, характеризующая взаимодействие примеси с подстилающей поверхностью, а  $\partial q / \partial n$  - производная по направлению внешней нормали к поверхности  $S$ .

Замыкает задачу дополнительные соотношения:

$$\begin{aligned} \operatorname{div}(\vec{V}) &= 0, \\ w &= 0 \quad \text{при } z = 0, z = H. \end{aligned} \tag{5.1.26}$$

Наряду с постановкой задачи (5.1.25) возможна и другая постановка, обеспечивающая в дифференциальной форме единственность решения:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \operatorname{div}(\vec{V} \cdot q) + Dq + \sigma q = f,$$

$$\begin{aligned} q &= q_0 \quad \text{при } t = 0, \\ q &= q_s \quad \text{на } S, \\ \partial q / \partial z &= \alpha q \quad \text{на } S_0, \\ \partial q / \partial z &= 0 \quad \text{на } S_H. \end{aligned} \tag{5.1.27}$$

---

<sup>1</sup> В дальнейшем ради удобства черту сверху при функциях  $q$  и  $\vec{V}$  будем опускать, предполагая при этом, что

*Описание распространения примеси в орографической системе координат*

В орографической системе координат (1.2.10) уравнение турбулентной диффузии примеси (5.1.21) принимает следующий вид:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + A(q) + \frac{D_\Gamma}{D_x} \left( K_s^q \frac{D_\Gamma(q)}{D_x} \right) + \frac{D_\Gamma}{D_y} \left( K_s^q \frac{D_\Gamma(q)}{D_y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z^q \frac{\partial q}{\partial z} \right) - \sigma q = f; \quad (5.1.28)$$

где: -  $q$  - осредненная концентрация примеси;

-  $K_s^q, K_z^q$  - коэффициенты турбулентной диффузии в горизонтальной и вертикальной плоскостях соответственно;

- остальные обозначения - см. (1.3.14)-(1.3.16).

Как указывалось выше, при выборе  $K_s^q, K_z^q$  необходимо учитывать масштабы явлений, поскольку эти величины сильно зависят от размеров вихрей, участвующих в процессе рассеяния. Однако, так как мы используем уравнение турбулентной диффузии для расчета рассеяния на достаточно большом удалении от источника, когда размеры облака примеси можно считать достаточно большими, то можно принять условие, что коэффициенты турбулентной диффузии примеси совпадают с коэффициентами турбулентности для метеорологических величин:

$$K_s^q = k_L,$$

$$K_z^q = k; \quad (5.1.29)$$

где  $k_L, k$  - коэффициенты макротурбулентности и вертикального турбулентного обмена.

С учетом (5.1.29) уравнение (5.1.28) можно переписать в виде:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + A(q) + \frac{D_\Gamma}{D_x} \left( k_L \frac{D_\Gamma(q)}{D_x} \right) + \frac{D_\Gamma}{D_y} \left( k_L \frac{D_\Gamma(q)}{D_y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial q}{\partial z} \right) - \sigma q = f; \quad (5.1.30)$$

В постановке задачи (5.1.27) уравнение (5.1.30) с начальными и краевыми условиями

$$\begin{aligned} q &= q_0 \quad \text{при } t = 0, \\ q &= q_s \quad \text{на } S, \\ \partial q / \partial z &= \alpha q \quad \text{на } S_0, \\ \partial q / \partial z &= 0 \quad \text{на } S_H. \end{aligned} \quad (5.1.31)$$

имеет единственное физически обоснованное решение.

## 5.2. Вычислительный алгоритм решения стационарного двумерного уравнения турбулентной диффузии

Рассмотрим сначала решение стационарного двумерного уравнения турбулентной диффузии, записанного в виде:

$$u \frac{\partial q}{\partial x} + \tilde{w} \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z}. \quad (5.2.1)$$

Это уравнение является частным случаем УТД в виде (5.1.30) и позволяет описывать процессы рассеяния для стационарного и однородного по  $X$  и  $Y$  потока при отсутствии изменений концентрации вдоль оси  $Y^1$  (Бызова и др., 1991; Джанич, 1997; Холмгрен, 1995).

Для конечно-разностной аппроксимации на прямоугольной сетке  $P = \{(x, z); x=i \cdot \delta x, z=k \cdot \delta z; i=1, M; k=1, N\}$ , используем односторонние разности "против потока":

$$\left( u \frac{\partial q}{\partial x} \right)_{k,i} = \begin{cases} u_{k,i} \frac{q_{k,i} - q_{k,i-1}}{\delta x} \equiv u_{k,i} \Delta_x^- q_{k,i} & \text{при } u_{k,i} \geq 0, \\ u_{k,i} \frac{q_{k,i+1} - q_{k,i}}{\delta x} \equiv u_{k,i} \Delta_x^+ q_{k,i} & \text{при } u_{k,i} < 0; \end{cases} \quad (5.2.2)$$

$$\left( \tilde{w} \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k,i} = \begin{cases} \tilde{w}_{k,i} \frac{q_{k,i} - q_{k-1,i}}{\delta z} \equiv \tilde{w}_{k,i} \Delta_z^- q_{k,i} & \text{при } \tilde{w}_{k,i} \geq 0, \\ \tilde{w}_{k,i} \frac{q_{k+1,i} - q_{k,i}}{\delta z} \equiv \tilde{w}_{k,i} \Delta_z^+ q_{k,i} & \text{при } \tilde{w}_{k,i} < 0; \end{cases} \quad (5.2.3)$$

В общем виде приведенные конечные разности можно записать следующим образом (Ортега и Пул, 1986; Пейре и Тейлор, 1986):

<sup>1</sup> Учет диффузии примеси в поперечном направлении будем описывать в переменных Лагранжа, следуя Лайхтману (1976). Поле концентрации примеси от непрерывно действующего источника в этом случае имеет вид:

$$q(x, y, z) = \frac{\tilde{q}(x, z) \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right)}{\sqrt{2\pi}\sigma_y}, \quad \text{где } \tilde{q}(x, z) - \text{решение уравнения (5.2.1)}$$

$$\left( u \frac{\partial q}{\partial x} \right)_{k,i} = \frac{u_{k,i}}{2} \left( (1 - E_u) \cdot \Delta_x^+ q_{k,i} + (1 + E_u) \cdot \Delta_x^- q_{k,i} \right), \quad (5.2.4)$$

$$\left( \tilde{w} \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k,i} = \frac{\tilde{w}_{k,i}}{2} \left( (1 - E_w) \cdot \Delta_z^+ q_{k,i} + (1 + E_w) \cdot \Delta_z^- q_{k,i} \right), \quad (5.2.5)$$

где:

$$\begin{aligned} E_u &= \text{sign}(u), \\ E_w &= \text{sign}(w). \end{aligned} \quad (5.2.6)$$

Диффузионный член уравнения переноса (5.2.1) аппроксимируем центральной разностью относительно середины слоя:

$$\left( \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k,i} = \frac{\left( k \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k+1/2,i} - \left( k \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k-1/2,i}}{\delta z}. \quad (5.2.7)$$

Слагаемые, входящие в выражение (5.2.7), аппроксимируются односторонними разностями "вперед":

$$\left( k \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k+1/2,i} = k_{k+1/2,i} \frac{q_{k+1,i} - q_{k,i}}{\delta z}, \quad \left( k \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k-1/2,i} = k_{k-1/2,i} \frac{q_{k,i} - q_{k-1,i}}{\delta z}; \quad (5.2.8)$$

$$k_{k+1/2,i} = \frac{k_{k+1,i} + k_{k,i}}{2}, \quad k_{k-1/2,i} = \frac{k_{k,i} + k_{k-1,i}}{2}.$$

Подставляя выражения (5.2.8) в центральную разность (5.2.7), получаем

$$\left( \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k,i} = \frac{1}{\delta z^2} \left( k_{k+1/2,i} q_{k+1,i} - (k_{k+1/2,i} + k_{k-1/2,i}) q_{k,i} + k_{k-1/2,i} q_{k-1,i} \right). \quad (5.2.9)$$

Введем для сокращения записей обозначения для конечно-разностных операторов:

$$\begin{aligned} \Delta_x^* &= \frac{1}{2} \left( (1 - E_u) \cdot \Delta_x^+ + (1 + E_u) \cdot \Delta_x^- \right), \\ \Delta_z^* &= \frac{1}{2} \left( (1 - E_w) \cdot \Delta_z^+ + (1 + E_w) \cdot \Delta_z^- \right), \\ \Delta_{zz} q_{k,i} &= \frac{1}{\delta z^2} \left( k_{k+1/2,i} q_{k+1,i} - K_{k,i} q_{j,i} + k_{k-1/2,i} q_{k-1,i} \right); \end{aligned} \quad (5.2.10)$$

где

$$K_{k,i} = k_{k+1/2,i} + k_{k-1/2,i} = \frac{k_{k+1,i} + 2k_{k,i} + k_{k-1,i}}{2}. \quad (5.2.11)$$

Таким образом, конечно-разностный аналог дифференциального уравнения переноса (5.2.1) может быть представлен в виде:

$$\frac{u_{k,i}}{2} \Delta_x^* q_{k,i} + \frac{\tilde{w}_{k,i}}{2} \Delta_z^* q_{k,i} = \Delta_{zz} q_{k,i}. \quad (5.2.12)$$

Расписывая это уравнение и группируя слагаемые относительно индекса  $k$ , получаем 3-х-диагональную систему алгебраических уравнений:

$$a_k q_{k+1,i} + b_k q_{k,i} + c_k q_{k-1,i} = d_{k,i}, \quad (5.2.13)$$

$$a_k = \frac{\tilde{w}_{k,i} E_w^-}{2\delta z} - \frac{1}{\delta z^2} k_{k+1/2,i}; \quad b_k = \frac{|u_{k,i}|}{\delta x} + \frac{|\tilde{w}_{k,i}|}{\delta z} + \frac{K_{k,i}}{\delta z^2};$$

где:

$$c_k = -\left( \frac{\tilde{w}_{k,i} E_w^+}{2\delta z} + \frac{1}{\delta z^2} k_{k-1/2,i} \right); \quad d_k = \frac{u_{k,i}}{2\delta x} (q_{k,i+1} E_u^- + q_{k,i-1} E_u^+), \quad (5.2.14)$$

Здесь используются обозначения:

$$E^+ = (1+E); \quad E^- = (1-E). \quad (5.2.15)$$

Уравнение (5.2.13) будем решать методом факторизации (Андерсен и др., 1990; Марчук, 1989; Пейре и Тейлор, 1986; Флетчер, 1991) или прогонки (Бахвалов и др., 1987; Волков, 1987; Годунов и Рябенский, 1977; Завьялов и др., 1980; Калиткин, 1978) для  $\{k = 2, \dots, N-1; i = 2, \dots, M-1\}$  при граничных условиях вида

$$q_{1,i} = P_1 q_{2,i} + Q_1; \quad q_{N,i} = P_N q_{N-1,i} + Q_N. \quad (5.2.16)$$

Таким образом, на границах задаются не сами значения функции  $q$ , а выражения для параметров  $P$  и  $Q$  (Волков, 1987).

Для 3-х-диагональных систем алгебраических уравнений типа (5.2.13) можно задать рекуррентные соотношения

$$q_{k,i} = P_k q_{k+1,i} + Q_k; \quad \text{для } k = 2, \dots, N-1; i = 2, \dots, M-1. \quad (5.2.17)$$

Коэффициенты  $P_k$  и  $Q_k$  находятся из соотношений (Пейре и Тейлор, 1986):

$$P_k = \frac{-a_k}{b_k + c_k P_{k-1}}; \quad Q_k = \frac{d_k - c_k Q_{k-1}}{b_k + c_k P_{k-1}} \quad \text{для } k = 2, \dots, N-1. \quad (5.2.18)$$

На прямом ходе факторизации (прогонки) рассчитываются значения коэффициентов  $P_k$  и  $Q_k$  из (5.2.18) по  $P_1$  и  $Q_1$ , которые определяются из нижнего граничного условия. На обратном ходе прогонки из соотношений (5.2.17) определяются  $q_{k,i}$ , начиная с  $q_{N-1,i}$  до  $q_{2,i}$ . Здесь используется верхнее граничное условие (5.2.16).

### 5.3. Вычислительный алгоритм решения нестационарного двумерного уравнения турбулентной диффузии

А) Рассмотрим решение уравнения турбулентной диффузии, записанного в виде:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( u q - k_L \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \tilde{w} q - k \frac{\partial q}{\partial z} \right) = 0. \quad (5.3.1)$$

Для решения этого уравнения применим *схему Мак-Кормака* (Марчук и др., 1987; Пейре и Тейлор, 1986):

$$\hat{q}_{k,i} = q_{k,i}^n - \Delta t \Delta_x^+ \left[ (u q)_{k,i}^n - M_{k,i} \Delta_x^- q_{k,i}^n \right] - \Delta t \Delta_z^+ \left[ (\tilde{w} q)_{k,i}^n - N_{k,i} \Delta_z^- q_{k,i}^n \right], \quad (5.3.2)$$

$$q_{k,i}^{n+1} = \frac{1}{2} (q_{k,i}^n + \hat{q}_{j,i}) - \frac{1}{2} \Delta t \Delta_x^- \left[ (u \hat{q})_{k,i} - \hat{M}_{k,i} \Delta_x^+ \hat{q}_{k,i} \right] - \frac{1}{2} \Delta t \Delta_z^- \left[ (\tilde{w} \hat{q})_{k,i} - \hat{N}_{k,i} \Delta_z^+ \hat{q}_{k,i} \right], \quad (5.3.3)$$

где предварительное значение  $\hat{q}_{k,i}$  определяется в тех же самых узлах, что и окончательное значение  $q_{k,i}^{n+1}$ , а

$$M_{k,i} = m_0 (k_L)_{k,i} + (1 - m_0) (k_L)_{k,i-1}, \quad \hat{M}_{k,i} = (1 - m_0) (k_L)_{k,i+1} + m_0 (k_L)_{k,i};$$

$$N_{k,i} = n_0 k_{k,i} + (1 - n_0) k_{k-1,i}, \quad \hat{N}_{k,i} = (1 - n_0) k_{k+1,i} + n_0 k_{k,i}. \quad (5.3.4)$$

Здесь  $m_0$  и  $n_0$  - произвольные константы. Мак-Кормак предложил использовать  $m_0 = n_0 = 1/2$ ; другой возможный вариант  $m_0 = n_0 = 1$ . Эффект выбора сказывается только на ошибке аппроксимации. Другой способ заключается в том, чтобы задать аппроксимацию членов, содержащих вязкость, выражением

$$\begin{aligned} M_{k,i} &= (k_L)_{k,i} \left[ m_0 q_{k,i}^n + (1 - m_0) q_{k,i-1}^n \right], \\ N_{k,i} &= k_{k,i} \left[ n_0 q_{k,i}^n + (1 - n_0) q_{k-1,i}^n \right]. \end{aligned} \quad (5.3.5)$$

Схема (5.3.2) - (5.3.4) является одним из четырех возможных вариантов схемы Мак-Кормака. Другие варианты получаются из схемы (5.3.2) - (5.3.4) путем замены соответственно  $\Delta_x^+$  на  $\Delta_x^-$  и  $\Delta_z^+$  на  $\Delta_z^-$ . В выборе варианта важную роль играет направление переноса примеси.

Достаточно полное теоретическое исследование устойчивости схемы (5.3.2) - (5.3.4) отсутствует. В невязком случае необходимое условие устойчивости можно получить, исходя из общего требования, чтобы область зависимости численного решения содержала область зависимости точного решения (Пейре и Тейлор, 1986). В результате получим

$$\Delta t \leq \left( \frac{|u|}{\Delta x} + \frac{|\tilde{w}|}{\Delta z} \right)^{-1}, \quad (5.3.6)$$

Преимуществом схемы Мак-Кормака являются её компактность и простота учета граничных условий, т.к. предварительное и окончательное значение концентрации примеси определяются в тех же самых узлах.

В) Для иллюстрации применения метода расщепления (Марчук, 1974, 1989; Роуч, 1980) рассмотрим вариант решения нестационарного уравнения турбулентной диффузии, записанного в виде

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + \tilde{w} \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} \quad (5.3.7)$$

На первом полушаге по времени (от  $n$  до  $n+1/2$ ) решаем уравнение переноса по координате  $X$ :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} = 0, \quad (5.3.8)$$

а на втором - (от  $n+1/2$  до  $n+1$ )- решаем задачу адаптации в вертикальной плоскости:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \tilde{w} \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} \quad (5.3.9)$$

Для решения уравнения адвекции (5.3.8) применим схему Лакса-Вендорфа (Роч, 1980):

$$q_{k,i}^{n+1} = q_{k,i}^n - \frac{u_{k,i} \delta t}{2} \Delta_x^0 q_{k,i}^n + \frac{u_{k,i} \delta t}{2} \Delta_x^2 q_{k,i}^n. \quad (5.3.10)$$

где:  $\Delta_x^0 q_{k,i}^n = \frac{q_{k,i+1}^n - q_{k,i-1}^n}{\delta x}, \quad \Delta_x^2 q_{k,i}^n = \frac{q_{k,i+1}^n - 2q_{k,i}^n + q_{k,i-1}^n}{\delta x^2},$

Эта схема обладает свойством сильно демпфировать короткие волны (Андерсен и др., 1991), и поэтому хороша в качестве средства борьбы с нелинейной неустойчивостью, возникающей при решении уравнения переноса типа (5.3.7).

На втором полушаге по времени для решения уравнения (5.3.9) применим схему Кранка-Николсена (Кранк и Николсен, 1947):

$$\frac{q_{k,i}^{n+1} - q_{k,i}^{n+1/2}}{\delta t} + 0.5 \tilde{w}_{k,i} \left[ \left( \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k,i}^{n+1/2} + \left( \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k,i}^{n+1} \right] = 0.5 \left[ \left( \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k,i}^{n+1/2} + \left( \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k,i}^{n+1} \right]. \quad (5.3.11)$$

Расписывая производные, входящие в схему (5.3.11) по формулам (5.2.8) - (5.2.11), получим:

$$\frac{q_{k,i}^{n+1} - q_{k,i}^{n+1/2}}{\delta t} + 0.5 \tilde{w}_{k,i} (\Delta_z^0 q_{k,i}^{n+1/2} + \Delta_z^0 q_{k,i}^{n+1}) = 0.5 (\Delta_{zz} q_{k,i}^{n+1/2} + \Delta_{zz} q_{k,i}^{n+1}), \quad (5.3.12)$$

где

$$\left( \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{k,i} = \frac{q_{k+1,i} - q_{k-1,i}}{2\delta z} \equiv \Delta_z^0 q_{k,i}. \quad (5.3.13)$$

Раскрывая разностные операторы в (5.3.12) и группируя слагаемые относительно индекса "k", получаем:

$$a_k q_{k+1,i}^{n+1} + b_k q_{k,i}^{n+1} + c_k q_{k-1,i}^{n+1} = d_k, \quad (5.3.14)$$

где:  $a_k = \frac{\tilde{w}_{k,i}^n E_w^-}{2\delta z} - \frac{1}{\delta z^2} k_{k+1/2,i}; \quad b_k = \frac{2}{\delta t} + \frac{|\tilde{w}_{k,i}^n|}{\delta z} + \frac{\bar{K}_{k,i}^z}{\delta z^2}; \quad c_k^* = \frac{\tilde{w}_{k,i}^n E_w^+}{2\delta z} - \frac{1}{\delta z^2} k_{k-1/2,i};$



$$d_k = -q_{k,i+1}^{n+1/2} \left( \frac{u_{k,i}^n E_u^+}{2\delta x} - \frac{1}{\delta x^2} k_{k,i+1/2} \right) + q_{k,i}^{n+1/2} \left( \frac{2}{\delta t} + \frac{|u_{k,i}^n|}{\delta x} + \frac{\bar{K}_{k,i}^x}{\delta x^2} \right) + q_{k,i-1}^{n+1/2} \left( \frac{u_{k,i}^n E_u^-}{2\delta x} + \frac{1}{\delta x^2} k_{k,i-1/2} \right). \quad (5.3.15)$$

Уравнение (5.3.14) представляют собой трехдиагональную систему уравнений, метод решения которых описан в разделе 5.2 (формулы (5.2.17) - (5.2.19)).

Основным недостатком метода расщепления (при всех его несомненных достоинствах) в применении к решению уравнения турбулентной диффузии является проблема определения промежуточных значений вблизи границ области расчетов, т.е. в несогласованности граничных условий для уравнений (5.3.8) и (5.3.9) условий для исходного уравнения турбулентной диффузии (5.3.7)<sup>1</sup>.

Поэтому в следующем параграфе описана применяемая в работе методика решения УТД на основе метода переменных направлений, лишенного этого недостатка, т.е. его использование позволяет существенно снизить погрешности решения в окрестности границы области. В то же время и данный метод имеет недостатки (Акименко, 1998), и прежде всего, то факт, что получаемые разностные схемы либо не удовлетворяют классической теореме принципа максимума, либо удовлетворяют ей при очень жестких ограничениях на параметры сетки.

#### 5.4. Вычислительный алгоритм решения трехмерного нестационарного уравнения турбулентной диффузии на основе метода переменных направлений

Рассмотрим вычислительный алгоритм решения полного нестационарного трехмерного уравнения турбулентной диффузии (5.1.30)

$$\frac{\partial q}{\partial t} + A(q) + \frac{D_\Gamma}{D_x} \left( k_L \frac{D_\Gamma(q)}{D_x} \right) + \frac{D_\Gamma}{D_y} \left( k_L \frac{D_\Gamma(q)}{D_y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial q}{\partial z} \right) - \sigma q = 0; \quad (5.4.1)$$

Он построен на основе *метода переменных направлений*, изложенного в работах Годунова и Рябенского (1977), Кадышниковой и Лосева (1991), Пекелиса (1988) и Роуча (1980). Суть метода переменных направлений заключается в вычислительном процессе расчета поля искомой функции  $q$  в будущий момент времени  $t = t_0 + \delta t$ , по известному полю  $q_0$  в момент времени  $t = t_0$  последовательностью трех дробных шагов. Каждый дробный шаг, в свою очередь, состоит из "целого шага" и "полушага",

<sup>1</sup> Отметим, что такое же явление возникает и при использовании некоторых методов типа "предиктор-корректор", в т.ч. и описанной схемы Мак-Кормака. Причина этого заключается в том, что окончательная точность схемы определяется как результат комбинации шагов предиктора и корректора. Эта схема эффективна для определения значений во внутренних точках, которые не содержат на шаге "корректор" значений в граничных точках, получаемых из граничных условий.

в котором используется модифицированная схема Лакса-Вендорфа. То есть, каждый "полушаг" аппроксимирует исходное уравнение без учета турбулентности в момент времени  $t = t_0 + \delta t$ , неявно по  $X$ , явно по  $Y, Z$  для первого дробного шага; неявно по  $Y$ , явно по  $X, Z$  для второго дробного шага; неявно по  $Z$ , явно по  $X, Y$  для третьего дробного шага. Каждый "целый шаг", аппроксимируя исходное уравнение неявно, приводит его к трехточечному одномерному виду, который легко реализуется методом одномерной прогонки. Результат первой прогонки по  $X$  обозначается как  $q^{1/3}$ , второй по  $Y$  как  $q^{2/3}$  и третьей по  $Z$  как  $q^1$ .

Поскольку решается трехмерное уравнение, то необходимо построить трехмерную решетку для ее реализации. Здесь необходимо отметить, что расчетные точки (*кресты*) в "полушаг" расположены в серединах ребер расчетной ячейки решетки. Это обеспечивает возможность свести расчет к одномерным прогонкам. Итак, выбрана расчетная решетка:

$$P = \{(x, y, z); x = i \cdot \delta x, y = j \cdot \delta y, z = k \cdot \delta z_k; \quad i = 1, \dots, M; j = 1, \dots, L; k = 1, \dots, N\},$$

где:  $\delta x, \delta y, \delta z_k$  - шаги сетки по осям  $X, Y, Z$  соответственно;

$i, j, k$  - номера узла сетки.

Шаги сетки по  $X, Y$  постоянны, по  $Z$  по мере удаления от земной поверхности шаг  $\delta z_k$  увеличивается и приближается к величине  $H/N$ , где  $H$  - высота пограничного слоя,  $N$  - количество узлов по оси  $Z$ .

Ниже представлена численная схема решения уравнения турбулентной диффузии, включающая количественную оценку исходной информации. Она состоит из подготовительного этапа и этапа реализации. На подготовительном этапе выполняется задание исходных параметров, расчет составляющих скорости ветра и характеристик турбулентности по модели АПС, определение концентраций примеси на наветренных плоскостях расчетной области. На этапе реализации осуществлено решение УТД по следующей схеме:

- реализация первого дробного шага;
- расчет промежуточных величин в момент времени  $t = t_0 + \delta t/2$ ;
- нахождение  $q^{1/3}$  в момент  $t = t_0 + \delta t$ ;
- реализация второго дробного шага;
- расчет промежуточных величин в момент времени  $t = t_0 + \delta t/2$ ;
- определение  $q^{2/3}$  в момент  $t = t_0 + \delta t$ ;
- реализация третьего дробного шага;
- расчет промежуточных величин в момент времени  $t = t_0 + \delta t/2$ ;
- определение  $q^1$  в момент  $t = t_0 + \delta t$ ;

На подготовительном этапе все входные параметры уравнения:

- компоненты скорости ветра  $u, v, w$ ;

- коэффициенты турбулентности  $k_L$  и  $k$  рассчитаны с помощью модели АПС (см. подробнее § 5.6).

Для аппроксимации уравнений в каждом дробном шаге используются конечно-разностные операторы:

1) Оператор центральных разностей:

$$\delta_{x_\alpha} q = \frac{1}{2\delta x_\alpha} [q(x_\alpha + \delta x_\alpha) - q(x_\alpha - \delta x_\alpha)]; \quad (5.4.2)$$

2) конечно-разностная аппроксимация оператора горизонтальной диффузии:

$$\begin{aligned} \frac{D_r}{Dx} k_L \frac{D_r(q)}{Dx} &= \frac{k_{i+1,j,k}}{(\delta x)^2} (q_{i+2,j,k} - q_{i+1,j,k}) + \frac{k_{i+1,j,k} G_1(i+1,j)}{\delta x \delta z} (q_{i+1,j,k+1} - q_{i+1,j,k}) - \\ &- \left( \frac{k_{i,j,k}}{(\delta x)^2} + \frac{k_{i,j,k} G_1(i,j)}{\delta x \delta z} \right) (q_{i+1,j,k} - q_{i,j,k}) - \left( \frac{k_{i,j,k} G_1^2(i,j)}{(\delta z)^2} + \frac{k_{i,j,k} G_1(i,j)}{\delta x \delta z} \right) (q_{i,j,k+1} - q_{i,j,k}) + \\ &+ \frac{k_{i,j,k+1} G_1(i,j)}{\delta x \delta z} (q_{i+1,j,k+1} - q_{i,j,k+1}) - \frac{k_{i,j,k+1} G_1^2(i,j)}{(\delta z)^2} (q_{i,j,k+2} - q_{i,j,k+1}) \equiv \delta_x (k_L \delta_x q), \\ \frac{D_r}{Dy} k_L \frac{D_r(q)}{Dy} &= \frac{k_{i,j+1,k}}{(\delta y)^2} (q_{i,j+2,k} - q_{i,j+1,k}) + \frac{k_{i,j+1,k} G_2(i,j+1)}{\delta y \delta z} (q_{i,j+1,k+1} - q_{i,j+1,k}) - \\ &- \left( \frac{k_{i,j,k}}{(\delta y)^2} + \frac{k_{i,j,k} G_2(i,j)}{\delta y \delta z} \right) (q_{i,j+1,k} - q_{i,j,k}) - \left( \frac{k_{i,j,k} G_2^2(i,j)}{(\delta z)^2} + \frac{k_{i,j,k} G_1(i,j)}{\delta y \delta z} \right) (q_{i,j,k+1} - q_{i,j,k}) + \\ &+ \frac{k_{i,j,k+1} G_2(i,j)}{\delta y \delta z} (q_{i,j+1,k+1} - q_{i,j,k+1}) - \frac{k_{i,j,k+1} G_2^2(i,j)}{(\delta z)^2} (q_{i,j,k+2} - q_{i,j,k+1}) \equiv \delta_y (k_L \delta_y q). \end{aligned} \quad (5.4.3)$$

3) Оператор сглаживания:

$$\bar{q}^{x_\alpha} = \frac{1}{2} [q(x_\alpha + \delta x_\alpha) + q(x_\alpha - \delta x_\alpha)]; \quad (5.4.4)$$

С учетом (5.4.2) - (5.4.4) запишем уравнение целого шага для первого дробного шага:

$$\begin{aligned}
q^{1/3} - q^0 + r_1 \delta_x q'_l + r_2 \delta_y q'_r + r_3 \delta_z q'_{up} - \tilde{\beta} q^0 = \\
= \delta t \left[ \delta_x (k_L^{1/2} \delta_x q^{1/3}) + \delta_y (k_L^{1/2} \delta_y q^0) + \delta_z (k_L^{1/2} \delta_z q^0) \right];
\end{aligned}
\tag{5.4.5}$$

где  $\tilde{\beta} = \beta \cdot \delta t$ ;  $r_i = \delta t \cdot u_i^{1/2}$ , ( $i = 1, 2, 3$ ).

Чтобы соотношение (5.4.5) превратилось в уравнение относительно  $q^{1/3}$ , должны быть определены три поля  $q_l$ ,  $q_r$ ,  $q_{up}$ . Запишем сначала выражения для них, аппроксимируя уравнение (5.4.1) в точках l, f, up явно по схеме Лакса-Вендорфа с попушагом  $\delta t/2$  без учета турбулентности:

$$q_l = q^0 - \frac{1}{2} \left( r_1 \delta_x q^0 + r_2 \delta_y q^0 + r_3 \delta_z q^0 \right); \tag{5.4.6}$$

$$q_r = q^0 - \frac{1}{2} \left( r_1 \delta_x q^0 + r_2 \delta_y q^0 + r_3 \delta_z q^0 \right); \tag{5.4.7}$$

$$q_{up} = q^0 - \frac{1}{2} \left( r_1 \delta_x q^0 + r_2 \delta_y q^0 + r_3 \delta_z q^0 \right). \tag{5.4.8}$$

Величина  $q'_l$  отличается от  $q_l$  из соотношения (5.4.6) неявной аппроксимацией величины  $u \frac{\partial q}{\partial x}$ . Аналогично:  $q'_r$  от  $q_r$  из (5.4.7) неявной аппроксимацией величины  $v \frac{\partial q}{\partial y}$ ,  $q'_{up}$  от  $q_{up}$  из (5.4.8) неявной аппроксимацией величины  $\tilde{w} \frac{\partial q}{\partial z}$ .

Так что

$$q'_l - q_l = -\frac{r_1}{2} (\delta_x q^{1/3} - \delta_x q^0), \tag{5.4.9}$$

$$q'_r - q_r = -\frac{r_2}{2} (\delta_y q^{2/3} - \delta_y q^0), \tag{5.4.10}$$

$$q'_{up} - q_{up} = -\frac{r_3}{2} (\delta_z q^{3/3} - \delta_z q^0). \tag{5.4.11}$$

С учетом (5.4.6) - (5.4.11) уравнение (5.4.5) принимает следующий вид:

$$\begin{aligned}
q^{1/3} - q^0 + r_1 \delta_x (q_l - \frac{r_1}{2} (\delta_x q^{1/3} - \delta_x q^0)) + r_2 \delta_y q_r + r_3 \delta_z q_{up} - \tilde{\beta} q^0 = \delta t (\delta_x (k_L^{1/2} \delta_x q^{1/3}) + \\
+ \delta_y (k_L^{1/2} \delta_y q^0) + \delta_z (k_L^{1/2} \delta_z q^0)).
\end{aligned}$$

(5.4.12)

Запишем уравнение целого шага для второго дробного шага:

$$\begin{aligned} q^{2/3} - q^0 + r_1 \delta_x q'_l + r_2 \delta_y q'_r + r_3 \delta_z q'_{up} - \tilde{\beta} q^0 = \\ = \delta t \left[ \delta_x (k_L^{1/2} \delta_x q^{1/3}) + \delta_y (k_L^{1/2} \delta_y q^{2/3}) + \delta_z (k^{1/2} \delta_z q^0) \right]; \end{aligned} \quad (5.4.13)$$

Вычитая (5.4.13) из (5.4.5) с учетом (5.4.8) и (5.4.10), получим уравнение относительно  $q^{2/3}$ :

$$q^{2/3} - \frac{r_2}{2} \delta_y (r_2 \delta_y q^{2/3}) - \delta t \cdot \delta_y (k_L^{1/2} q^{2/3}) = q^{1/3} - \frac{r_2}{2} \delta_y (r_2 \delta_y q^0) - \delta t \cdot \delta_y (k_L^{1/2} \delta_y q^0). \quad (5.4.14)$$

Уравнение целого шага для третьего дробного шага имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} q^{3/3} - q^0 + r_1 \delta_x q'_l + r_2 \delta_y q'_r + r_3 \delta_z q'_{up} - \tilde{\beta} q^0 = \\ = \delta t \left[ \delta_x (k_L^{1/2} \delta_x q^{1/3}) + \delta_y (k_L^{1/2} \delta_y q^{2/3}) + \delta_z (k^{1/2} \delta_z q^{3/3}) \right]. \end{aligned} \quad (5.4.15)$$

Вычитая (5.4.15) из (5.4.13) с учетом (5.4.9) и (5.4.11), получим уравнение относительно  $q^1$ :

$$q^1 - \frac{r_3}{2} \delta_z (r_3 \delta_z q^1) - \delta t \cdot \delta_z (k^{1/2} \delta_z q^1) = q^{2/3} - \frac{r_3}{2} \delta_z (r_3 \delta_z q^0) - \delta t \cdot \delta_z (k^{1/2} \delta_z q^0). \quad (5.4.16)$$

После подстановки конечно-разностных операторов вида (5.4.2) - (5.4.4) в уравнения (5.4.12), (5.4.14) и (5.4.16) приводим их к виду:

$$\begin{aligned} a_i q_{i+1,j,k}^{1/3} + b_i q_{i,j,k}^{1/3} + c_i q_{i-1,j,k}^{1/3} &= \left( F_q^{1/3} \right)_{i,j,k}; \\ a_j q_{i+1,j,k}^{2/3} + b_j q_{i,j,k}^{2/3} + c_j q_{i-1,j,k}^{2/3} &= \left( F_q^{2/3} \right)_{i,j,k}; \\ a_k q_{i+1,j,k}^1 + b_k q_{i,j,k}^1 + c_k q_{i-1,j,k}^1 &= \left( F_q^1 \right)_{i,j,k}, \end{aligned} \quad (5.4.17)$$

где все коэффициенты  $a_i$ ,  $a_j$ ,  $a_k$  и правые части  $(F_q)_{i,j,k}$  этих уравнений выражаются через известные величины  $u$ ,  $v$ ,  $w$ ,  $k_L$ ,  $k$  и значения  $q$  в предшествующий момент времени. Эти уравнения решаются методом одномерной прогонки, описанной в разделе 5.1, по каждой из координат  $X, Y, Z$  соответственно. Результатом последней прогонки является поле  $q$  в момент времени  $t = t_0 + \delta t$ . Затем полученное поле  $q$  используется в качестве начального условия для расчета поля концентраций в последующий момент времени  $t = t_0 + \delta t$ . Повторяя такую процедуру решения многократно, получим расчетное поле концентрации примеси в любой момент времени  $t$ .

### 5.5. Численная реализация краевых условий для уравнения турбулентной диффузии

Как было показано в § 5.1 при постановке задачи распространения и рассеяния примеси в нижней атмосфере необходимо поставить корректные краевые условия (5.1.30) для концентрации примеси на боковых границах. В параграфе 1.4 обсуждалась проблема постановки краевых условий в дифференциальной форме. Численная реализация краевых условий представляет самостоятельную задачу, поэтому рассмотрим сначала общие подходы к численной реализации краевых условий. Здесь естественно различаются два круга вопросов: о реализации краевых условий на боковых границах и на вертикальных границах.

Численная реализация условий на боковых границах. Мы ограничимся рассмотрением условий, базирующихся на принципе излучения (см. § 1.4), поскольку эти условия, с одной стороны, представляются наиболее перспективными и, с другой стороны, используются в описываемой методике. Детали численной реализации условий поглощения можно найти в литературе, указанной в § 1.4.

Как уже отмечалось, реализация условия излучения (1.4.5) должна начинаться с алгоритма определения величины  $\hat{C}_{ph}$  для данной переменной  $\varphi$  в данной пространственно-временной точке границы. Однако независимо от этого алгоритма имеется априорная оценка, ограничивающая  $|\hat{C}_{ph}|$  сверху. Именно, после определения  $\hat{C}_{ph}$  условие (1.4.5) должно быть реализовано в конечных разностях на некотором шаблоне. Пусть, как показано схематически на рис. 5.1, речь идет о правой границе расчетной области  $X = X_N$  и о восстановлении значения  $\varphi$  в  $(n+1)$ -й момент времени в точке  $C$ .

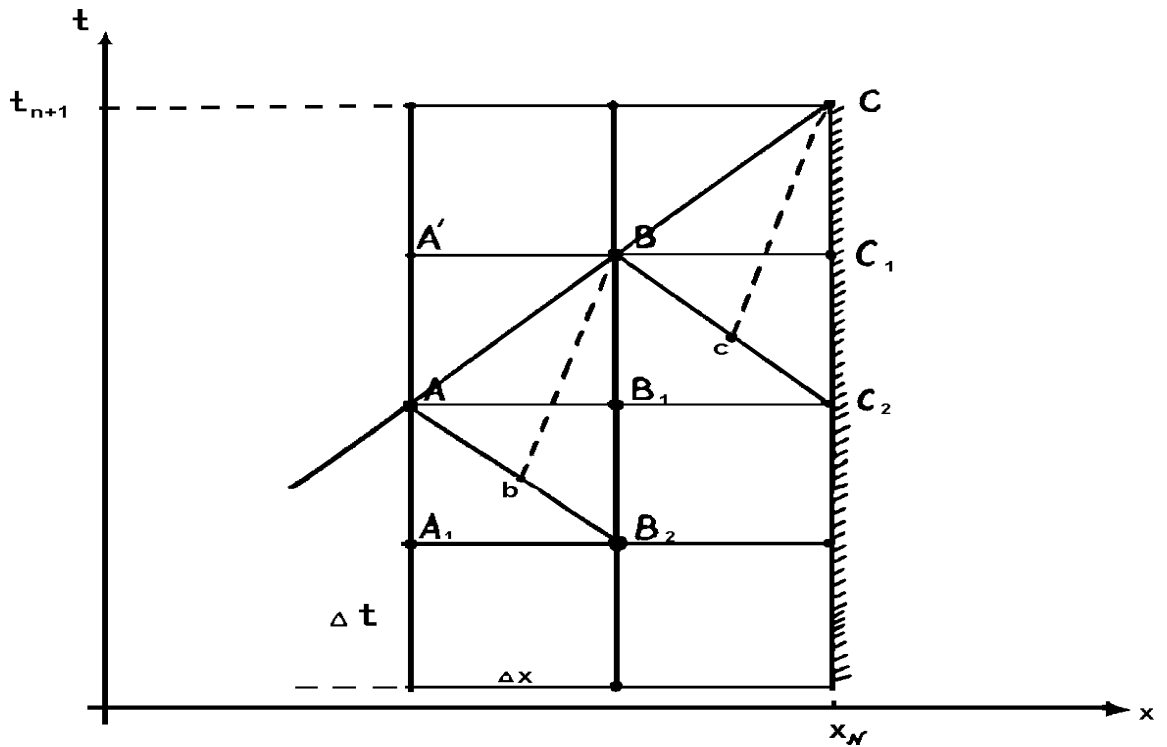


Рис.5.1. Схема численной реализации условия излучения

Дискретизация соотношения (1.4.5) может быть выполнена на разных шаблонах ( $CBC_1$ ,  $CBC_2$ ,  $SAC_1$  и т.д.), но для каждого шаблона имеется свое предельное значение фазовой скорости  $C_{\max}$ , такое что при  $\bar{C}_{ph} > C_{\max}$  дискретизация (1.4.5) на данном шаблоне приведет к нарушению критерия КФЛ и развитию неустойчивости. Например, для дискретизации (1.4.5) на шаблоне  $CBC_1$  (по схеме направленных разностей) необходимо выполнение неравенства  $0 \leq (\bar{C}_{ph} \Delta t) / \Delta x \leq 1$ .

Одна из ранних рекомендаций по выбору  $\bar{C}_{ph}$  (Крайс, 1968) как раз и заключалась в том, чтобы полагать

$$\bar{C}_{ph} = \Delta x / \Delta t. \quad (5.5.1)$$

При этом подразумевается, что шаблон, на котором дискретизируется условие (1.4.5), расположен ниже прямой ABC и (5.5.1) означает, что для  $\bar{C}_{ph}$  принимается максимально возможное в этих условиях значение. Целесообразность данной рекомендации связана с тем, что завышение величины  $\bar{C}_{ph}$  ведет к меньшему отражению волны, чем такое же её занижение (Клемп и Вильгельмсон, 1978a).

Еще один из ранних алгоритмов восстановления  $\hat{C}_{ph}$  принадлежит Пирсону (1974). Этот алгоритм успешно апробировал Физик (1976), отметивший, что прогнозируемые поля оказываются малочувствительны к величине  $\hat{C}_{ph}$ , которая может быть взята постоянной. Этот эффект, очевидно, объясняется предпочтительностью завышения  $\hat{C}_{ph}$ , нежели занижения, поскольку фактически велись с постоянным значением  $\hat{C}_{ph}$ , мажорировавшим значения этой величины, генерировавшиеся моделью.

Третий алгоритм восстановления  $\hat{C}_{ph}$  принадлежит Клемпу и Вильгельмсону (1978а,б) и он описан в § 1.4.

Четвертый и наиболее популярный алгоритм принадлежит Орлански (1976). Он представляет собой уточнение оценки (5.5.1) и заключается в получении величины  $\hat{C}_{ph}$  из равенства (1.4.5), дискретизированного на шаблоне с уже известными значениями  $\varphi$ . Для конкретности воспроизведем численную реализацию условия (1.4.5) так, как она изложена в первоначальном виде у Орлански.

Дискретизация соотношения (1.4.5), служащая для восстановления  $\varphi(C)$ , принимается в виде:

$$\frac{\varphi(C) - \varphi(C_2)}{2\Delta t} + \hat{C}_{ph} \frac{0.5(\varphi(C) + \varphi(C_2)) - \varphi(B)}{\Delta x} = 0, \quad (5.5.2)$$

откуда

$$\varphi(C) = \varphi(C_2) - \hat{C}_{ph} \frac{\Delta t}{\Delta x} (\varphi(C) + \varphi(C_2) - 2\varphi(B)). \quad (5.5.3)$$

Рассмотрим шаблон  $BAB_2$ , получающийся смещением шаблона  $CB_2C_2$ , использованного в (5.5.2) на  $\Delta t$  «назад» и на  $\Delta x$  внутрь области. Поскольку значения  $\varphi$  в узлах  $B$ ,  $A$ ,  $B_2$  известны, то дискретизируя (1.4.5) на этом шаблоне аналогично (5.5.2), найдем  $\hat{C}_{ph}$ . Но так как согласно сказанному выше,  $\hat{C}_{ph}$  на таком шаблоне должна быть ограничена пределами  $0 \leq \hat{C}_{ph} \leq \Delta x / \Delta t$ , то принимаем окончательно:

$$\hat{C}_{ph} = \begin{cases} 0, & \text{если } \alpha < 0; \\ \alpha(\Delta x / \Delta t), & \text{если } 0 \leq \alpha \leq 1; \\ \Delta x / \Delta t, & \text{если } \alpha > 1, \end{cases} \quad (5.5.4)$$

где

$$\alpha = \frac{\varphi(B) - \varphi(B_2)}{2\varphi(A) - \varphi(B) - \varphi(B_2)}. \quad (5.5.6)$$



Используя  $\hat{C}_{ph}$  из (5.5.4), находим  $\varphi(C)$  согласно (5.5.3). Поскольку для восстановления  $\hat{C}_{ph}$  и  $\varphi(C)$  использованы одинаковые дискретизации условия (1.4.5), для отдельной гармонической волне  $\varphi = \exp[i(\omega t - kx)]$  данная процедура будет точна. Если подставить (5.5.4) в (5.5.3), получим явную (нелинейную) экстраполяционную формулу для восстановления  $\varphi$  в точке  $C$  по известным значениям за предшествующие моменты времени. Существо процедуры, однако, в экстраполяции не самого поля  $\varphi$ , а фазовой скорости, которая "переносится" без изменений вдоль «диагонали» расчетной ячейки (тогда как согласно (5.5.1) таким образом переносится сама величина  $\varphi$ ).

Отметим также, что, по существу, имеет значение лишь выбор (трехточечного) шаблона для выполнения условия излучения, но не конкретная аппроксимации условия (1.4.5) на этом шаблоне - окончательный ответ от аппроксимации не зависит. Процедура (5.5.2) - (5.5.4) фактически означает следующее. Считая, что поле  $\varphi$  на отрезке  $AB_2$  - линейно, ищем такую точку  $b$  (см. рис.1) на этом отрезке, что  $\varphi(B) = \varphi(b)$ . На отрезке  $BC_2$  находим точку  $c$ , которая делит отрезок  $BC_2$  в том же отношении, в каком  $b$  делит отрезок  $AB_2$ . Полагая, что поле  $\varphi$  на отрезке  $BC_2$  - линейно, находим  $\varphi(c)$  и приравниваем  $\varphi(C) = \varphi(c)$ . Поэтому, более компактно процедура (5.5.2) - (5.5.4) формулируется следующим образом (Пекелис и Прессман, 1982; Кисельникова и др., 1984):

$$\varphi(C) = \begin{cases} \varphi(C) = \{\varphi(C_2) - \alpha(\varphi(C_2) - \varphi(B)), & \text{если } 0 \leq \alpha \leq 1; \\ \varphi(C_2), & \text{если } \alpha \leq 0; \\ \varphi(B), & \text{если } \alpha \geq 1, \end{cases} \quad (5.5.7)$$

где  $\alpha$  определяется согласно (5.5.6).

Раймонд и Куо (1984) предложили использовать условие излучения, основанное на «истинной» фазовой скорости  $C_{ph}$  (об этом уже говорилось в § 1.4). В той же работе предложена и модификация вычислительного характера. При восстановлении  $\hat{C}_{ph}$  из второго равенства (1.4.5) временную производную  $\partial\varphi/\partial t$  предлагается заменить с использованием эволюционного уравнения для величины  $\varphi$  в прогностической системе. Например, если речь идет об излучении составляющей скорости  $u_1$ , запишем в силу первого из уравнений движения, пренебрегая диффузионными членами:

$$\hat{C}_{ph} = \frac{u_1 (\partial u_1 / \partial x_i) - \ell u_2 + 1/\rho (\partial p / \partial x_1)}{\partial u_1 / \partial x_i}. \quad (5.5.8)$$

В этом случае значение  $\hat{C}_{ph}$  можно восстановить дискретизацией (5.5.6) по значениям зависимых переменных лишь в точке В и  $C_1$ , и с найденной  $\hat{C}_{ph}$  выполнить излучение согласно (5.5.2) - (5.5.3). В рассмотренных авторами модельных примерах этот прием дал значительный положительный эффект. Однако тут же замечено, что в более общих ситуациях целесообразность данного подхода требует дальнейшего изучения, не говоря о его вычислительной дороговизне по сравнению с использованием непосредственно (5.5.7).

Вопросы оптимального выбора шаблона для реализации излучения были предметом рассмотрения в работах Миллера и Торпа (1981), Раймонда и Куо (1984). Триполи и Коттон (1982) нашли, что аппроксимация условий излучения по схемам более высокого порядка точности (согласно Миллеру и Торпу, 1981) не дает улучшения результатов. Аналогично Вильгельсон и Чен (1982), Пекелис и Прессман (1982) нашли, что шаблон «чехарды»  $CBC_2$ , использованный Орлански, не дает заметных преимуществ по сравнению с вычислительно более удобным и дешевым шаблоном «направленных разностей»  $CBC_1$ . Принципиально в методическом отношении представляется, однако, что вопрос об оптимальной численной реализации условий излучения не может быть решен изолированно: успех численной методики зависит от согласованности её с численной методикой для внутренних точек области (сходное соображение высказывают Раймонд и Куо, 1984). Надо заметить также, что вычислительные аспекты в реализации условий излучения изучены далеко не полностью, и, собственно говоря, недостаточно развит аппарат для их изучения.

Что касается сравнения различных методик определения  $\hat{C}_{ph}$ , известные эксперименты выполнил Кларк (1979), сопоставляя расчеты, идентичные во всех отношениях, кроме определения  $\hat{C}_{ph}$ , выполняющегося, с одной стороны, по методике Орлански (расчет с «плавающей» фазовой скоростью), с другой стороны, по методике Клемпа-Вильгельмсона (расчет с «фиксированной» фазовой скоростью). Результаты обнаружили явное преимущество плавающей фазовой скорости: при фиксированной фазовой скорости происходил значительный рост вычислительной моды, приводившей к трехкратному завышению среднего значения вертикальной скорости. Косвенным свидетельством в пользу методики плавающей фазовой скорости может служить и обращение к ней авторов, работающих с моделью Клемпа-Вильгельмсона (Вильгельмсон и Чен, 1982). Вместе с тем, эксперименты Триполи и Коттона (1982) указали некоторую предпочтительность методики фиксированной скорости в условиях, когда система уравнений содержит различные типы волн (акустические, гравитационные, адвективные). Надо сказать, однако, что полный краевой алгоритм в модели Триполи и Коттона своеобразен (см. ниже), и это может вносить свои коррективы.

Упомянем о других вариантах алгоритмов излучения, отличных от (1.4.5). В параграфе 1.4 уже упоминалось, что условие излучения может быть непосредст-

венно использовано лишь в задаче с локализованными начальными данными. Если же, как это бывает фактически, начальные возмущения наложены на крупномасштабный фон, имеющийся во всем пространстве, то излучать следует не полные величины метеорологических величин, а отклонения от фона. В модели Метеорологической Службы Великобритании применялась следующая эвристическая методика учета крупномасштабного фона (Карпентер, 1979). Экстраполяционная формула для излучения величины  $\varphi$  имеет здесь вид (в обозначениях рис. 5.1):

$$\varphi(C) = \varphi(B) + \varphi(C_1) - \varphi(B_1). \quad (5.5.9)$$

Чтобы оценить содержание данной экстраполяции, перепишем её в другой форме:

$$\varphi(C) - \varphi(B) = \varphi(C_1) - \varphi(B_1). \quad (5.5.10)$$

Как видим, здесь, с одной стороны, использован подход Крайса (5.5.1) (перенос с максимально большой скоростью  $\Delta x/\Delta t$  по диагонали расчетной ячейки), а с другой стороны, условие (5.5.9) означает, что условие переноса пополнено произвольным вынуждающим воздействием. Действительно, дифференциальный аналог (5.5.10) очевидно имеет вид:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial \varphi}{\partial t} + \bar{C}_{ph} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) = 0, \quad \bar{C}_{ph} = \frac{\Delta x}{\Delta t}, \quad (5.5.11)$$

откуда

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \bar{C}_{ph} \frac{\partial \varphi}{\partial x} = \text{const}. \quad (5.5.12)$$

Постоянная в правой части (5.5.12) трактуется локально, в процессе прогноза её меняют, адаптируя граничную экстраполяцию к информации о макромасштабных процессах.

Другая модификация условия излучения предложена Триполи и Коттоном (1982). Расчетная область окружается по горизонтальным координатам наружной областью, которую авторы называют «областью мезомасштабной компенсации» (ОМК). Параллельно с расчетом во внутренней области расчет ведется и в ОМК, но на крупной сетке (к каждой приграничной ячейке внутренней области прилегает одна ячейка ОМК). На внешних границах ОМК скорость не меняется со временем (считается, что эти границы достаточно далеко, и возмущения, генерируемые во внутренней области, до них не доходят), а на границах внутренней области принимается следующее обобщение (1.4.5):

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \bar{C}_{ph} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\langle P \rangle - P_0) / \left( \frac{L}{2} \right) = 0. \quad (5.5.13)$$

Здесь:  $\langle P \rangle$  - давление во внутренней области, осредненное по  $X$  или по  $Y$  (в зависимости от того, какую границу мы рассматриваем;  $P_0$  - диагностически восстанавливаемое давление в ОМК;  $L$  - поперечные размеры всей области в целом (вместе с ОМК). Необходимость последнего слагаемого в (5.5.13) авторы мотивируют тем, что, с одной стороны, полная система уравнений (в отличие от неупругой) допускает изменения суммарной массы в объеме, а с другой стороны, условия излучения отражательны по отношению к акустическим волнам (присутствующим в модели). В этих условиях масса в объеме может неограниченно расти или падать. Последнее слагаемое в (5.5.13) и должно обеспечить определенный контроль над интегральным сохранением массы, имитируя реакцию наружного фона на колебания осредненного давления в расчетной области. Возможно, однако, что необходимость контроля связана не с указанными принципиальными моментами, а со спецификой численной схемы, поскольку в других «полных» моделях (Тэпп и Уайт, 1976; Клемп и Вильгельмсон, 1978) такой потребности не возникает.

Другой круг вопросов связан с тем, какие именно метеорологические величины и на каких границах подчинять условию излучения и каким образом пополнять эти условия другими условиями. Общие положения уже отмечались в § 1.4. Здесь приведем некоторые дополнительные сведения.

Имеется группа моделей, в которых краевые условия реализуются по-разному на границах втока и истока (Клемп и Вильгельмсон, 1978*а,б*; Кларк, 1979; Триполи и Коттон, 1980). Другие авторы реализуют краевые условия единообразно (Карпентер, 1979; Кисельникова и др., 1984). В первой группе моделей нормальный компонент скорости излучается на всех границах. Для остальных величин на границе втока:

- задаются значения этих величин (Кларк, 1979);

или

- производная по нормали к границе задается равной нулю (Клемп и Вильгельмсон, 1978*б*; Кларк, 1979; Триполи и Коттон, 1980).

На границе истока для остальных величин:

- соответствующие уравнения аппроксимируются на границе с использованием направленных разностей для адвекции по нормали к границе; или
- как и для нормального компонента скорости используются условия (Кларк и Гэлл, 1982).

Во второй группе работ:

1. В модели Гидрометеоцентра Российской Федерации (Кисельникова и др., 1984; Прессман, 1988) излучаются все величины, кроме давления;

2. В модели Метеослужбы Великобритании (Карпентер, 1979) излучаются касательные компоненты скорости и температура, а нормальный компонент скорости задается интерполяцией данных регионального прогноза.

В большинстве моделей указанные условия не распространяются на вычисление нормальных к границе компонентов турбулентных напряжений и потоков. Обычно эти последние (либо производные от них по нормали к границе) принимаются равными нулю. Эксперименты, выполненные Россом и Орлански (1982) с гидростатической моделью холодного фронта, указали, что излучение дивергенции и вертикального компонента вихря с последующим восстановлением по ним горизонтальных компонентов скорости уменьшает эффект отражения от границ сравнительно с излучением непосредственно компонентов скорости. Как видим, используемые подходы многочисленны, эвристичны и пестры, что свидетельствует о необходимости дальнейших исследований в этой области.

Поэтому, рассматривая численную реализацию краевых условий по горизонтали и вертикали для уравнения турбулентной диффузии, получим.

Верхняя граница. Записывая условие (1.4.29) в конечно-разностном виде

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u_H \frac{\partial q}{\partial x} + v_H \frac{\partial q}{\partial y} + \tilde{w}_H \frac{\partial q}{\partial z} = 0,$$

и используя модифицированную схему Лакса-Вендорфа (Самарский, 1989; Самарский и Попов, 1992), получим в обозначениях (5.2.2) - (5.2.3)

$$q_{k,j,i}^{n+1} = q_{k,j,i}^n - \frac{u_{k,j,i} \delta t}{2} \Delta_x^0 q_{k,j,i}^n + \frac{u_{k,j,i} \delta t}{2} \Delta_x^2 q_{k,j,i}^n - \frac{v_{k,j,i} \delta t}{2} \Delta_y^0 q_{k,j,i}^n + \frac{v_{k,j,i} \delta t}{2} \Delta_y^2 q_{k,j,i}^n + \frac{\tilde{w}_{k,j,i} \delta t}{2} \Delta_z^- q_{k,j,i}^n, \quad (5.5.14)$$

где:

$$\begin{aligned} \Delta_x^0 q_{k,j,i}^n &= \frac{q_{k,j,i+1}^n - q_{k,j,i-1}^n}{\delta x}, \quad \Delta_x^2 q_{k,j,i}^n = \frac{q_{k,j,i+1}^n - 2q_{k,j,i}^n + q_{k,j,i-1}^n}{\delta x^2}, \\ \Delta_y^0 q_{k,j,i}^n &= \frac{q_{k,j+1,i}^n - q_{k,j-1,i}^n}{\delta y}, \quad \Delta_y^2 q_{k,j,i}^n = \frac{q_{k,j+1,i}^n - 2q_{k,j,i}^n + q_{k,j-1,i}^n}{\delta y^2}, \\ \Delta_z^- q_{k,j,i}^n &= \frac{q_{k,j,i}^n - q_{k-1,j,i}^n}{\delta z}. \end{aligned} \quad (5.5.15)$$

Для стационарной задачи (5.5.1) алгоритм (5.5.14) имеет более простой вид. Так, в стационарных условиях конечно-разностный аналог уравнения (1.4.29) можно записать как (см. обозначения (5.2.10))

$$\frac{u_{k,i}}{2} \Delta_x^* q_{k,i} + \frac{\tilde{w}_{k,i}}{2} \Delta_z^* q_{k,i} = 0. \quad (5.5.16)$$

Расписывая разностные операторы в (5.5.16) и группируя члены с индексами "k+1", "k" и "k-1", получим:

$$\left( \frac{w_{k,i} E_w^-}{2\delta z} \right) q_{k+1,i} + \left( \frac{|u_{k,i}|}{\delta x} + \frac{|w_{k,i}|}{\delta z} \right) q_{k,i} - \left( \frac{w_{k,i} E_w^+}{2\delta z} \right) q_{k-1,i} = \frac{u_{k,i}}{2\delta x} (q_{k,i+1} E_u^- + q_{k,i-1} E_u^+), \quad (5.5.17)$$

или

$$a_k^* q_{k+1,i} + b_k^* q_{k,i} + c_k^* q_{k-1,i} = d_k^*, \quad (5.5.18)$$

$$a_k^* = \left( \frac{w_{k,i} E_w^-}{2\delta z} \right); \quad b_k^* = \left( \frac{|u_{k,i}|}{\delta x} + \frac{|w_{k,i}|}{\delta z} \right); \quad (5.5.19)$$

где:

$$c_k^* = -\left( \frac{w_{k,i} E_w^+}{2\delta z} \right); \quad d_k^* = \frac{u_{k,i}}{2\delta x} (q_{k,i+1} E_u^- + q_{k,i-1} E_u^+).$$

при  $k = N$ .

На верхней границе могут реализовываться условия либо "втока" примеси через верхнюю границу области расчетов (при  $w_{N,i} < 0$ ) либо выноса примеси через верхнюю границу в вышележащий слой воздуха (при  $w_{N,i} > 0$ ).

При  $w_{N,i} < 0$   $E_w^+ = 0$  и, следовательно,  $c_N^* = 0$ . Расчетная формула для величины  $q_{N,i}$  принимает вид:

$$q_{N,i} = \frac{d_N^* - a_N^* q_{N+1,i}}{b_N^*}. \quad (5.5.20)$$

При  $w_{N,i} > 0$   $E_w^- = 0$  и, следовательно,  $a_N^* = 0$ , поэтому расчетная формула принимает вид:

$$q_{N,i} = \frac{d_N^* - c_N^* q_{N-1,i}}{b_N^*}. \quad (5.5.21)$$

Таким образом, при  $w_{N,i} < 0$  значение  $q_{N,i}$  непосредственно рассчитывается по формуле (5.5.20), причем величина  $q_{N+1,i}$  задается как фоновое значение уровня загрязнения атмосферы по данному виду примеси.

При  $w_{N,i} > 0$  расчетная формула (5.5.21) приводится к виду (5.2.18), применяемому в методе прогонки. Значение  $q_{N,i}$  берется с предыдущего шага итераций, а

значения  $q$  на боковых границах обсуждаются ниже - см. боковые граничные условия.

Нижнее граничное условие. В наиболее простом виде, записывая уравнение (1.4.18) в конечно-разностном виде, получим:

$$k_{1,i} \Delta_z^+ q_{1,i} - \beta u_{1,i} = 0. \quad (5.5.22)$$

Так как, в общем случае  $k_{1,i} \rightarrow 0$ , то заменим эту величину на  $\bar{K}_{1,i}$ , равную

$$\bar{K}_{1,i} = \frac{k_{1,i} + k_{2,i}}{2}. \quad (5.5.23)$$

Расписывая разностный оператор и группируя члены, получаем:

$$q_{1,i} = \frac{\bar{K}_{1,i}}{\bar{K}_{1,i} + \beta \delta z} q_{2,i}. \quad (5.5.24)$$

В случае использования нижнего граничного условия в более сложном виде (с учетом ветрового подъема) - (1.4.19) - при скорости гравитационного осаждения гораздо меньшей скорости сухого осаждения, т.е.  $W_g \ll \beta$ , имеем:

$$q_{1,i} = \frac{\bar{K}_{1,i}}{\bar{K}_{1,i} + \delta z(\beta - \gamma \delta z)} q_{2,i}. \quad (5.5.25)$$

Боковые граничные условия. В соответствии с проведенным выше обсуждением на боковых границах расчетной области ставятся условия излучения с использованием шаблона СВС<sub>1</sub> и ВАВ<sub>1</sub> (что позволяет избежать задеирования значений на трех временных уровнях (n, n-1, n-2). В этом случае

$$C_{ph} = \frac{\Delta x}{\Delta t} \frac{q(B) - q(B_1)}{2q(A) - q(B) - q(B_1)} \quad (5.5.26)$$

и, окончательно, для граничного значения концентрации примеси на боковой границе  $q_N^{n+1}$  получаем

$$q_N^{n+1} = \begin{cases} \frac{1 - \alpha_1}{1 + \alpha_1} q_N^n + \frac{2\alpha_1}{1 + \alpha_1} q_{N-1}^n, & \text{при } 0 \leq \alpha_1 \leq 1 \\ q_N^n, & \text{при } \alpha_1 < 0 \\ q_{N-1}^n & \text{при } \alpha_1 > 0 \end{cases}, \quad (5.5.27)$$

где

$$\alpha_1 = \frac{q_{N-1}^n - q_{N-1}^{n-1}}{2q_{N-2}^{n-1} - q_{N-1}^{n-1} - q_{N-1}^n}. \quad (5.5.28)$$

В качестве нулевого приближения для концентрации примеси на границе ( $q_N^0$ ) задается либо фоновое значение концентрации (если есть данные о фоне) либо произвольное приемлемое значение.

Расположенные в пределах расчетной области источники примеси задаются концентрациями на границах их ближних зон, рассчитанные по формуле (1.3.13).

Таким образом, разработан вычислительный метод расчета трехмерных полей концентрации загрязняющих веществ с помощью физически обоснованной, высокоустойчивой численной схемы переменных направлений. Объединение двух схем - МАГАТЭ и переменных направлений позволяет рассчитать поле концентраций во всем трехмерном пространстве, окружающем источник примесей. Наложение полей концентраций, рассчитанных для отдельных источников, моделирует пространственно-временное распределение загрязняющих веществ в пределах рассматриваемого региона, что является целью настоящей работы.

#### *5.6. Методика инициализации модели расчетов модели расчета характеристик диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы*

В соответствии с введенной в § 1.1 концепцией ближней и дальней зон процессы переноса и рассеяния примеси в расчетной области описываются:

- 1) в окрестности источника примеси (на расстояниях до 1 км) гауссовой моделью рассеяния Паскуилла-Гиффорда (1.3.12);
- 2) вне ближней зоны - на основе уравнения турбулентной диффузии (1.3.13).

Инициализация модели рассеяния (1.3.12) состоит в расчете по входной информации, описанной в § 2.1, и выходной информации блока расчета турбулентно-циркуляционных характеристик АПС следующих параметров:

- скорости переноса  $U$  на уровне эффективной высоты источника примеси;
- стандартных отклонений  $\sigma_y, \sigma_z$  - координат частицы примеси в направлениях  $Y$  и  $Z$ , поперечных направлению переноса по оси  $X$ .

Таким образом, план-схему расчета входной информации модели (1.3.12) можно представить в следующем виде:

1. расчет эффективной высоты источника  $H$ , по его техническим характеристикам и характеристикам выбрасываемой примеси;
2. расчет скорости переноса  $U$  на уровне эффективной высоты  $H$ , по модельным трехмерным полям ветра в нижней части атмосферы;



3. расчет параметров диффузии  $\sigma_y, \sigma_z$  по расчетным значениям характеристик турбулентности в АПС в районе источника.

На первом шаге, поскольку выброс из источника обладает начальной скоростью и начальной температурой, отличающейся от температуры окружающего воздуха, то на начальном участке примесь поднимается вверх, поэтому фактически высотой источника следует считать его эффективную высоту:

$$H_3 = H + \Delta H. \quad (5.6.1)$$

В настоящее время (Берлянд, 1975; Ханна, 1985; Бызова и др., 1991) предложено несколько вариантов расчетов высоты подъема дымового факела  $\Delta H$ . Исходным положением при таких расчетах принимается, что подъем факела заканчивается, когда внутренняя скорость диссипации в факеле становится равной внешней скорости диссипации турбулентной энергии:

$$\Delta H = a^2 W / \varepsilon, \quad (5.6.2)$$

где  $a^2 = 1,5 \text{ м}^2/\text{с}^2$  - эмпирический параметр,  $W$  - вертикальная скорость на оси трубы. В случае действия силы плавучести высота  $\Delta H$  определяется соотношением

$$\Delta H = b F^{1/2} / U, \quad (5.6.3)$$

где  $b$  - эмпирический параметр, учитывающий влияние стратификации,  $F$  - начальный подъем за счет силы плавучести, определяемый по формуле

$$F = \left( \frac{g}{T_g} \right) W_0 R_0^2 \Delta T, \quad (5.6.4)$$

где : -  $R_0$  - радиус устья трубы;

-  $W_0$  и  $\Delta T = T_g - T_a$  - скорость и перегрев выходящих из устья трубы газов;

-  $T_g, T_a$  - температура выброса и окружающего воздуха в градусах Кельвина, соответственно.

При нейтральной стратификации для расчета  $\Delta H$  была предложена (Бригс, 1975) формула

$$\Delta H = 1.54 \left( \frac{F}{U V_*^2} \right)^{2/3} H^{1/3}, \quad (5.6.5)$$

а для конвективных условий

$$\Delta H = 3 \left( \frac{F}{U} \right)^{\frac{3}{5}} \left( \frac{g}{T} \overline{W \theta'} \right)^{-\frac{2}{5}} \quad (5.6.6)$$

В работе Берлянда и др. (1987) была предложена приближенная инженерная формула для определения высоты начального подъема  $\Delta H$ , которая использовалась в данной работе:

$$\Delta H = \frac{1.5 W_0 R_0}{u(Z_\phi)} \left[ 2.5 + \frac{3.3 g R_0 \Delta T}{u(Z_\phi)^2 T_a} \right], \quad (5.6.7)$$

где:  $u(Z_\phi) \equiv U$  - скорость воздушного потока на уровне трубы.

На втором шаге скорость переноса примеси  $U$  на уровне  $H$ , рассчитывается по координатам источника методом интерполяции результатов модельных расчетов трехмерных полей ветра в АПС.

На третьем этапе проводится расчет параметров диффузии  $\sigma_y, \sigma_z$  по модельным значениям характеристик турбулентности в АПС в районе источника. Для этого в работе сформулированы интерполяционные соотношения для определения дисперсии координат примеси  $\sigma_y, \sigma_z$  по результатам восстановления внутренней структуры мезомасштабного пограничного слоя и опирающиеся на экспериментальные исследования последних лет (Бызова и др., 1991). Известно, что эти дисперсии зависят от соотношения положения центра облака примеси и масштаба длины Обухова - Монина  $L_0$ .

Высота центра тяжести облака примеси ( $Z_{обл}$ ) линейно зависит от времени ( $t$ ):

$$Z_{обл} - H = b_1 V_* t; \quad (5.6.8)$$

где  $H$  - высота источника;  $b_1$  - эмпирическая константа.

Тогда при нейтральной стратификации ( $-0.2 \leq \frac{Z_{обл}}{L_0} \leq 0.1$ ) дисперсии всех трех координат связаны с временем рассеивания соотношением:

$$\sigma_H^2 = a_1^2 (V_* t)^2; \quad (5.6.9)$$

где  $a_1$  - эмпирическая константа.

Для сильной неустойчивости (**СН**) и для сильной устойчивости (**СУ**) выполняются следующие асимптотические соотношения:

$$\sigma_{СН}^2 = a_2^2 (V_* t)^3 / |L_0| \quad \text{при } L_0 < 0;$$

$$\sigma_{cy}^2 = a_3^2 V_* t L_0 . \quad \text{при } L_0 > 0 . \quad (5.6.10)$$

где  $a_2$  ,  $a_3$  - эмпирические константы.

Из зависимостей (5.6.9) и (5.6.10) можно получить путем склейки следующие интерполяционные формулы для дисперсий координат:

$$\begin{aligned} \sigma^2 &= \tilde{a}_1^2 (V_* t)^2 + \tilde{a}_2^2 (V_* t)^3 / |L_0| \quad \text{при } L_0 < 0; \\ \sigma^2 &= \tilde{a}_3^2 (V_* t)^2 \left( 1 + \tilde{a}_4^2 \frac{V_* t}{L_0} \right)^{-1} \quad \text{при } L_0 > 0; \end{aligned} \quad (5.6.11)$$

где  $\tilde{a}_i$  - интерполяционные коэффициенты.

Таким образом, для использования соотношений (5.6.9) - (5.6.11) необходимо определить значения величин скорости турбулентного трения  $V_*$  и масштаба длины Обухова-Монина  $L_0$ . Эти величины определяются при решении задачи восстановления трехмерной турбулентно-циркуляционной структуры пограничного слоя на основе используемой модели (1.3.1-1.3.11).

Таким образом, в ближней зоне и, следовательно, на наветренных плоскостях выбранной трехмерной области дальней зоны концентрация примеси определяется по стандартной метеорологической информации и параметрам источника.

В ряде случаев (мониторинг уровней загрязнения вблизи крупных предприятий - например, АЭС, химические предприятия и т.п.) стоит задача расчета *локального переноса* и рассеяния примеси в пределах ближней зоны. В этом случае нет необходимости проводить расчеты с привлечением блока вычислений внутренней структуры АПС по трехмерной модели. Для задач локального переноса была разработана методика расчета входных параметров по данным метеорологических станций, пунктов радиозондирования (при их наличии) и дополнительных источников метеорологической информации о структуре нижнего слоя атмосферы - например, метеорологических мачт.

Рассмотрим последовательно методики расчета скорости переноса и характеристики турбулентного обмена  $\sigma_y$ ,  $\sigma_z$  в ближней зоне в задачах регионального и локального переноса примеси.

В задаче локального переноса в зависимости от имеющейся метеорологической информации расчет скорости переноса проводится следующим образом:

а) *стандартная метеорологическая информация*. При наличии вблизи источника (на расстоянии не более 100 км) пункта радиозондирования для восстановления скорости переноса на уровне источника используются результаты восстановления вертикального профиля ветра по одномерной модели. При этом скорость вет-

ра на уровне источника рассчитывается путем линейной интерполяции между соседними счетными уровнями, куда попадает эффективная высота источника.

Если пункт радиозондирования отсутствует, то скорость потока на уровне эффективной высоты источника определяется по скорости ветра на уровне флюгера  $u(Z_{\phi})$  в ближайшем пункте метеорологических наблюдений в соответствии с уравнением (Бызова и др., 1991):

$$U = u(Z_{\phi}) \left( \frac{H_i}{Z_{\phi}} \right)^m \quad \text{если } H_i > 10 \text{ м;} \quad (5.6.12)$$

$$U = u(Z_{\phi}) \quad \text{если } H_i \leq 10 \text{ м.}$$

Здесь:  $H_i$  - эффективная высота источника;

$m$  - показатель степени для вертикального профиля ветра. Значения этого показателя определяются в зависимости от класса термодинамической устойчивости пограничного слоя по Паскуиллу-Тернеру (Бызова, 1974) (см. табл.5.1):

Таблица 5.1

Показатель степени  $m$  в зависимости от устойчивости пограничного слоя

Категория устойчивости	A	B	C	D	E	F
Значение $m$	0.09	0.20	0.22	0.28	0.37	0.42

б) наличие *дополнительной метеорологической информации* (например, наличие метеорологической мачты вблизи источника) позволяет уточнить результаты восстановления вертикальной структуры поля ветра вблизи источника примеси. Методика уточнения зависит от

⇒ используемой методики расчета скорости  $U$ ;

⇒ вида дополнительной метеорологической информации.

По методике МАГАТЭ (Защита атмосферы..., 1988; Руководство..., 1980; Techniques..., 1987) диффузионные параметры  $\sigma_y, \sigma_z$  являются степенными функциями расстояния  $X$  от источника:

$$\sigma_j = P_j X^{q_j}; \quad j = Y, Z. \quad (5.6.13)$$

Коэффициенты  $P_j, q_j$  определены в зависимости от категории устойчивости атмосферы и эффективной высоты источника  $H_e$  (табл. 5.2) (Руководство..., 1980;).

Значения коэффициентов  $P_j$  и  $q_j$  в зависимости  
от класса устойчивости атмосферы и эффективной высоты источника  $H_0$

Эффективная высота (в м)	Класс ус- тойчивости	Значения $P_y$	Значения $q_y$	Значения $P_z$	Значения $q_z$
50	A	0.170	1.296	0.051	1.317
	B	0.876	0.823	0.127	1.108
	C	0.659	0.807	0.167	0.996
	D	0.640	0.784	0.215	0.885
	E	0.801	0.754	0.264	0.774
	F	1.294	0.718	0.241	0.662
100	A	1.423	0.833	0.151	1.219
	B	0.324	1.025	0.070	1.151
	C	0.466	0.866	0.137	0.985
	D	0.504	0.818	0.265	0.818
	E	0.411	0.882	0.487	0.652
	F	0.253	1.057	0.717	0.486
180	A	0.671	0.903	0.0245	1.420
	B	0.415	0.903	0.0330	1.320
	C	0.232	0.903	0.104	0.997
	D	0.208	0.903	0.307	0.734
	E	0.345	0.903	0.346	0.557
	F	0.671	0.903	0.484	0.500

Для других эффективных высот источника, находящихся между уровнями 50 м и 180 м, эти коэффициенты определяются по следующим интерполяционным формулам:

$$q_j(H_i) = \frac{(H_i - H_u)q_j(H_0) + (H_0 - H_i)q_j(H_u)}{H_0 - H_u}, \quad (5.6.14)$$

$$P_j(H_i) = P_j(H_0)^{\frac{H_i - H_u}{H_0 - H_u}} \times P_j(H_u)^{\frac{H_0 - H_i}{H_0 - H_u}};$$

где:  $H_i$  - фактическая высота источника;  $H_u$  - нижняя основная высота;  $H_0$  - верхняя основная высота. Здесь под основными эффективными высотами понимаются уровни 50, 100 и 180 метров.

Для использования табл. 5.2 кроме эффективной высоты источника необходимо знать класс термодинамической устойчивости по Паскуиллу-Тернеру (Бызова,

1974). В этой работе также было предложено уточнение методики классификации устойчивости атмосферы.

В окончательном варианте класс устойчивости определяется по параметрам:

- по скорости ветра на высоте флюгера;
- видимости;
- наличию снежного покрова;
- баллу облачности;
- высоте Солнца.

Эти параметры определяются по наземным метеорологическим наблюдениям. Однако, исходя из физического механизма формирования структуры пограничного слоя атмосферы, можно предположить, что класс устойчивости должен однозначно определяться через термодинамические характеристики приземного подслоя атмосферы. Основной термодинамической характеристикой здесь является масштаб Обухова-Монина  $L_0$ , характеризующий устойчивость пограничного слоя.

Таблица 5.3

Средние значения параметра  $L_0$   
для категорий термодинамической устойчивости

Категория устойчивости	A	B	C	D	E	F
Значение $L_0$	-25	-48	-80	640	150	54

В работе Бызовой и др. (1987) на основе результатов количественной оценки характеристик пограничного слоя для различных классов термодинамической устойчивости были получены средние значения масштаба  $L_0$  для каждой из шести категорий устойчивости, которые подтверждают данные, приведенные в табл.5.3.

Приведенные алгоритмы расчета скорости ветра и характеристик турбулентного обмена в ближней зоне реализованы программами **REG\_BL** и **LOK\_BL**, входящими в состав программного комплекса **BLA**.

Для инициализации уравнения турбулентной диффузии (1.3.13) необходимо задать значения концентрации примеси во внутренних узлах регулярной расчетной сетки. Начальные условия при  $t = t_0$  сформулированы, исходя из того, что на наветренной стороне дальней зоны расчетной области концентрации примесей за счет источников, находящихся как внутри так и вне области расчетов, определяемые по модели МАГАТЭ для ближней зоны, сохраняются в течение всего расчетного времени. В других точках дальней зоны расчетов в начальный момент времени воздух считается полностью "чистым" от примеси или задается фоновое значение концентрации данной примеси. Расчеты ведутся для каждого источника, а общие поля концентраций получаются в результате наложения всех рассчитанных полей концентраций от отдельных источников друг на друга.

## Глава 6. Моделирование процессов распространения и рассеяния примеси в АПС при различных метеорологических условиях

### 6.1. Классификация метеорологических условий распространения и рассеивания примеси над Украиной

Метеорологические условия, как известно (например, Берлянд, 1985; Бызова и др., 1990) определяют процессы распространения и рассеяния примесей в атмосфере. В нижних слоях эти процессы связаны с характеристиками АПС. Примесь, попадающая в турбулентную среду, под влиянием пульсаций скорости потока начинает рассеиваться в ней, образуя загрязненную область. Средняя скорость потока  $U$  создает снос примеси от источника по направлению ветра. Частица, прошедшая через источник (например вершину трубы), спустя время  $t$  будет находиться в среднем на расстоянии  $x = Ut$  от его плоскости.

В качестве модели факела можно принять (см. Бызова и др., 1991), что у вершины трубы в каждое мгновение образуется дымовой клуб или облако конечных размеров, которое сразу же сносится ветром, а на его месте образуется новое. Конфигурация факела в каждый момент времени представляет собой ряд таких клубов, выпущенных последовательно один за другим, которые подхватываются воздушным потоком, и далее их трансформация происходит в соответствии с физическими механизмами турбулентного перемешивания. По мере перемещения в воздушном потоке эти клубы примеси постепенно (в зависимости от параметров рассеяния) увеличиваются в размерах. Вследствие возрастания геометрических размеров облака примеси в процесс его рассеивания вовлекаются турбулентные вихри все больших размеров. Следовательно, параметры рассеяния должны существенно зависеть от размеров рассеивающегося облака примесей, т.е. по существу, от расстояния от источника примесей.

Описанный механизм распространения и рассеяния примеси относится к выделенной нами *ближней зоне*, где распределение концентрации примеси рассчитывается по гауссовой модели, параметрами которой являются скорость переноса  $U$  и параметры рассеяния - поперечные дисперсии координат частиц примеси, являющиеся функциями удаления от источника примеси и характеристик интенсивности турбулентного перемешивания. В § 2.4 сформулирован вычислительный алгоритм расчета указанных дисперсий по стандартной метеорологической информации на основе данных моделирования АПС.

В *дальней зоне* характеристики распространения и рассеяния примеси определяются атмосферными процессами динамического, термического, влажностного, *примесного* взаимодействия натекающего воздушного потока с подстилающей поверхностью Земли, характеристиками которого являются соответствующие турбулентные потоки импульса, тепла, влаги, примеси. Вертикальные профили этих потоков, других параметров турбулентности (для задач рассеяния примеси наиболь-

ший интерес представляет коэффициент турбулентной вязкости) как и метеорологических величин являются характеристиками внутренней структуры АПС, которая определяется действием физических механизмов, количественное описание которых осуществляется с помощью разработанной трехмерной нестационарной стратифицированной бароклинной модели.

Входные параметры этой модели можно определять по двум видам метеорологической информации:

⇒ данные наземных метеорологических наблюдений и радиозондирования атмосферы.

⇒ детальные измерения на метеорологических и телевизионных мачтах;

Для определения характеристик внутренней структуры АПС, необходимых для оперативных расчетов процессов распространения и рассеяния примеси в дальней зоне, на основе стандартных метеорологических наблюдений перспективным представляется подход, основанный на использовании типовых вертикальных профилей ветра и коэффициента турбулентности а АПС для идентичных метеорологических ситуаций. Иными словами, необходимо создание классификации метеорологических условий, определяющих процессы распространения и рассеяния примеси в АПС.

Известные классификации - Паскуила, Тернера, Смита, Улига, Клуга, Клуга и Манира, обобщенной ИЭМ (см. Бызова, 1973) - определяют метеорологических условий распространения и рассеяния примеси в ближней зоне и в качестве входных параметров используются данные (количественные и качественные) стандартных наземных измерений - скорость ветра на уровне флюгера, характеристики солнечной и земной радиации, данные об облачности, градиентные наблюдения.

Применение данных классификаций типизации условий распространения и рассеяния примесей в дальней зоне вероятно нецелесообразно, так как при использовании наземных измерений они лишь косвенным образом могут учесть термодинамические условия в верхней части АПС, которые существенным образом влияют на условия распространения и рассеяния примеси, а также на обмен примесью между АПС и свободной атмосферой.

В этой связи, существенным шагом вперед, с нашей точки зрения, явилась, предложенная в работах Бызовой и Шнайдемана (1985, 1986) классификация метеорологических условий в АПС по данным метеорологической мачты ИЭМа высотой 300м, для которых были получены типовые безразмерные вертикальные профили метеорологических величин и характеристик турбулентности. Преимуществом использованного в данной работе подхода к обработке метеорологических данных является то, что в ней для классификации использованы количественные параметры, характеризующие основные физические механизмы формирования АПС. Однако и данная классификация не позволяет учесть условия в верхней части АПС в силу ограничений, связанных с высотой метеорологической мачты (300 м).



Поэтому разработанная в работе методика классификации Бызовой и Шнайдемана (1984) была использована для обобщения данных радиозондирования атмосферы пункта Долгопрудный за период с 1 января 1978 г. по 31 декабря 1987 г. по 4 срокам (00, 06, 12 и 18 час СГВ). Столь обширная информация позволила выделить большинство характерных комбинаций параметров, определяющих структуру АПС, для каждого случая зондирования получить его код, а затем построить функции распределения пятизначных кодов.

В качестве физических параметров классификации здесь используются параметры, характеризующие взаимодействие натекающего потока с подстилающей поверхностью, АПС со свободной атмосферой и физические механизмы формирования внутренней структуры АПС,:

- ◆ скорость переноса вблизи верхней границы АПС;
- ◆ стратификация в приземном подслое;
- ◆ стратификация в верхней части АПС;
- ◆ горизонтальная термическая адвекция.

Скорость невозмущенного натекающего потока, с которой отождествляется скорость ветра на  $AT_{850}$  вместе с горизонтальным градиентом средней в АПС температуры, который формирует вертикальный профиль геострофического ветра и, следовательно, оказывает существенное влияние на перепад скорости потока в пограничном слое определяет вертикальный перепад скорости потока в пограничном слое атмосферы и, следовательно, динамические условия формирования переноса и турбулентной диффузии в АПС. Параметры термической стратификации определяют термодинамические условия распространения и рассеивания примеси вблизи подстилающей поверхности и вблизи верхней границы АПС, в частности влияние "запирающих" инверсий на формирование аномальных условий обмена примесью в АПС.

Для каждого физического параметра были введены такие количественные и качественные критерии (см. также табл. 6.1).

1) скорость ветра на  $AT_{850}$  (код  $B_1$ )

слабый ветер  $V_{850} \leq 5$  м/с

умеренный ветер  $5 \text{ м/с} \leq V_{850} \leq 10$  м/с

ветер от умеренного до сильного  $10 \text{ м/с} < V_{850} \leq 15$  м/с

сильный ветер  $V_{850} > 15$  м/с

2) направление ветра на  $AT_{850}$  (код  $B_2$ )

3) стратификация в приземном подслое  $\gamma_1 = \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_1$  (код  $B_3$ )

сильная неустойчивость -  $\gamma_1 < -1.25$  К/100м

умеренная неустойчивость  $-1.25 \text{ К/100м} \leq \gamma_1 < -0.75 \text{ К/100м}$

слабая неустойчивость  $-0.75 \text{ К/100м} \leq \gamma_1 < -0.25 \text{ К/100м}$

безразличная стратификация  $-0.25 \text{ K/100м} \leq \gamma_1 \leq 0.25 \text{ K/100м}$

слабая устойчивость  $0.25 \text{ K/100м} < \gamma_1 \leq 0.75 \text{ K/100м}$

устойчивость  $0.75 \text{ K/100м} < \gamma_1 \leq 1.25 \text{ K/100м}$

слабая инверсия  $1.25 \text{ K/100м} < \gamma_1 \leq 1.75 \text{ K/100м}$

умеренная инверсия  $1.75 \text{ K/100м} < \gamma_1 \leq 2.25 \text{ K/100м}$

сильная инверсия  $\gamma_1 > 2.25 \text{ K/100м}$

4) стратификация в верхней части пограничного слоя  $\gamma_2 = \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_2$  (код B<sub>4</sub>)

неустойчивость  $\gamma_2 < -0 \text{ K/100м}$

безразличное состояние  $0 \text{ K/100м} \leq \gamma_2 \leq 0.4 \text{ K/100м}$

слабая устойчивость  $0.4 \text{ K/100м} < \gamma_2 \leq 0.8 \text{ K/100м}$

устойчивость  $0.8 \text{ K/100м} < \gamma_2 \leq 1.2 \text{ K/100м}$

слабая инверсия  $1.2 \text{ K/100м} < \gamma_2 \leq 1.6 \text{ K/100м}$

умеренная инверсия  $1.6 \text{ K/100м} < \gamma_2 \leq 2.0 \text{ K/100м}$

сильная инверсия  $\gamma_2 > 2.0 \text{ K/100м}$

5) обобщенный параметр бароклинности (адвективное изменение температуры

за единицу времени)  $\gamma_A = - \left( u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} \right)$  (код B<sub>5</sub>)

адвекция холода  $\begin{cases} \text{сильная} & \gamma_A < -1.0 \text{ K / ас} \\ \text{умеренная} & -1.0 \leq \gamma_A < -0.6 \text{ K / ас} \\ \text{слабая} & -0.6 \leq \gamma_A < -0.2 \text{ K / ас} \end{cases}$

безадвективные условия  $-0.2 \text{ K/час} \leq \gamma_A \leq 0.2 \text{ K/час}$

адвекция тепла  $\begin{cases} \text{слабая} & 0.2 < \gamma_A \leq 0.6 \text{ K / ас} \\ \text{умеренная} & 0.6 < \gamma_A \leq 1.0 \text{ K / ас} \\ \text{сильная} & \gamma_A > 1.0 \text{ K / ас} \end{cases}$

Таким образом каждый класс метеорологических условий формирования АПС характеризуется уникальным пятизначным кодом B<sub>1</sub> B<sub>2</sub> B<sub>3</sub> B<sub>4</sub> B<sub>5</sub>.

Из общего числа 14608 радиозондирований атмосферы параметры классификации можно было рассчитать в 11292 случаях, из которых было получено 3170 классов метеорологических условий формирования АПС. В каждом из классов находилось различное число случаев, поэтому, исходя из малого шага выбранных градаций параметров классификации, для типизации были отобраны классы с числом случаев 7 и более. В результате было отобрано 395 классов, которые охватили 5703 случая, что составляет 50.5% от всех классифицированных радиозондов. Как представляет-

ся, такой подход дает возможность определить характерные термодинамические условия формирования АПС (а следовательно, и условия распространения и рассеяния примеси.).

На следующем этапе были рассчитаны детальные типовые вертикальные профили метеорологических величин и характеристик турбулентности для каждого класса с использованием модели АПС, описанной в главе 2.

Построение типовых профилей может быть осуществлено по данным аэрологических измерений. Однако в этом случае необходимо предварительно осуществлять приведение всех вертикальных профилей метеорологических величин к единой шкале высот. При большой вертикальной изменчивости метеорологических величин в пограничном слое (и особенно в приземном подслое) любая методика интерполяции приведет к достаточно большим погрешностям. В связи с этим расчет метеорологических величин на стандартных уровнях с помощью модели пограничного слоя представляет, по существу, вариант процедуры гидродинамической интерполяции в пределах АПС. При этом, наряду с расчетом метеорологических величин определяются типовые профили параметров турбулентности. В результате получены обобщенные характеристики внутренней структуры АПС для различных типов метеорологических условий, определяющих условия распространения и рассеяния примеси в нижнем километровом слое атмосферы (см. табл. 6.2-6.4).

Таблица 6.1

### Градации критериев классификации

$B_1$	1	2	3	4	5
$V_{850}$ (м/с)	0÷5.0	5.1÷10.0	10.1÷15.0	15.1÷20.0	> 20.0

$B_2$	1	2	3	4	5	6	7	8
$dd_{850}$ град	338÷22	23÷67	68÷112	113÷157	158÷202	203÷247	248÷292	293÷337

$B_3$	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\gamma_1$ K/100м	< -1.25	-1.25÷-0.76	-0.75÷-0.26	-0.25÷0.25	0.26÷0.75	0.76÷1.25	1.26÷1.75	1.76÷2.25	> 2.25

$B_4$	1	2	3	4	5	6	7
$\gamma_2$ K/100м	< 0	0.0÷-0.40	0.41÷0.80	0.81÷1.20	1.21÷1.60	1.61÷2.0	> 2.0

$B_5$	1	2	3	4	5	6	7
$\gamma_A$ K/час	< -1.0	-1.0÷--0.61	-0.60÷-0.2	-0.20÷0.20	0.21÷0.60	0.61÷1.0	> 1.0

Таблица 6.2

**Интегральные характеристики АПС для отдельных классов**

Класс	$V_g$	$\gamma_1$	$\gamma_2$	S	v	$K_{max}$	$V_*$	H
а) при безразличной стратификации во всем пограничном слое								
16424	5,1	-0,04	0,21	-1,0	128	5,1	0,25	435
26425	8,3	-0,06	0,26	-0,9	155	11,0	0,38	640
36425	12,7	0,02	0,21	0,3	130	22,8	0,56	910
46425	17,4	-0,00	0,28	-0,0	173	41,1	0,74	1270
б) при приземной инверсии								
15624	4,0	0,94	0,19	32,3	112	1,2	0,16	200
25624	9,7	0,99	0,25	14,1	155	7,2	0,41	540
35624	12,9	0,96	0,24	10,2	143	13,8	0,54	745
в) при слабой неустойчивости в приземном слое								
11334	4,5	-0,47	0,55	-14,7	347	6,9	0,23	360
21334	8,3	-0,40	0,56	-6,9	358	12,9	0,39	610
31334	12,4	-0,43	0,58	-4,9	363	24,9	0,56	880
41334	17,6	-0,41	0,50	-3,3	322	44,5	0,76	1230
г) при приподнятой инверсии								
16474	6,6	0,03	2,87	0,6	1826	4,3	0,30	310
26474	9,0	0,02	3,10	0,4	1967	7,8	0,40	410
36474	13,1	-0,03	3,41	-0,3	2126	16,3	0,57	610
46473	17,7	0,03	3,05	0,2	1977	27,2	0,76	770

Следует отметить, что в Справочнике по профилям ветра в пограничном слое атмосферы (Скляров, 1968) приведено обобщенные данные радиозондирования атмосферы, однако при их построении проведено формальное осреднение (по месяцам) исходных данных, что по информативности значительно уступает полученным в работе осредненным вертикальным профилям ветра и температуры. Кроме того, полученная метеорологическая информация существенно расширена за счет полученных интегральных (динамическая скорость, турбулентный поток тепла) и дифференциальных (вертикальный профиль коэффициента турбулентности) характеристик необходимых для расчетов распространения и рассеяния примеси на основе уравнения турбулентной диффузии.

Осредненные характеристики АПС получены для 182 классов, которые охватывают широкий диапазон изменения входных параметров (скорости ветра, условий термической стратификации и адвекции в АПС). Несмотря на то, что данная типизация метеорологических условий формирования АПС построена по данным для

конкретного географического пункта, она может быть использована для описания внутренней структуры АПС над районами со сходных по физико-географическим условиям с условиями ст. Долгопрудный, т.е. для всех регионов Украины, за исключением района Карпат и прибрежного региона (см. параграф 3.1.).

Таблица 6.3

*Обобщенные вертикальные профили ветра в АПС для отдельных классов  
(числитель - скорость ветра в м/с, знаменатель - направление ветра в град.)*

Класс	Высота над уровнем подстилающей поверхности в метрах						
	2	10	50	100	300	500	1000
	а) при безразличной стратификации во всем пограничном слое						
16424	1,5/184	2,5/184	3,4/188	4,0/195	5,2/202	4,9/207	4,0/221
26425	2,1/185	3,6/185	5,0/188	5,7/194	7,4/199	8,3/204	8,6/216
36425	2,8/195	5,0/195	7,3/198	8,1/204	10,4/206	12,3/208	12,6/220
46425	3,1/197	6,8/197	9,8/198	10,9/202	13,4/208	15,0/206	17,3/219
	б) при приземной инверсии						
15624	0,0/160	0,8/160	2,1/172	2,9/181	3,9/187	3,7/192	3,2/187
25624	0,5/145	2,3/145	4,7/145	5,9/147	8,7/164	9,7/174	8,6/181
35624	1,1/152	3,3/152	6,2/153	7,6/157	10,6/163	12,7/168	12,9/178
	в) при слабой неустойчивости в приземном слое						
11334	1,7/322	2,5/322	3,1/326	3,4/328	4,5/333	4,4/341	4,1/351
21334	2,5/330	4,0/330	5,2/331	5,8/335	7,4/339	8,0/344	7,9/353
31334	3,3/325	5,5/325	7,6/326	8,3/330	10,1/332	12,2/336	12,3/349
41334	4,3/326	7,2/326	10,2/327	11,3/329	13,6/330	15,2/332	17,3/347
	г) при приподнятой инверсии						
16474	1,5/167	2,7/167	4,0/160	4,7/154	6,2/164	5,8/187	4,8/217
26474	2,0/180	3,6/180	5,3/177	6,1/165	8,9/179	8,8/193	8,5/214
36474	3,0/193	5,2/193	7,6/186	8,5/168	11,6/187	12,7/197	13,0/213
46473	3,9/197	6,6/197	9,7/197	11,0/197	14,0/195	17,0/198	17,5/217

В таблицах 6.2-6.4 приведены результаты для классов, представляющих особый интерес с точки зрения условий распространения и рассеяния примесей :

а) от наземных источников - классы со слабым переносом ( $B_1=1$ ), инверсией в приземном подслое ( $B_3=6$ )

б) от высотных источников - классы со слабым переносом ( $B_1=1$ ), приподнятой инверсией ( $B_4=7$ )

в сопоставлении с классами, описывающими метеорологические условия интенсивного переноса и рассеяния примеси:

- а) скорость переноса больше умеренного ( $B_1=4,5$ )
- б) неустойчивости в приземном подслое ( $B_3=3$ ) и в верхней части АПС ( $B_4=5,6$ )

Из результатов сопоставления результатов для этих классов, следует, что:

- 1) интегральные параметры АПС (высота пограничного слоя  $H$ , значения максимального коэффициента турбулентности  $K_{\max}$ , динамическая скорость  $V_*$ ) существенно зависят от скорости невозмущенного потока (см. табл. 6.2) - при всех условиях стратификации в АПС наблюдается рост указанных характеристик с увеличением скорости ветра;
- 2) значения интегральных параметров АПС также зависят от термической стратификации в нижней и верхней частях пограничного слоя. Так, при переходе от безразличной стратификации во всем пограничном слое к стратификации, характеризующейся приподнятой инверсией, происходит существенное уменьшение высоты пограничного слоя (на величины от 100 до 500 м) и значения максимального коэффициента турбулентности  $K_{\max}$  (до  $15 \text{ м}^2/\text{с}$ );
- 3) скорости ветра при прочих равных условиях минимальны при приземной инверсии (см. табл. 6.3) и достигают максимальных значений для условий приподнятой инверсии. В профилях ветра отмечается хорошо выраженный правый поворот, за исключением условий приподнятой инверсии. На всех уровнях наблюдается закономерный рост скорости ветра с увеличением скорости геострофического ветра;
- 4) в профилях коэффициента турбулентности (см. табл. 6.4) с ростом скорости невозмущенного потока наблюдается увеличение их значений. Максимумы отмечаются при слабой неустойчивости в приземном слое. Их величины примерно в два раза больше, чем в условиях приземной и приподнятой инверсий, причем слой распространения значительных величин коэффициента турбулентности значительно больше в условиях слабой неустойчивости и безразличном состоянии. Высота, на которой достигается максимум коэффициента турбулентности прямо пропорциональна скорости невозмущенного потока.

Рассчитанные для конкретных классов типовые профили метеорологических величин и характеристик турбулентности могут быть использованы при расчете переноса и рассеяния примеси для термодинамических условий, реализуемых в реальных метеорологических ситуациях. Примеры таких расчетов приведены в параграфе 6.2.

*Обобщенные вертикальные профили коэффициента турбулентности (в м<sup>2</sup>/с)  
для отдельных классов*

Класс	Высота над уровнем подстилающей поверхности в метрах							
	2	10	50	100	200	300	500	750
	а) при безразличной стратификации во всем пограничном слое							
16424	0,2	1,1	4,0	5,1	2,7	0,6	~ 0	-
26425	0,3	1,6	5,9	10,0	10,3	5,2	0,5	~ 0
36425	0,4	2,3	10,8	17,3	22,6	21,0	6,9	1,2
46425	0,6	3,0	14,9	26,9	37,9	41,0	28,9	6,8
	б) при приземной инверсии							
15624	0,1	0,4	1,1	1,2	0,8	~ 0	-	-
25624	0,3	1,4	4,2	6,7	6,3	3,6	2,1	~ 0
35624	0,4	1,9	6,6	11,1	13,8	10,9	4,9	~ 0
	в) при слабой неустойчивости в приземном подслое							
11334	0,2	1,3	5,8	6,7	0,6	0,1	~ 0	-
21334	0,3	1,7	8,6	12,0	11,5	3,1	0,1	~ 0
31334	0,4	2,5	13,4	20,6	24,8	20,5	2,5	0,1
41334	0,6	3,3	16,5	31,2	42,1	44,3	27,3	4,0
	г) при приподнятой инверсии							
16474	0,2	1,2	4,2	3,5	0,2	~ 0	-	-
26474	0,3	1,7	6,8	7,6	1,9	0,2	~ 0	-
36474	0,5	4,1	11,5	16,0	12,6	3,0	0,1	-
46473	0,6	3,1	15,0	25,1	26,2	16,3	1,4	~ 0

Однако для задач планирования и оценки антропогенного воздействия на атмосферу важно получить фоновые концентрации, осредненные с учетом повторяемости каждого класса метеорологических условий. В связи с этим необходимо иметь типовые профили метеорологических величин и характеристик турбулентности для так называемых "климатических классов", т.е. классов, сконструированных по рассчитанным средним климатическим значениям параметров классификации.

Интегральные характеристики АПС для климатических классов

Класс	$V_g$	$\gamma_1$	$\gamma_2$	S	v	$K_{max}$	$V_*$	H
21434	9,5	-0,12	0,57	-1,8	351	13,3	0,43	680
22424	8,5	-0,09	0,23	-1,5	139	12,0	0,38	660
13434	6,2	-0,04	0,57	-1,0	355	5,8	0,29	450
14434	4,3	-0,04	0,53	-1,2	325	3,0	0,20	330
25434	8,5	-0,10	0,56	-1,7	343	10,8	0,39	610
26444	8,0	-0,02	0,97	-0,4	617	8,2	0,36	520
27434	8,4	-0,08	0,55	-1,4	347	10,4	0,38	610
28434	10,1	-0,07	0,55	-1,0	345	14,4	0,45	720

В таблице 6.5 скорость геострофического ветра ( $V_g$ ) и динамическая скорость ( $V_*$ ) приведена в м/с, градиенты термической стратификации ( $\gamma_1$  и  $\gamma_2$ ) - в К/100м, высота АПС (H) - в метрах, максимальное значение коэффициента турбулентной вязкости ( $K_m$ ) - в м<sup>2</sup>/с.

Осредненная по всему 10-летнему временному ряду (для каждого из 8 секторов направлений невозмущенного потока) величина каждого параметра рассчитывается по формуле:

$$\bar{a}_k = \frac{\sum_{i=1}^{N_k} \left( \frac{f_i^{(k)} + f_{i+1}^{(k)}}{2} \right) n_i^{(k)}}{\sum_{i=1}^{N_k} n_i^{(k)}}. \quad (6.1)$$

где  $k = 1, 3, 4, 5$  - номера параметров, соответствующие таблице классификации 6.1 ( $B_1 B_3 B_4 B_5$ ),

$i$  - номер градации параметра,

$N_k$  - число градаций  $k$ -го параметра,

$n_i^{(k)}$  - число случаев в  $i$ -й градации,

$f_i^{(k)}$  - нижний предел градации,

$f_{i+1}^{(k)}$  - верхний предел градации.



*Обобщенные вертикальные профили ветра в АПС для климатических классов (числитель - скорость ветра в м/с, знаменатель - направление ветра в град.)*

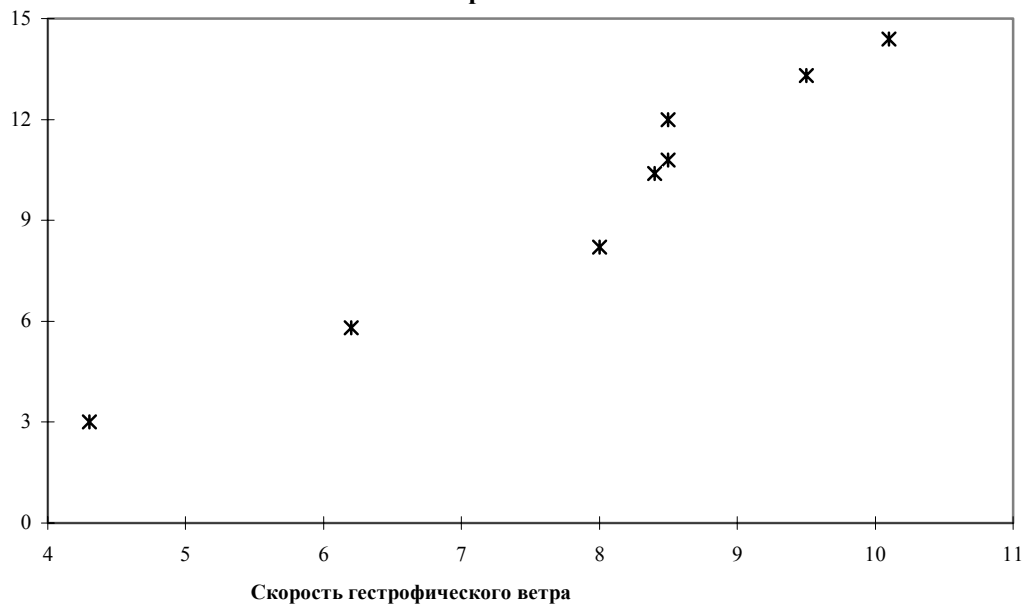
Класс	Высота над уровнем подстилающей поверхности в метрах						
	2	10	50	100	300	500	1000
21434	2.4/336	4.1/336	5.7/338	6.4/341	8.3/347	9.2/350	8.5/356
22424	2.2/8	3.7/8	5.1/11	5,8/18	7,5/23	8,3/26	7,6/37
13434	1,6/57	2,8/57	3,8/59	4,7/63	6,0/71	5,5/75	4,3/84
14434	1,2/82	2,0/82	2,8/83	3,3/89	4,0/100	3,6/109	2,5/129
25434	2,2/159	3,7/159	5,2/160	5,8/164	7,7/170	8,3/174	8,2/191
26444	2,0/195	3,4/195	4,8/195	5,5/195	8,0/201	8,0/210	7,9/221
27434	2,2/241	3,7/241	5,1/242	5,8/246	7,7/252	8,3/256	8,2/261
28434	2,5/282	4,3/282	6,0/284	6,7/292	8,5/295	9,9/299	8,7/310

По рассчитанной средней величине параметра  $\bar{a}_k$  оценивался номер класса и конструировался климатический класс. Было получено таким образом 8 климатических классов. В таблицах 6.5-6.7 приведены параметры внутренней структуры АПС для этих климатических классов. В указанных таблицах классы расположены в порядке нумерации направления невозмущенного потока на уровне 850 гПа в метеорологической системе координат (от севера через восток до северо-запада). Как и следовало ожидать, для климатических классов получены близкие к средним метеорологические условия формирования АПС - скорость геострофического ветра лежит в пределах 8-10 м/с, лишь восточное и юго-восточное направления характеризуются меньшими скоростями невозмущенного потока. Для осредненных за 10-летний период термодинамических условий характерно состояние, близкое к нейтральной стратификации. В верхней части АПС отмечается устойчивая стратификация с характерным для атмосферы градиентом. Соответственно, параметр стратификации  $v$ , (см. формулу (2.2.33)) близок к 300 (это значение обычно задается при моделировании планетарного пограничного слоя - см., например, Орбенко, 31977). Представлены зависимости интегральных параметров АПС от скорости невозмущенного потока для климатических классов. Полученные результаты могут быть использованы для инженерных оценок процессов распространения и рассеяния примеси.

*Обобщенные вертикальные профили коэффициента турбулентности ( $\text{м}^2/\text{с}$ )  
для климатических классов*

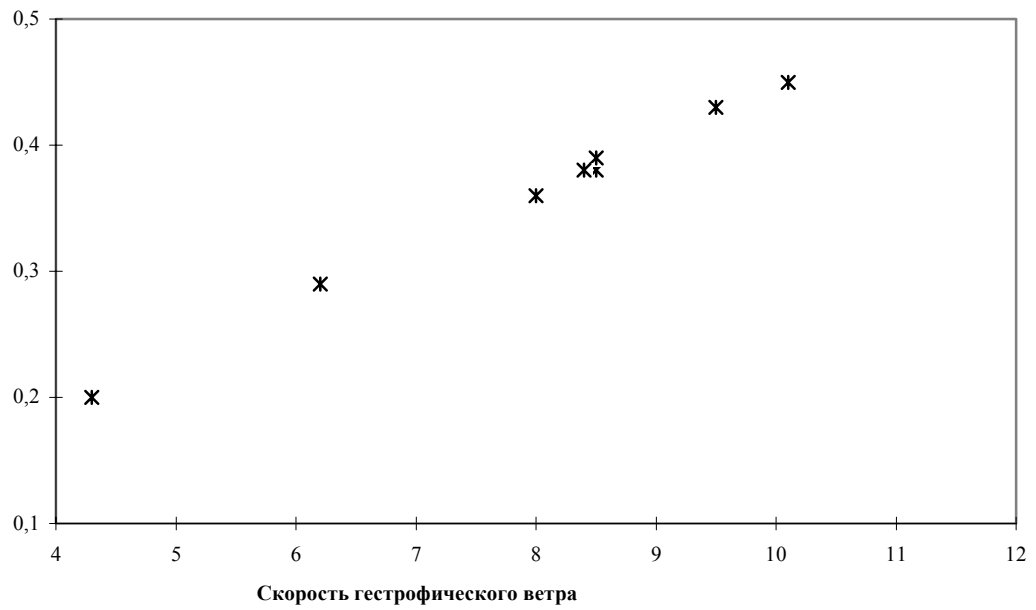
Класс	Высота над уровнем подстилающей поверхности в метрах						
	2	10	50	100	200	300	500
21434	0,3	1,9	8,9	12,1	12,5	6,3	0,4
22424	0,3	1,6	7,5	10,7	11,2	6,5	0,8
13434	0,2	1,2	4,6	5,8	2,7	0,3	~ 0
14434	0,2	0,8	2,8	2,7	0,3	~ 0	~ 0
25434	0,3	1,7	7,4	10,1	9,4	3,2	0,1
26444	0,3	1,5	6,5	8,2	5,4	0,7	~ 0
27434	0,3	1,6	7,2	9,8	9,4	2,8	0,2
28434	0,4	1,8	9,0	12,9	13,5	8,1	0,6

**Зависимость макс. коэф-та турбулентности от скорости геострофического ветра**



**Рис. 6.1. Зависимость  $K_{\max}$  ( $\text{м}^2/\text{с}$ ) от скорости невозмущенного потока для климатических классов**

Зависимость динамической скорости от скорости геострофического ветра

Рис. 6.2. Зависимость  $V_*$  (м/с) от скорости невозмущенного потока (м/с) для климатических классов

Зависимость высоты погранслоя от скорости геострофического ветра

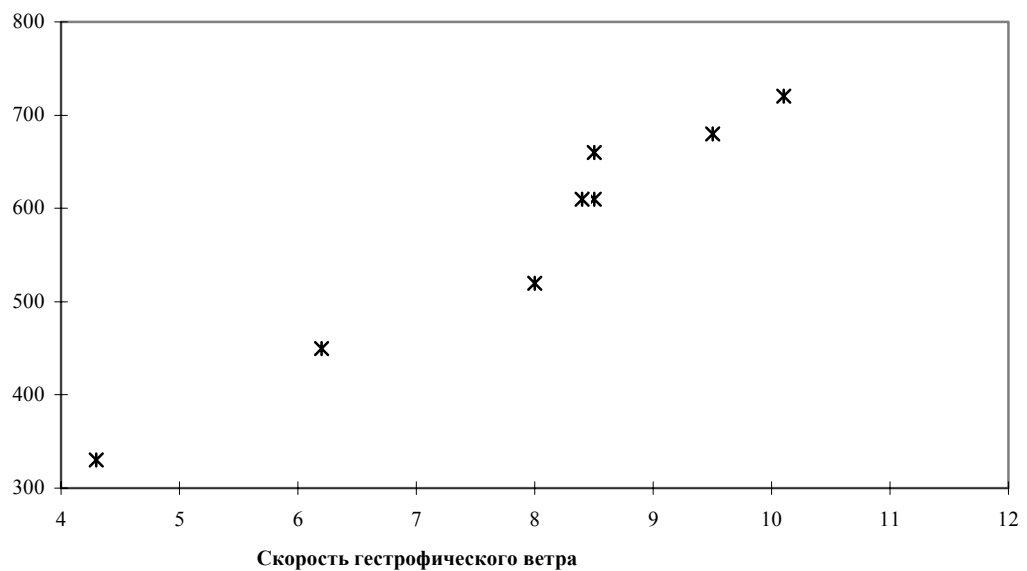


Рис. 6.3. Зависимость высоты АПС (м) от скорости невозмущенного потока (м/с) для климатических классов

Таким образом, полученные результаты позволяют оперативно оценивать необходимую для решения уравнения турбулентной диффузии информацию для конкретных метеорологических условий, попадающих в данный класс и для типовых метеорологических условий, характерных для данного направления натекающего воздушного потока.

## 6.2. Численные эксперименты по моделированию распространения и рассеяния примеси при различных метеорологических условиях

В данном параграфе рассмотрим результаты моделирования процессов распространения и рассеяния примеси при различных метеорологических условиях для точечного источника примеси со следующими техническими параметрами:

- ⇒ мощность выброса пыли  $M = 50$  г/с;
- ⇒ высота вентиляционной решетки  $H = 50$  м;
- ⇒ диаметр устья решетки  $D = 2$  м;
- ⇒ температура перегрева выходящей пыли  $\Delta T = 10$  °С;
- ⇒ скорость выхода пыли  $W = 5$  м/с.

Расчеты проводились для трех классов метеорологических условий распространения и рассеяния примеси с применением описанной в § 1.3 концепции разделения области расчетов на ближнюю и дальнюю зоны. Результаты расчетов концентрации примеси в ближней зоне по методике МАГАТЭ (см. § 1.3.1) являются исходными для расчетов распространения и рассеяния примеси в дальней зоне на основе трехмерного нестационарного уравнения турбулентной диффузии примеси. Уравнение турбулентной диффузии решается с помощью описанного в § 5.3 численного алгоритма "переменных направлений". Во всех случаях источник примеси расположен на расстоянии 1 км от наветренной плоскости расчетной области.

Первый класс (18224) характеризует северо-западный слабый перенос (см. табл. 6.5) - скорость ветра на уровне источника 2.4 м/с (максимальная скорость ветра в пограничном слое 3.7 м/с). Вертикальные градиенты скорости ветра незначительны и выше 400м практически равны нулю. В нижней части пограничного слоя наблюдается неустойчивая стратификация при безразличном состоянии вблизи верхней границы АПС. Горизонтальные градиенты температуры незначительны. Во всем АПС отмечается правый поворот ветра с высотой. Максимальное значение коэффициента турбулентности ( $13.4 \text{ м}^2/\text{с}$ ) отмечается на высоте 100 м.

Второй класс (28824) также характеризует северо-западный перенос с несколько большими скоростями ветра (на уровне 1 км скорость ветра составляет 7 м/с), хотя на уровне источника скорость переноса даже меньше, чем в первом классе (1.9 м/с). Вследствие устойчивой стратификации (умеренная инверсия в приземном слое) вертикальные градиенты скорости возросли. Горизонтальные градиенты температуры незначительны. Во всем АПС отмечается правый поворот ветра с высотой.

Максимальное значение коэффициента турбулентности ( $3.2\text{ м}^2/\text{с}$ ) гораздо меньше, чем в первом классе и отмечается также на высоте 100 м.

Третий класс (31424) характеризует умеренный северный воздушный поток - на уровне 1 км скорость ветра достигает  $13.1\text{ м/с}$ , а на уровне источника скорость переноса составляет около  $8\text{ м/с}$ . Во всем пограничном слое отмечается безразличная стратификация. Горизонтальные градиенты температуры незначительны. Во всем АПС отмечается правый поворот ветра с высотой. Максимальное значение коэффициента турбулентности ( $40.5\text{ м}^2/\text{с}$ ) отмечается на высоте 285 м.

Таблица 6.5

Высота (м)	Класс 18224			Класс 28824			Класс 31424		
	U (м/с)	V (м/с)	K (м <sup>2</sup> /с)	U (м/с)	V (м/с)	K (м <sup>2</sup> /с)	U (м/с)	V (м/с)	K (м <sup>2</sup> /с)
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,5	0,056	-0,18	0,05	0,0	-0,1	0,05	0,45	-0,14	0,12
1,0	0,20	-0,15	0,10	0,0	-0,2	0,10	0,67	-0,56	0,25
2,0	0,50	-0,17	0,20	0,0	-0,25	0,20	1,68	-1,07	0,5
10	0,71	-1,79	1,0	0,0	-1,2	1,0	3,6	-2,3	2,5
15	0,73	-1,86	1,5	0,0	-1,4	1,5	4,3	-2,73	3,75
20	0,78	-1,97	2,0	0,0	-1,6	2,0	4,81	-3,05	5,0
40	0,85	-2,14	4,0	0,0	-1,8	2,2	5,15	-3,26	10,0
50	1,15	-2,08	9,2	0,5	-1,8	2,5	5,83	-3,7	15,6
60	1,29	-2,02	10,0	0,64	-1,89	2,7	5,9	-3,8	17,9
80	1,31	-2,13	11,6	0,74	-2,18	3,0	6,25	-3,97	22,5
100	1,36	-2,21	13,4	0,91	-2,65	3,2	7,06	-3,06	27,3
150	1,41	-2,30	11,0	1,0	-2,93	2,9	7,43	-3,22	32,5
200	1,51	-2,47	8,6	1,45	-3,51	2,7	8,22	-3,4	37,9
250	1,85	-2,73	4,0	1,98	-4,04	2,1	8,6	-3,56	39,0
300	2,16	-2,89	2,7	2,66	-4,35	1,2	8,96	-3,71	40,2
350	2,21	-2,84	1,5	3,36	-4,48	0,9	9,39	-3,68	36,1
400	2,25	-2,81	1,2	3,55	-4,58	0,7	9,82	-3,71	32,0
450	2,36	-2,85	0,8	3,88	-4,70	0,5	9,86	-3,6	28,0
500	2,40	-2,81	0,4	4,1	-4,65	0,2	10,1	-3,66	23,8
600	2,49	-2,74	0,1	4,1	-4,68	0,0	10,53	-3,79	15,8
700	2,57	-2,66	0,0	4,38	-4,67	0,0	11,5	-3,73	7,8
800	2,62	-2,62	0,0	4,59	-4,74	0,0	12,63	-3,45	4,0
900	2,73	-2,64	0,0	4,8	-4,8	0,0	12,96	-2,47	0,0
1000	2,73	-2,64	0,0	4,95	-4,8	0,0	13,03	-2,06	0,0

На рис. 6.4 - 6.17 представлены результаты расчетов полей фоновых концентраций примеси для трех классов метеорологических условий распространения и рассеяния примеси в АПС.

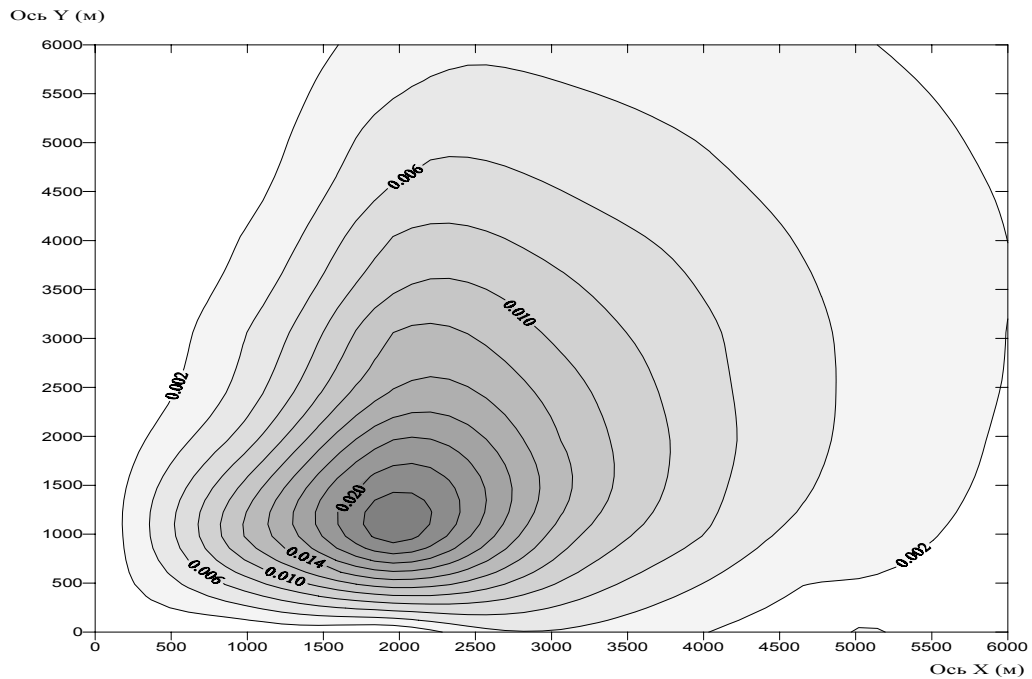


Рис. 6.4. Распределение фоновой концентрации примеси на уровне 2 м для метеорологических условий класса 18244

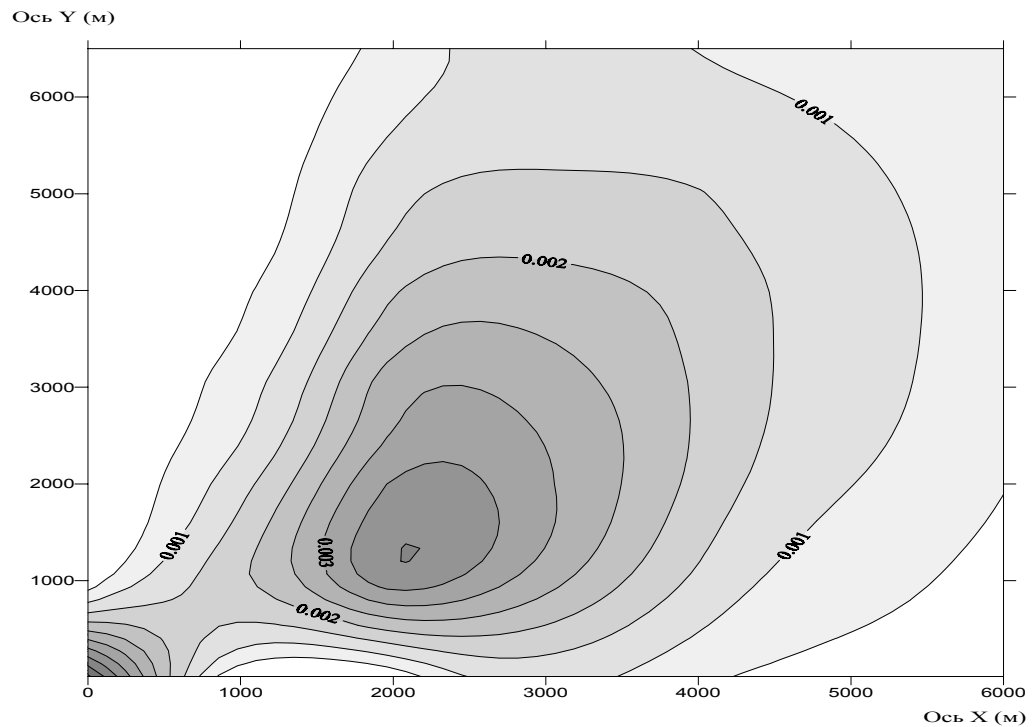


Рис. 6.5. Распределение фоновой концентрации примеси на уровне 50 м для метеорологических условий класса 18244

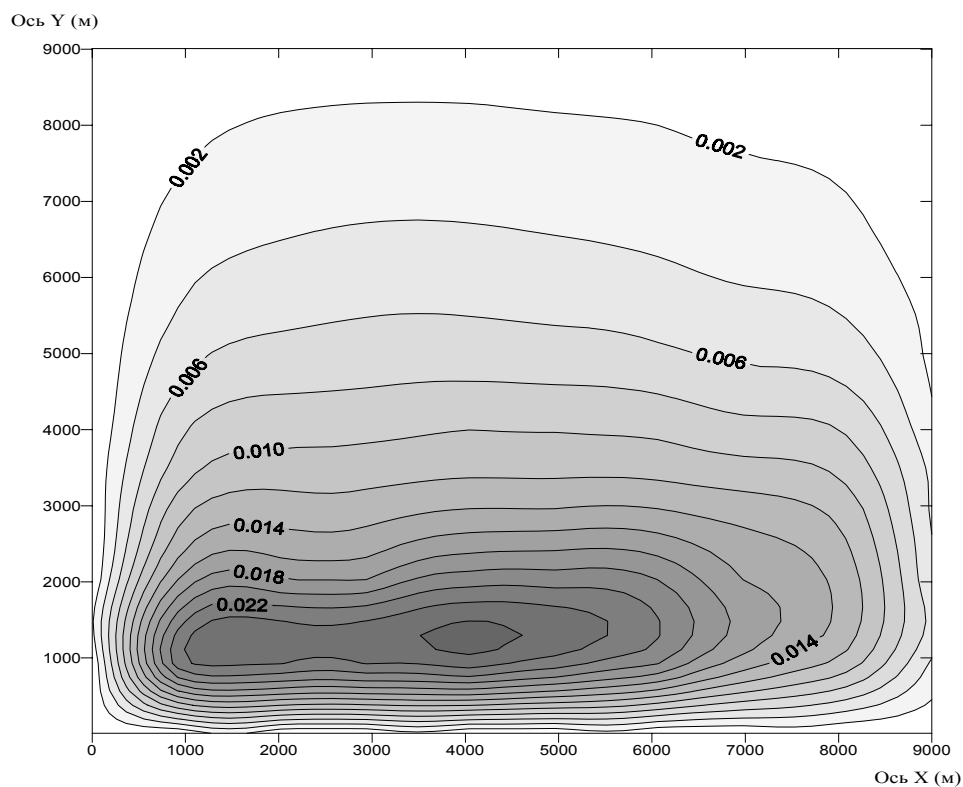


Рис. 6.6. Распределение фоновой концентрации примеси на уровне 2 м для метеорологических условий класса 28244

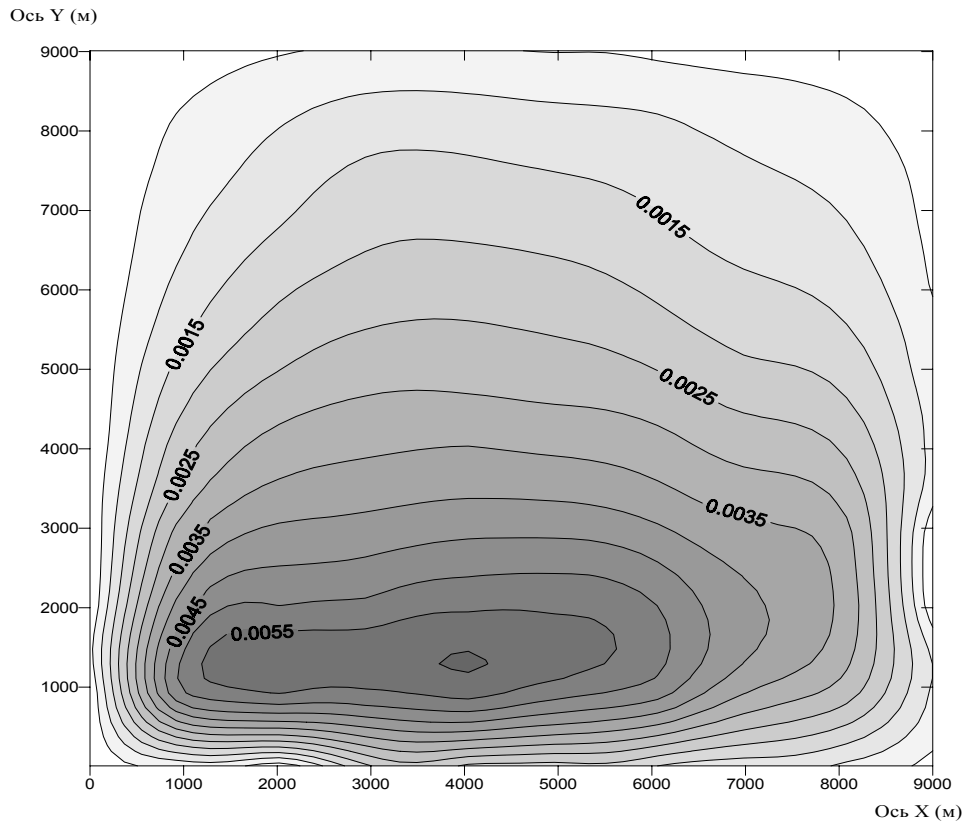


Рис. 6.7. Распределение фоновой концентрации примеси на уровне 50 м для метеорологических условий класса 28824

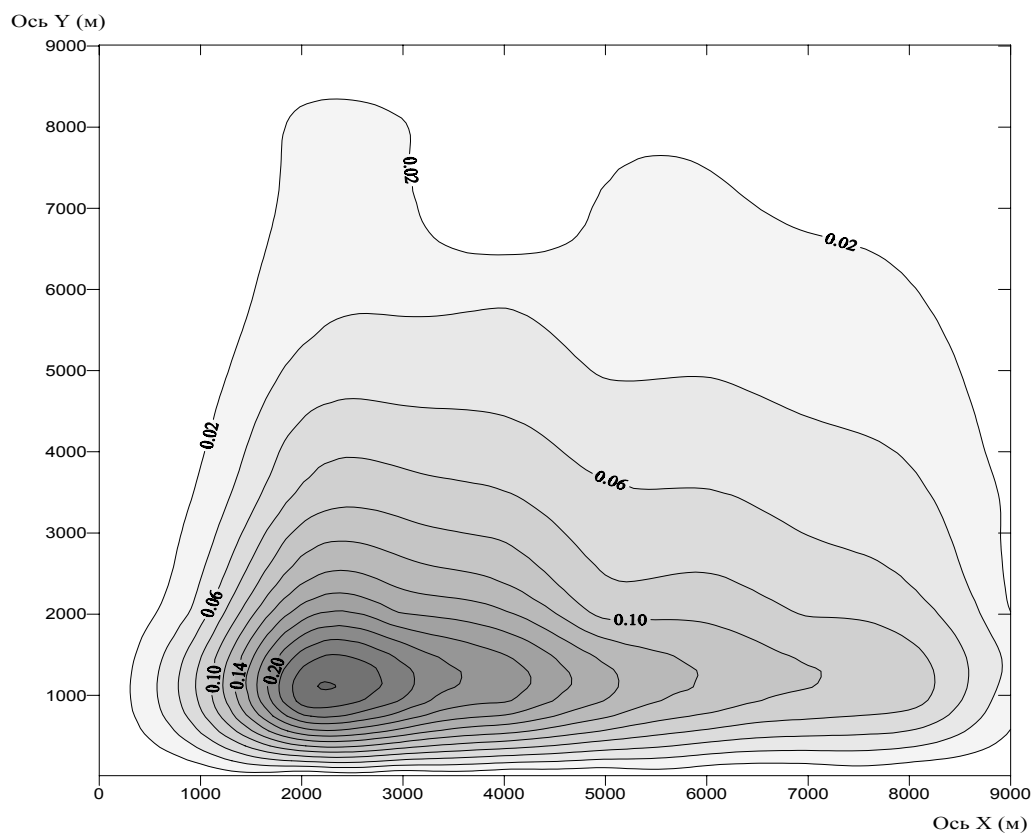


Рис. 6.8. Распределение фоновой концентрации примеси на уровне 2 м для метеорологических условий класса 34244

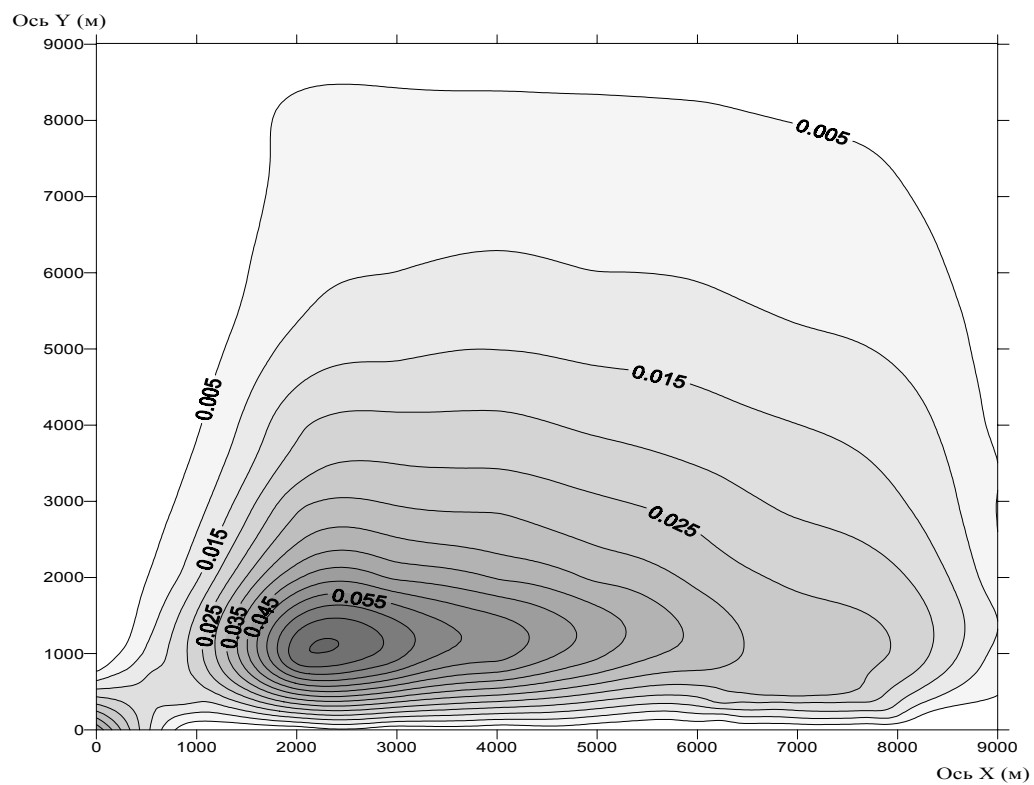


Рис. 6.9. Распределение фоновой концентрации примеси на уровне 50 м для метеорологических условий класса 34244



## Заключение

В монографии обобщены основные результаты выполненных исследований по моделированию турбулентно-циркуляционного режима нижнего слоя атмосферы, процессов распространения и рассеяния примеси в пограничном слое над неоднородной подстилающей поверхностью применительно к условиям Украины.

Сформулирована задача совместного количественного описания пространственно-временного распределения характеристик атмосферного пограничного слоя и концентраций загрязняющих веществ для широкого диапазона метеорологических условий Украины. Решение задачи базируется на замкнутой системе, объединяющей уравнения гидротермодинамики, турбулентного ( $k-b-\epsilon$ ) замыкания и турбулентной диффузии.

Для описания источников примеси и диффузионных процессов вблизи источника в работе вводится концепция ближней и дальней зон распространения и рассеяния примеси. В ближней зоне расчеты концентраций примеси проводятся на основе методики МАГАТЭ, а в дальней - используется уравнение турбулентной диффузии. В работе предложен новый алгоритм решения уравнения турбулентной диффузии на основе метода переменных направлений, позволяющий избежать ряда вычислительных сложностей, связанных с применением традиционных методов расщепления.

Как известно, одним из основных факторов, определяющих мезомасштабную структуру нижнего слоя атмосферы, является влияние орографических особенностей подстилающей поверхности. Для учета этого эффекта в работе используется т.н. "простейшая орографическая" система координат и показано, что вклад дополнительных орографических членов является существенным при моделировании мезомасштабной структуры нижней атмосферы, а также процессов распространения и рассеяния примеси над Украиной.

Следующей важной особенностью решаемой задачи является корректная постановка краевых условий, оказывающих существенное влияние на решение задачи в условиях ограниченного трехмерного пространства. В связи с этим в работе выполнен детальный анализ современных подходов к решению данной проблемы и выбран оптимальный вариант, обеспечивающий постановку корректной математической задачи.

В рамках предложенной модели получены закономерности пространственно-временного мезомасштабного распределения полей характеристик турбулентно-циркуляционного режима нижней атмосферы для типовых синоптических ситуаций над Украиной по данным объективного анализа, метеорологических станций и пунктов радиозондирования.

Приводятся результаты верификации в разработанной модели, свидетельствующие о возможности её применения в оперативной практике для мезомасштабного анализа и прогноза полей метеорологических величин, характеристик турбулентности, а также для расчетов регионального пространственно-временного распределения концентраций загрязняющих веществ.

Разработанные физико-математические подходы предполагают использование стандартной диагностической и прогностической крупномасштабной метеорологической информации, что позволило построить информационную систему, предназначенную для оперативного мезомасштабного анализа и прогноза турбулентно-циркуляционного режима, характеристик распространения и рассеяния примесей над территорией Украины. Для усвоения стандартной метеорологической информации разработана компьютерная информационная система (КИС), позволяющая также представлять выходную информацию модели в виде, удобном для потенциального потребителя. Данная КИС может быть использована как самостоятельная система для детализации выходной информации прогностических систем на крупных сетках. В этом качестве она используется в Гидрометцентре Российской Федерации, а также внедряется в настоящее время в Гидрометцентре Черного и Азовского морей Госкомгидромета Украины.

## Литература

- Акименко В.В., 1998: Математическое моделирование экологического состояния пограничного слоя атмосферы региона. - Луганск, 188 с.
- Алоян А.Е., 1984: Негидростатические численные модели локальных атмосферных процессов. - Препринт № 451, Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, 41 с.
- Алоян А.Е., Абраменко В.В., 1982: Численная модель турбулентного пограничного слоя. - Препринт № 362, Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, 19 с.
- Алоян А.Е., Иорданов Д.Л., Пененко В.В., 1981: Параметризация приземного слоя с переменной высотой. - Метеорология и гидрология, № 1, с.37-46.
- Алоян А.Е., Лазриев Г.Л., 1980: О параметризации энергии турбулентности в приземном слое атмосферы. - Математическое моделирование динамики атмосферы и океана, Г.И. Марчук (ред.), ч.II. Математические модели атмосферных движений. - Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, с. 85-94.
- Андерсон Д., Таннехилл Дж., Плетчер Р., 1990: Вычислительная гидромеханика и теплообмен. т.1, 2. - М., Мир, 726 с.
- Баренблатт Г.И., 1982: Подобие, автомодельность, промежуточная асимптотика. Теория и приложения к геофизической гидродинамике. - Л., Гидрометеоиздат, 255 с.
- Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М., 1987: Численные методы. - М., Наука, 598 с.
- Безуглая Э.Ю., 1990: Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха городов. - Л., Гидрометеоиздат, 234 с.
- Безуглая Э.Ю., Расторгуева Г.П., 1991: Чем дышит промышленный город. - Л., Гидрометеоиздат, 255 с.
- Белов П.Н., 1993: Учет орографии в траекторной модели переноса примеси в пограничном слое атмосферы. - Метеорология и гидрология, № 9, с. 14-19.
- Белов П.Н., Карлова З.Л., 1990: Траекторная модель переноса загрязнения в пограничном слое атмосферы. - Метеорология и гидрология, № 12, с. 67-73.
- Белоусов С.Л., Гофен А.М., 1981: Об организации на ЭВМ архива данных анализов метеорологических полей, полученных по программе ПГЭП. - Метеорология и гидрология, № 2, с. 103-107.
- Беркович Л.В., Шнайдман В.А., 1979: Численный прогноз полей давления и геопотенциала для Северного полушария с учетом баротропного пограничного слоя. - Метеорология и гидрология, № 8, с. 11-24.
- Беркович Л.В., Фоскарино О.В., Шнайдман В.А., 1987: Метод расчета и количественные оценки параметров трехмерной структуры ПСА по данным ПГЭП. - Метеорология и гидрология, № 11, с.57-68.
- Беркович Л.В., Вейль И.Г., Шнайдман В.А., 1989: Расчет вертикальных профилей метеорологических величин в пограничном слое по прогностической информации полусферной модели.- Метеорология и гидрология, № 12, с. 5-12.
- Беркович Л.В., Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А., 1997: Гидродинамическая модель атмосферного и океанического пограничных слоев. - Метеорология и гидрология, № 7, с. 40-52.

- Беркович Л.В., Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А., 1998: Опыт восстановления внутренней структуры атмосферного пограничного слоя по оперативной метеорологической информации. - Метеорология и гидрология, № 7, с. 31-42.
- Берлянд М.Е., 1975: Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. - Л., Гидрометеиздат, 448 с.
- Берлянд М.Е., 1985: Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. - Л., Гидрометеиздат, 270 с.
- Берлянд М.Е., Генихович Е.Л., Оникул Р.И. и др., 1987: Об усовершенствовании методов расчета загрязнения атмосферы. - Тр. ГГО, вып. 511.
- Берлянд М.Е., Генихович Е.Л., Оникул Р.И., 1990: Моделирование загрязнения атмосферы выбросами из низких и холодных источников. - Метеорология и гидрология, № 5, с.5-17.
- Бондаренко В.Н., 1987: Сопоставление методик восстановления вертикальных профилей скорости ветра для различных метеорологических условий. - Труды ИЭМ, вып. 41 (126), с. 92-105.
- Бондаренко В.Н., Шнайдман В.А., 1981: Количественное описание приземного слоя в модели пограничного слоя атмосферы. - Труды ИЭМ, вып. 27 (100), с. 12-22.
- Бондаренко В.Н., Лунина Л.А., Хачатурова Л.М., 1987: Структура нижнего слоя атмосферы и расчет профилей метеорологических величин. - Метеорология и гидрология, № 10, с. 39-46.
- Бондаренко В.Н., Павленко С.В., Шнайдман В.А., 1987: Закономерности турбулентного обмена в нижнем 300-метровом слое по данным высотной метеорологической мачты. - Труды ИЭМ, вып. 41 (126), с. 77-91.
- Борзилов В.А., Шнайдман В.А., 1988: Комплекс математических моделей атмосферного распределения и осаждения радионуклидов. - Труды Всесоюзной конференции "Радиационные аспекты Чернобыльской аварии", Обнинск, с. 52-64.
- Боровская Г.А., 1992: Количественные характеристики внутренней структуры АПС для типовых синоптических ситуаций на Украине. - Диссертация на соиск. уч. степени к. г. н., Одесса, 210 с.
- Бородулин А.И., 1993: Об описании турбулентной диффузии с конечной скоростью распространения. - Метеорология и гидрология, № 4, с. 28-35.
- Бородулин А.И., 1993: Моделирование турбулентной диффузии примесей при малых временах распространения. - Изв. РАН, сер. Физика атмосферы океана, т.29, № 2, с. 208-212.
- Братсерт У.Х., 1985: Испарение в атмосферу. Теория, история, приложения. - Л. - Гидрометеиздат, 351 с.
- Бродская Н.С., Лосев В.М., Шнайдман В.А., 1982: Расчет характеристик пограничного слоя по данным аэрооптической сети станций в районе г. Москвы. - Труды Гидрометцентра СССР, вып. 238, с. 64-74.
- Брегман А.А., Вельтищев Н.Ф., Желнин А.А., 1984: Чувствительность модели мезомасштабной конвекции к начальным данным. - Метеорология и гидрология, № 7, с.5-11.
- Брюхань Ф.Ф., Пономаренко Л.В., 1989: Оценка мезошероховатости по данным радиоветрового зондирования атмосферы над территорией СССР. - Метеорология и гидрология, № 4, с. 65-70.

- Бузингер Дж.А., 1985: Основные понятия и уравнения. В сб.: Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей. - Л., Гидрометеиздат, с. 18-50.
- Буйков М.В., 1990: О граничном условии для уравнения турбулентной диффузии на подстилающей поверхности. - Метеорология и гидрология, № 9, с.52-56.
- Буйков М.В., 1993: Турбулентный перенос радиоактивной примеси с учетом процессов ветрового подъема и сухого осаждения. - Изв. РАН, сер. Физика атмосферы и океана, т.29, № 2, с. 202-207.
- Булеев Н.И., 1989: Пространственная модель турбулентного обмена. - М., Наука, 341 с.
- Бызова Н.Л., 1974: Рассеяние примеси в пограничном слое атмосферы. - М., Гидрометеиздат, 191 с.
- Бызова Н.Л., Кротова И.А., Натанзон Г.А., 1980: О граничном условии в задачах рассеяния примеси в атмосфере. - Метеорология и гидрология, № 2, с. 14-20.
- Бызова Н.Л. (ред.), 1986: Типовые профили температуры и скорости ветра в нижнем 300-метровом слое атмосферы. - Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 87 с.
- Бызова Н.Л., Шнайдман В.А., 1985: Классификация профилей вектора ветра в нижнем 300-метровом слое. - Метеорология и гидрология, №12, с. 10-18.
- Бызова Н.Л., Шнайдман В.А., 1987: Расчет вертикального профиля ветра в пограничном слое атмосферы.- Метеорология и гидрология, №11, с.38-47.
- Бызова Н.Л., Шнайдман В.А., Бондаренко В.Н., 1987: Расчет вертикального профиля ветра в пограничном слое атмосферы по наземным данным. - Метеорология и гидрология, № 11, с. 75-83.
- Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К., 1988: Турбулентность в пограничном слое атмосферы. - Л., Гидрометеиздат, 262 с.
- Бызова Н.Л., Гаргер Е.К., Иванов В.Н., 1991: Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчета рассеяния примеси. - Л., Гидрометеиздат, 277 с.
- Вабищевич П.Н., 1994: Монотонные разностные схемы для задач конвекции/диффузии. - Дифференциальные уравнения, т.30, № 3, с. 503-513.
- Вагер Б.Г., Надежина Е.Д., 1976: Использование дифференциального уравнения для скорости диссипации при моделировании приземного слоя атмосферы. - Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, т.12, № 4, с. 345-355.
- Вагер Б.Г., Надежина Е.Д., 1979: Пограничный слой в условиях горизонтальной неоднородности. - Л., Гидрометеиздат, 133 с.
- Велтищев Н.Ф., Желнин А.А., Кисельникова В.З., Пекелис Е.М., Прессман Д.Я., 1982: Мезомасштабный прогноз погоды. - Метеорология и гидрология, № 4, с. 5-15.
- Волков Е.А., 1987: Численные методы. - М., Наука, 248 с.
- Волощук В.М. , 1991а: Аналитическая модель процесса регионального загрязнения местности аэрозольным источником. - Метеорология и гидрология, № 8, с. 24-35.
- Волощук В.М., 1991б: Аналитические решения диффузионной задачи для атмосферной примеси. - Метеорология и гидрология, № 11, с. 5-15.
- Волощук В.М., 1992: Аналитическая модель вертикальной турбулентной диффузии газоаэрозольной примеси в пограничном слое атмосферы. - Изв. РАН, сер. Физика атмосферы и океана, т. 28, № 4, с. 370-377.

- Волощук В.М., 1993: Поперечное рассеяние газоаэрозольной примеси в пограничном слое атмосферы. - Изв. РАН, сер. Физика атмосферы и океана, № 3, с. 5-15.
- Волощук В.М., 1994: Теорія регіонального забруднення приземної атмосфери та місцевості потужним газоаерозольним викидом. - Доповіді АН України, № 2, с. 114-119.
- Волощук В.М., Куприянчук А.И., Лев Т.Д., 1992: О параметризации вертикального турбулентного обмена для пограничного слоя атмосферы. - Метеорология и гидрология, № 3, с. 5-15.
- Волощук В.М., Куприянчук А.И., Младинская Л.В., 1992: Основные закономерности регионального загрязнения местности аэрозольным источником. - Метеорология и гидрология, № 5, с. 25-37.
- Вяльцева Э.Е., 1979: Об оценке мезошероховатости в окрестностях высотной мачты ИЭМ по характеристикам подстилающей поверхности. - Труды ИЭМ, вып. 23(88), с. 35-38.
- Гандин Л.С., Каган Р.Л., 1976: Статистические методы интерпритации метеорологических данных. - Л., Гидрометеиздат, 359 с.
- Гаргер Е.К., Жуков Г.П., Седунов Ю.С., 1990: К оценке параметров ветрового подъема радионуклидов в зоне Чернобыльской АЭС. - Метеорология и гидрология, № 1, с. 5-10.
- Годунов С.К., Рябенский В.С., 1977: Разностные схемы. М., «Наука», 439 с.
- Гордин В.А., 1978а: О смешанной краевой задаче для баротропной модели атмосферы. Труды Гидрометцентра СССР, вып. 196, с. 48-61.
- Гордин В.А., 1978б: О смешанной краевой задаче, имитирующей задачу Коши. - Успехи матем. наук, т.33, вып. 5 (203), с. 181-182.
- Гордин В.А., Далматов Б.К., 1979: О верхнем краевом условии в задаче численного прогноза метеорологических элементов. - Метеорология и гидрология, № 9, с. 25-33.
- Горелик Д.О., Конопелько Л.А., 1992: Мониторинг загрязнения атмосферы и источников выбросов. - М. - Изд-во стандартов, 432 с.
- Гутман Л.Н., 1969: Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов. - Л. - Гидрометеиздат, 295 с.
- Дегтярев А.И., 1980: Использование метода вложенных сеток в трехмерной модели атмосферы. - Метеорология и гидрология, № 11, с. 27-33.
- Дымников В.П., Ишимова А.В., 1975: Расчет приземной температуры из уравнения баланса. - Труды ЗапСибНИИ, вып. 14, с. 47-551.
- Дымников В.П., Алоян А.Е., 1990: Монотонные схемы решения уравнений переноса в задачах прогноза погоды, экологии и теории климата. - Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, т. 26, № 12, с. 1237-1247.
- Елохин А.П., Талерко Н.Н., Буйков М.В., Гаргер Е.К., Кузьменко А.Г., 1996: Сравнение экспериментальных и расчетных данных о приземной концентрации примеси в атмосфере. - Метеорология и гидрология, № 2, с. 41-47.
- Завьялов Ю.С., Квасов Б.И., Мирошниченко В.Л., 1980: Методы сплайн-функций. - М. - Наука, 350 с.
- Захариев В., Кадышников В.М., Лосев В.М., Проданова М., 1985: Эксперименты с телескопизированной прогностической схемой. - Метеорология и гидрология, № 9, с. 8-16.
- Защита атмосферы от промышленных загрязнений. Справочник (русский перевод) - М., Металлургия, 1988, с.428-476.

- Зейтунян Х.Н., 1963: Об учете коротких волн в нелинейной задаче обтекания гор воздушным потоком. - Труды ВМЦ, вып. 1, с. 72-83.
- Зилитинкевич С.С., 1970: Динамика пограничного слоя атмосферы. Л., - Гидрометеиздат, 291 с.
- Зилитинкевич С.С., 1989а: Проникающая турбулентная конвекция. - Таллинн, 208 с.
- Зилитинкевич С.С., 1990: Планетарный пограничный слой атмосферы. В сб. "Гидротермодинамическое взаимодействие озера с атмосферой". - Л., Наука, с. 15-37.
- Израэль Ю.А., 1984: Экология и контроль состояния природной среды. - Л., Гидрометеиздат, 560 с.
- Израэль Ю.А. (ред.), 1990: Чернобыль: радиоактивное загрязнение природных сред. - Л., Гидрометеиздат, 296 с.
- Илюшин Б.Б., Курбацкий А.Ф., 1996: Моделирование распространения примеси в конвективном пограничном слое атмосферы. - Изв. РАН, сер. Физика атмосферы и океана, т.32, № 3, с. 307-322.
- Кадышников В.М., 1981: Телескопизированная схема гидродинамического краткосрочного прогноза погоды. - Метеорология и гидрология, № 2, с. 18-27.
- Кадышников В.М., Лосев В.М., 1991: Применение метода переменных направлений к численному региональному прогнозу погоды. - Метеорология и гидрология, № 9, с. 26-33.
- Казаков А.Л., Лазриев Г.Л., 1978: О параметризации приземного слоя атмосферы и деятельного слоя почвы. - Изв. АН СССР, ФАО, т.14, с. 257-265.
- Казаков А.Л., Лысоков В.Н., 1982: О параметризации взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью при численном моделировании атмосферных процессов. - Труды ЗСРНИИ, вып. 55, с.3-20.
- Каленкович Е.Е., Каминская Л.Г., Голах И.В., 1984: О результатах оперативных испытаний телескопизированной модели краткосрочного прогноза. - Труды ЗСРНИИ, вып.63, с.42-46.
- Каленкович Е.Е., Новикова Н.В., Голах И.В., 1978: Задача прогноза для Северного полушария и региона. - Труды ЗСРНИИ, вып.41, с. 3-20.
- Калиткин Н.Н., 1978: Численные методы. - М., Наука, 512 с.
- Кисельникова В.З., 1984: О начальных данных в задаче численного локального прогноза погоды. - Труды Гидрометцентра СССР, вып.239, с.102-113.
- Кисельникова В.З., Пекелис Е.М., 1974: К расчету нестационарных гравитационных волн от изолированного препятствия. - Труды Гидрометцентра СССР, вып.151, с. 65-87.
- Кисельникова В.З., Пекелис Е.М., Прессман Д.Я., 1982: Схемы повышенной устойчивости для численного интегрирования уравнений конвекции. - Труды Гидрометцентра СССР, вып.249, с.96-113.
- Клепикова Н.В., Шнайдем В.А., Бродская Н.С., Косых И.В., Трегубова М.В., 1990: Характеристики пограничного слоя атмосферы в условиях большого города. - Метеорология и гидрология, № 7, с. 54-63.
- Колесникова В.Н., Монин А.С., 1965: О спектрах колебаний метеорологических полей. - Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, т.1, № 7, с. 653-669.

- Краткий обзор о состоянии загрязнения атмосферного воздуха и осуществлении государственного контроля за охраной атмосферного воздуха за 1989 год. Госкомитет УССР по охране природы и Украинское Управление по гидрометеорологии. - Киев, 1990, 97 с.
- Кричак С.О., 1981: Неадиабатическая модель атмосферы по полным уравнениям для прогноза метеорологических элементов над Европой. - Метеорология и гидрология, №7, с. 18-26.
- Курбацкий А.Ф., 1988: Моделирование нелокального турбулентного переноса импульса и тепла. - Новосибирск, СО Наука, 240 с.
- Куценко Б.Я., Мухин С.П., 1991: Численное исследование локальных атмосферных процессов, развивающихся над неоднородной подстилающей поверхностью. - Метеорология и гидрология, № 10, с. 29-36.
- Ландау Л.Д., Лившиц Е.М., 1986: Теоретическая физика. Т.6 - Гидродинамика. - М., Наука, 733 с.
- Лайхтман Д.Л. (ред.), 1976: Динамическая метеорология. - Л., Гидрометеиздат, 607 с.
- Лев Т.Д., Талерко Н.Н., Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А., 1995: Осаждение загрязняющих веществ из атмосферы на Азовское море и северную часть Черного моря. - Метеорология и гидрология, № 6, с. 40-50.
- Лэм Р.Дж., 1985: Диффузия в конвективном пограничном слое. В сб.: Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей. - Л., Гидрометеиздат, с. 173-238.
- Магазенков Л.Н., Шейнин Д.А., 1982: Об интегрировании уравнений динамики атмосферы на длительные сроки с использованием вложенных сеток. - Труды ГГО, вып.459, с. 92-111.
- Марчук Г.И., 1974: Численное решение задач динамики атмосферы и океана. - Л., Гидрометеиздат, 286 с.
- Марчук Г.И., 1982: Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. - М., Наука, 319 с.
- Марчук Г.И., 1989: Методы вычислительной математики. - М., Наука, 608 с.
- Марчук Г.И., В.П. Дымников, В.Б. Залесный, 1987: Математические модели в геофизической гидродинамике и численные методы их реализации. - Л., Гидрометеиздат, 296 с.
- Методика расчета концентраций в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах предприятий. Общесоюзный нормативный документ (ОНД-86). - Л., Гидрометеиздат, 1987, 126 с.
- Методические указания "Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов. Руководящий документ РД 52.27.284-91. Комитет гидрометеорологии при Кабинете Министров СССР. - М., 1991, 150 с.
- Монин А.С., 1988: Теоретические основы геофизической гидродинамики. - Л., Гидрометеиздат, 424 с.
- Монин А.С., Яглом А.М., 1992: Статистическая гидромеханика. т.1.- С.-Пб., Гидрометеиздат, 695 с.
- Орленко Л.Р., 1979: Строение планетарного пограничного слоя атмосферы. - Л., Гидрометеиздат, 267 с.



- Ортега Дж., Пул У., 1986: Введение в численные методы решения дифференциальных уравнений. - М., Наука, 288 с.
- Педлоски Дж., 1986: Геофизическая гидродинамика. Т. 1. - М., Мир, 400 с.
- Пейре Р., Тейлор Т.Д., 1986: Вычислительные методы в задачах механики жидкости. - Л., Гидрометеиздат, 352 с.
- Пекелис Е.М., 1974: К вопросу о решении задачи Коши в конечных разностях. - Труды Гидрометцентра СССР, вып.151, с. 43-64.
- Пекелис Е.М., 1988: Схемы переменных направлений и их применение в задаче гидродинамического локального прогноза погоды. - Труды Гидрометцентра СССР, вып.288, с.24-39.
- Пекелис Е.М., Прессман Д.Я., 1982: Численная реализация условий излучения и их применение в качестве условий «открытых границ» при численном интегрировании уравнений конвекции. - Труды Гидрометцентра СССР, вып.249, с.74-95.
- Пекелис Е.М., Прессман Д.Я., 1986: К учету подсеточной турбулентности и орографии в схеме гидродинамического локального прогноза. - Труды Гидрометцентра СССР, вып. 274, с 3-32.
- Пененко В.В., 1977: Энергетически-сбалансированные дискретные модели динамики атмосферных процессов. - Метеорология и гидрология, №10, с. 3-20.
- Пененко В.В., 1981: Методы численного моделирования атмосферных процессов. - Л., Гидрометеиздат, 352 с.
- Пененко В.В., Алоян А.Е., 1985: Модели и методы для задач охраны окружающей среды. - Новосибирск, СО «Наука», 256 с.
- Прессман Д.Я., 1969: К постановке краевых условий по горизонтальным координатам в задаче краткосрочного прогноза погоды по «полным» уравнениям для области, через границу которой имеется поток. - Изв. АН СССР, ФАО, т.5, с. 951-953.
- Прессман Д.Я., 1978: Расчеты обтекания хребта квазистатическим двухслойным потоком. - Труды Гидрометцентра СССР, вып.189, с.3-12.
- Прессман О.Я., 1988: Постановка и алгоритм решения задачи локального прогноза. - Труды Гидрометцентра СССР, вып.288, с.11-23.
- Ромов А.И., Гаргула Б.И., 1987: Гидродинамическая модель регионального прогноза погоды в сигма-системе координат с учетом влияния орографии. - Труды УкрНИГМИ, вып. 225, с. 15-31.
- Роуч П., 1980: Вычислительная гидродинамика. - М., Мир, 616 с.
- Руководство по безопасности АЭС (русс. перевод). - Международное агенство по атомной энергии, Вена, 1980, 106 с.
- Самарский А.А., 1989: Теория разностных схем. - М., Наука, 616 с.
- Самарский А.А., Попов Ю.П., 1992: Разностные методы решения задач газовой динамики. - М., Наука, 424 с.
- Сандквист Х., 1982: Вертикальные координаты и способы дискретизации по этим координатам. В сб. "Численные методы, используемые в атмосферных моделях". - Л., Гидрометеиздат, с. 5-38.

- Сандстрем А., Эльвиус Т., 1982: Вычислительные проблемы моделирования в ограниченной области. В сб. "Численные методы, используемые в атмосферных моделях". - Л., Гидрометеиздат, с. 274-301.
- Слейд Д. (ред.), 1971: Метеорология и атомная энергия. - Л., Гидрометеиздат, 647 с.
- Степаненко С.Н., Шнайдман В.А., 1983: Сопоставление результатов обобщения экспериментальных данных и расчетов по трехпараметрической модели планетарного пограничного слоя атмосферы. - Труды ГГО, вып. 481, с. 144-151.
- Степаненко С.Н., Абу-Обед А.Ю., 1995: Турбулентно-циркуляционный режим над восточным Средиземноморьем применительно к задаче экологического мониторинга. - Одесса, Метеорология, климатология и гидрология, вып. 31, с. 8-11.
- Степаненко С.Н., Холодов А.Н., 1995а: Математическое обеспечение обработки данных объективного анализа метеорологических полей в задаче пограничного слоя атмосферы. - Одесса, Метеорология, климатология и гидрология, вып. 31, с. 58-63.
- Степаненко С.Н., Холодов А.Н., 1995б: Турбулентно-циркуляционный режим пограничного слоя атмосферы над территорией Украины для типовой синоптической ситуации. - Одесса, Метеорология, климатология и гидрология, вып. 32, с. 83-90.
- Степаненко С.Н., Холодов А.Н., Цыганова В.А., 1996: Компьютерный анализ термобарической ситуации и турбулентно-циркуляционного режима пограничного слоя атмосферы над территорией Украины. В сб. "Методичні вказівки (на допомогу синоптику)". - Київ, Держкомгидромет України, с. 9-11.
- Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А., 1984: Моделирование взаимодействующих атмосферного и океанского пограничных слоев. - Метеорология и гидрология, № 5, с. 48-56.
- Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А., 1991а: Моделирование пограничного слоя атмосферы для городской застройки и пригородной зоны. - Метеорология и гидрология, №1, с. 41-47.
- Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А., 1991б: Нестационарная модель взаимодействия пограничных слоев океана и атмосферы. - Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, т.27, №12, с.1349-1357.
- Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А., 1993: Моделирование геофизического пограничного слоя. - Докл. АН Украины, № 9, с. 105-112.
- Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А., 1995: О проблеме трансграничного переноса и турбулентного обмена загрязняющих веществ. - Докл. АН Украины, № 2, с. 127-132.
- Тихонов А.Н., Самарский А.А., 1972: Уравнения математической физики. - М., Наука, 736 с.
- Тищенко Н.Ф., 1991: Охрана атмосферного воздуха. Расчет содержания вредных веществ и их распределение в воздухе. - М., 236 с.
- Фалькович А.И., 1986: Схема с вложенными сетками для прогноза перемещения изолированного вихря в баротропной атмосфере. - Метеорология и гидрология, № 9, с. 35-41.
- Федоренко Р.П., 1961: Релаксационный метод решения разностных эллиптических уравнений. - ЖВММФ, т.1, с. 922-927.
- Федоренко Р.П., 1964: О скорости сходимости одного итерационного процесса. - ЖВММФ, т.4, с. 559-564.
- Федорович Е.Е., 1991: Численное моделирование склоновых эффектов в пограничном слое атмосферы. - Метеорология и гидрология, № 8, с. 56-65.

- Физико-географическое районирование УССР (ред. Попов В.П., Маринич А.И., Ланько А.И.). - Киев, Изд-во КГУ, 1968, 683 с.
- Флетчер К., 1991: Вычислительные методы в динамике жидкостей. т.1. - М., Мир, 502 с.
- Форсайт Дж., Малькольм М., К. Моулер, 1980: Машинные методы математических вычислений. - М., Мир, 279 с.
- Фрост У., Т. Моулден (ред.), 1980: Турбулентность. Принципы и применения. - М., Мир, 535 с.
- Ханна С.Р., 1985: Применение исследований в области турбулентности для моделирования загрязнения воздуха. В сб.: Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей. - Л., Гидрометеиздат, с. 281-314.
- Хант Дж. С.Р., 1985: Диффузия в устойчиво стратифицированном пограничном слое. - В сб.: Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей. - Л., Гидрометеиздат, с. 239-280.
- Чефранов С.Г., 1985: Моделирование глобального распространения примесей в атмосфере. - Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, т.21, № 10, с. 1026-1035.
- Шварц К.Г., Шкляев В.А., 1994: Моделирование мезомасштабных атмосферных процессов над большим городом. - Метеорология и гидрология, № 9, с 29-38.
- Шнайдман В.А., 1979: Вертикальные токи в атмосфере. - Метеорология и гидрология, № 9, с.35-42.
- Шнайдман В.А., 1990: Модель стратифицированного бароклинного пограничного слоя атмосферы, параметризация горизонтального турбулентного обмена и их приложение к решению прикладных задач. - Диссертация на соиск. уч. степени д. ф.-м. н., Одесса, 346 с.
- Шнайдман В.А., Фоскарино О.В., 1990: Моделирование пограничного слоя и макротурбулентного обмена в атмосфере. - Л., Гидрометеиздат, 159 с.
- Alpert P. and J. Neumann, 1984: On the enhanced smoothing over topography in some meso-meteorological models. - Bound. Layer Meteor., vol.30, pp. 293-312.
- Andre J.-C., 1983: Planetary boundary layer parameterization and turbulence closure. - Mesoscale Meteorology - Theories, Observations and Models, D.K. Lilly and T.Gal-Chen, Eds., D. Reidel, pp. 651-669.
- Andren A., 1991: TKE-dissipation model for the atmospheric boundary layer. - Bound.-Layer Meteor., , vol. 56, pp. 207.
- Andren A., 1995: The Structure of Stably Stratified Atmospheric Boundary Layers: A Large-Eddy Simulation Study. - Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 121, pp. 961-984.
- Anthes R.A., 1974: Data assimilation and initialization of hurricane prediction models. - J.Atmos. Sci., vol.31, pp.702-719.
- Anthes R.A., 1983: Regional models of the atmosphere in middle latitudes. - Mon. Wea. Rev., vol.111, pp.1306-1335.
- Anthes R.A. and T.T. Warner, 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. Mon. Wea. Rev., vol.106, pp.1045-1078.
- Arakawa A. and V.R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamic process of the UCLA general circulation model. - Methods in Comput. Physics, vol.17, J. Chang Ed., Academic Press, pp. 173-265.

- Asselin R., 1972: Integration of a semi-implicit model with time-dependent boundary conditions. - *Atmosphere*, vol.10, pp.44-55.
- Bates J.R., 1984: An efficient semi-Lagrangian an alternating direction implicit method for integrating the shallow water equations. - *Mon. Wea. Rev.*, vol.112, pp. 2033-2047.
- Bates J.R., 1985: Semi-Lagrangian advective schemes and their use in meteorological modelling. - *Lectures in Appl. Math.*, vol.22, pp. 1-29.
- Bates J.R. and A. McDonald, 1982: Multiply-upstream, semi-Lagrangian advective schemes: analysis and application to a multilevel primitive equation model. - *Mon. Wea. Rev.*, vol.110, pp. 1831-1842.
- Bates J.R. and A. McDonald, 1986: A semi-Lagrangian and alternating direction implicit method for the integrating a multi-level primitive equation model. - *Extended Abstracts WMO/IUGG Int. Symp. Short- and Medium-Range NWP*, Tokyo, 4-8 August 1986, pp. 191-194.
- Baumhefner D.P. and D.J. Perkey, 1982: Evaluation of lateral boundary errors in a limited-domain model. - *Tellus*, vol.34, pp.409-428.
- Bayliss A. and E. Turkel, 1980: Radiation boundary conditions for wave-like equations. - *Commun. Pure Appl. Math.*, vol.33, pp.707-726.
- Bayliss A. and E. Turkel, 1982a: Far field boundary conditions for compressible flows. - *J. Comput. Phys.*, vol.48, pp.182-199.
- Bayliss A. and E. Turkel, 1982b: Outflow boundary conditions for fluid dynamics. - *SIAM J. Sci. Stat. Comput.*, vol.3, pp.250-259.
- Beets C., P.G. Duynkerke, J.P. Mader and F.T.M. Nieuwstadt, 1996: Large-Eddy Simulation of Chemically Reactive Species in a Convective Atmospheric Boundary Layer. - *J. Atmos. Sci.*, vol. 127, pp. 1456-1478.
- Beiland M. and T. Warn, 1975: The radiation conditions for transient Rossby waves. - *J. Atmos. Sci.*, vol.32, pp. 1873-1880.
- Bender M.A., R.E. Tuleya and Y. Kurihara, 1986: Effects of mountainous island on the behavior of tropical cyclones. - *Extended Abstracts WMO/IUGG Int. Symp. Short- and Medium-Range NWP*, Tokyo, 4-8 August 1986, pp. 455-460.
- Bengtsson L. and L. Moen, 1971: An operational system for numerical weather prediction. - *Satellite and Computer Applications to Meteorology*, WMO - No. 283.
- Bennet A.F., 1976: Open boundary conditions for dispersive waves. - *J. Atmos. Sci.*, vol.33, pp. 176-182.
- Benoit R., J. Mailhot, B. Bilodeau, M. Desgagne, V. Lee, P. Pellerin and S. Pellrin, 1996: Mesoscale Simulation of Orographic Flows during PYREX IOP 3. - *Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling*, WMO Report No. 23, pp. 5.4-5.6.
- Benwell G.R.R., A.J. Gadd, J.F. Keers, M.S. Timpson and P.W. White, 1971: The Bushby-Timpson 10-level model on a fine mesh. - *Meteor. Office Sci. Pap. No. 32*, London: Her Majesty's Stationary Office, 35 pp.
- Bercovitch L.V., Foskarino O.V., Shnaidman V.A., 1988: ABL theoretical model, diagnostic and forecasting quantitative characteristics of BL on FGGE data. - *Technical document WMO/TO*, '187, pp. 105-116.

- Binder P., H.J. Herzog, 1995: A Radiative Upper Boundary Condition for a 3-Dimensional Meso-Beta scale model. - Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling, WMO Report No. 21, pp. 3.1-3.2.
- Birchfield G.E., 1960: Numerical prediction of hurricane movement with the use of fine grid. - J. Meteor., vol. 17, pp.406-414.
- Biswas A.K. and S.B. Agarwal, (eds)., 1994: Environmental Impact Assessment for Developing Countries (3<sup>rd</sup> ed.), Butterworth-Heinemann, , 249 p.
- Blackadar A.K., 1979: High-resolution models of the planetary boundary layer. - Advances in Environmental Science and Engineering, vol. 1, Gordon and Breach, pp. 50-85.
- Blechman J.B., 1981: Vortex generation in a numerical thunderstorm model. - Mon. Wea. Rev., vol. 109, pp. 1061-1071.
- Bornstein R.D., 1975: The two-dimensional URBMET urban boundary layer model. - J. Appl. Meteor., vol 14, pp. 1459-1477.
- Bougealt P., 1982: A non-reflective upper boundary condition for limited-height hydrostatic models. - Direction de la Météorologie, EERM/GMD, 92100, Boulogne, France, 16 pp.
- Bougealt P., 1983: A non-reflective upper boundary condition for limited-height hydrostatic models. - Mon. Wea. Rev., vol. 111, pp. 420-429.
- Bourke W.P. and J.C. McGregor, 1983: A non-linear vertical mode initialization scheme for a limited area prediction model. - Mon. Wea. Rev., vol. 111, pp. 2285-2297.
- Brandt A., 1977: Multi-level adaptive solutions to boundary-value problems. - Math. Comput., vol. 31, pp. 333-390.
- Briggs G.A. 1975: Plume rise predictions. In Lectures on Air Pollution and Environmental Impact Analyses, Workshop Proceedings. - Boston, Mass., pp. 59-111.
- Brown L.W., 1974: Deposition of particles on rough surface during turbulent gas-flow in a pipe. - Atmos. Environ., vol. 8, № 8, pp. 801-816.
- Brown P.S. (jr) and J.P. Pandolfo, 1979: Numerical stability of the combined advective-diffusion equation with nonuniform spatial grid. - Mon. Wea. Rev., vol. 107, pp. 959-962.
- Browning K.A. and B.W. Golding, 1984: Mesoscale forecasting in the Meteorological Office: the way ahead? - Meteor. Mag., vol. 113, pp. 302-313.
- Browning K.A., A. Kasahara and H.-O. Kreise, 1980: Initialization of the primitive equations by the bounded derivative method. - J. Atmos. Sci., vol. 37, pp. 1424-1436.
- Browning K.A., H.-O. Kreise and J. Olinger, 1973: Mesh refinement. - Math. Comput., vol. 27, pp. 29-39.
- Bryan K., 1966: A scheme for numerical integration of the equations of motion on an irregular grid free from nonlinear instability. Mon. Wea. Rev., vol. 9, pp. 39-40.
- Bourda D.B., 1981: A study of the early winter effects of the Great Lakes. I: Comparison of very fine scale numerical simulations with observed data. - Mon. Wea. Rev., vol. 109, pp. 2507-2526.
- Burridge D.M., 1975: A split semi-implicit reformulation of the Bushby-Timpson 10-level model. - Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 101, pp. 777-792.
- Bush N.E., S. Chang and R.A. Anthes: 1976: A multi-level model of the planetary boundary layer suitable for use with mesoscale dynamic models. - J. Appl. Meteor., vol. 15, pp. 909-919.

- Bushby F.H. and M.S. Timpson, 1967: A 10-level atmospheric model and frontal rain. - Quart. J. Meteor. Soc., vol. 93, pp. 1-17.
- Businger J.A., J.C. Wyngaard, Y. Isumi and E.F. Bradley, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. - J. Atmos. Sci., vol. 28, № 2, pp. 181-189.
- Calvert S. and Englund H.M. (eds), 1984: Handbook of Air Pollution Technology. - J. Wiley & Sons, NY, 459 p.
- Carpenter K.M., 1979: An experimental forecast using a non-hydrostatic mesoscale model. - Quart. J. Meteor. Soc., vol. 105, pp. 629-656.
- Carpenter K.M., 1981: The accuracy of Gadd's modified Lax-Wendroff algorithm for advection. - Quart. J. Meteor. Soc., vol. 107, pp. 467-470.
- Carpenter K.M., 1982: Note on the paper «Radiation conditions for lateral boundaries of limited area numerical models» - Quart. J. Meteor. Soc., vol. 108, pp. 717-719.
- Cats G.J., 1984: A scheme for mass and wind analysis on a limited area using multivariate three-dimensional optimum interpolation: scientific documentation and first evaluation. - KNMI Techn. Rep TR-46, 53 pp.
- Cats G.J., 1984: A simple horizontal interpolation scheme for irregularly distributed data. - Memorandum FM-84-28, KNMI, De Bilt, 13 pp.
- Cerjan C., D Kosloff, R. Kosloff and M. Reshet, 1985: A non-reflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. - Geophysics, vol. 50, pp. 705-708.
- Chamberlain A.C., 1967: Transport of lycopodium spores and other particles to rough surfaces. - Proc. Roy. Soc. Ser. A., vol. 226, № 1444, pp. 63-70.
- Chang S.W.-J., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. - Mon. Wea. Rev., vol. 110, pp. 1255-1270.
- Chang C.B., D.J. Perkey and C.W. Kreitzberg, 1981: A numerical case study of the squall line of 6 May 1975. - J. Atmos. Sci., vol. 38, pp. 1601-1615.
- Chang C.B., D.J. Perkey and C.W. Kreitzberg, 1982: A numerical case study of the effects of latent heating on a developing wave cyclone. - J. Atmos. Sci., vol. 39, pp. 1555-1570.
- Charney J.G., 1962: Integration of the primitive and balance equations. - Proc. Intern. Symp. Numerical Weather Prediction, Tokyo, Meteor. Soc. Japan, pp. 131-152.
- Charney J.G., R.J. Fjortoft, J. von Neumann, 1960: Numerical integration of the barotropic vorticity equation. - Tellus, vol. 2, pp. 237-254.
- Charnock H., 1955: Wind stress on a water surface. - Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 81, pp. 639-640.
- Chen J.H., 1973: Numerical boundary conditions and computational models. - J. Comput. Phys., vol. 13, pp. 522-535.
- Chen J.H. and K. Mijakoda, 1974: A nested grid computation for the barotropic free surface atmosphere. - Mon. Wea. Rev., vol. 102, pp. 181-190.
- Chen C.-H. and H.D. Orville, 1980: Effects of mesoscale convergence on cloud convection. - J. Appl. Meteor., vol. 19, pp. 256-274.
- Chuang S., F.H. Proctor, J.W. Zack and M.L. Kaplan, 1984: A numerical weather prediction system designed to simulate atmospheric downburst phenomena. - AIAA Pap., № 352, 15 pp.
- Clark T.L., 1977: A small-scale dynamic model using a terrain-following coordinate transformation. - J. Comput. Phys., vol. 34., pp. 186-215.

- Clark T.L., 1979: Numerical simulations with a three-dimensional cloud model: lateral boundary condition experiments and multicellular severe storm simulations. - J. Atmos. Sci., vol. 36, pp. 2191-2215.
- Clark T.L. and H.D. Farley, 1984: Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness. - J. Atmos. Sci., vol. 41, pp. 329-350.
- Clark T.L. and R. Gall, 1982: Three-dimensional numerical model simulations of airflow over mountainous terrain: a comparison with observations. - Mon. Wea. Rev., v. 110, pp. 766-791.
- Clayton R. and B. Engquist, 1977: Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. - Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 67, pp. 1529-1540.
- Collins W.C., 1983: An accurate variation of the two-step Lax-Wendroff integration of horizontal advection. - Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 109, pp. 255-261.
- Cooley D.S., 1973: Fundamental changes in the grid structure and boundary conditions in the limited-area fine-mesh (LFM) model. - NOAA Tech. Procedures Bull. No. 82, NWS/Weather Analysis and Prediction Div., Silver Spring, Md.
- Crank J. and P. Nicolson, 1947: A practical method for numerical evaluation of solutions of partial differential equations of the heat-conduction type. - Proc. Camb. Phil. Soc., vol. 43, pp. 50-67.
- Crowley W.P., 1968: Numerical advection experiments. - Mon. Wea. Rev., vol. 96, pp. 1-11.
- Daggupaty S.M., R.S. Tangirala and H.A. Sahota, 1994: 3-dimensional mesoscale meteorological model for microcomputers. - Bound.-Layer Meteor., vol. 71, pp. 81-107.
- Davies C., 1973: On the initial-boundary value problem of some geophysical fluid flows. - J. Comput. Phys., vol. 13, pp. 398-422.
- Davies H.C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. - Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 102, pp. 405-418.
- Davies H.C., 1983: Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models. - Mon. Wea. Rev., vol. 111, pp. 1002-1012.
- Deardorff J.W., 1966: The counter gradient heat flux in the lower atmosphere and laboratory. - J. Atmos. Sci., vol. 23, pp. 503-506.
- Deardorff J.W., 1980: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. - Bound.-Layer Meteor., vol. 18, pp. 495-527.
- Deardorff J.W., 1985: Sub-grid scale turbulence modelling. - Adv. Geophys., vol. 28, pp. 337-343.
- Deardorff J.W. and L. Mahrt, 1982: On the dichotomy in theoretical treatment of the atmospheric boundary layer. - J. Atmos. Sci., vol. 39, pp. 2096-2098.
- Deaven D.G., 1976: A solution for boundary problems in isentropic coordinate models. - J. Atmos. Sci., vol. 33, pp. 1702-1713.
- De Bruin H.A.R. and C.J. Moore, 1985: Zero-plane displacement and roughness length for tall vegetation, derived from a simple mass conservation hypothesis. - Bound.-Layer Meteor., vol. 31, pp. 39-50.
- Drasin P.G. and C.H. Su, 1975: A note on long-wave theory of airflow over a mountain. - J. Atmos. Sci., vol. 32, pp. 437-439.

- Driedonks A.G.M., 1982: Models and observations of the growth of the atmospheric boundary layer. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 23, pp. 283-306.
- Droegemeier K.K. and R.B. Wilhelmson, 1985a: Three-dimensional numerical modelling of convection produced by interacting thunderstorm outflow. Part I: Control simulation and low-level moisture variations. - *J. Atmos. Sci.*, vol 42, pp. 2381-2403.
- Droegemeier K.K. and R.B. Wilhelmson, 1985b: Three-dimensional numerical modelling of convection produced by interacting thunderstorm outflow. Part II: Variations in vertical wind shear. - *J. Atmos. Sci.*, vol 42, pp. 2404-2414.
- Dyer A.J. and E.F. Bradley, 1982: An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 22, pp. 3-19.
- Eliassen A. and J. Rekustad, 1971: A numerical study of mesoscale mountain waves.- *Geophys. Publ.*, vol. 28, pp. 1-13.
- Elsberry R.L. and G.W. Ley, 1976: On the strategy of initializing nested grid meshes in numerical weather prediction. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 104, pp. 797-799.
- Elvius T., 1977: Experiments with a primitive equations model for limited area forecasts. - *Contrib. Atmos. Phys.*, vol. 50, pp. 367-392.
- Elvius T. and A. Sundstrom, 1973: Computationally efficient schemes and boundary conditions for a fine mesh barotropic model based on the shallow water equations. - *Tellus*, vol. 25, pp. 132-156.
- Enger L.A., 1986: A high order closure model applied to dispersion in a convective PBL. - *Atmos. Environ.*, vol. 20, № 5, pp. 879-894.
- Enger L.A., 1990: Simulation of Dispersion in Moderately Complex Terrain - Part A. The Fluid Dynamics Model. - *Atmos. Environ.*, vol. 24A, pp. 2431-2446.
- Enger L.A., D. Koracin and X. Yang, 1993: A Numerical Study of Boundary-Layer Dynamics in a Mountain Valley. Part 1. Model Validation and Sensitivity Experiments. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 66, pp. 357-394.
- Engquist B. and A. Majda, 1977: Absorbing boundary conditions for the numerical simulation of waves. - *Math. Comput.*, vol. 31, pp. 629-651.
- Engquist B. and A. Majda, 1979: Radiation boundary conditions for acoustic and elastic wave calculations. - *Commun. Pure Appl. Math.*, vol. 32, pp. 313-357.
- Gadd A.J., 1978: A numerical advection scheme with small phase speed errors. - *Quart J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 104, pp. 583-594.
- Gadd A.J., 1980: Two refinements of the split explicit integration scheme. - *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 106, pp. 215-220.
- Gadd A.J., 1984: Extratropical limited area fine mesh modelling. - *GARP Special Rep.* <sup>1</sup> 43, WMO/TD No. 33, pp. I-13 to I-32.
- Gal-Chen T. and R.S. Sommerville, 1975: On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. - *J. Comput. Phys.*, vol. 17, pp. 209-228.
- Galmarini S., C. Beets, P.G. Duynkerke and Vila-Guerau de Arellano, 1998: Stable nocturnal boundary layers: a comparizon of one-dimensional and large-eddy simulation models. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 88, No. 2, pp. 181-210.
- Garret A.J., 1983: Drainage flow prediction with a one-dimensional model including canopy, soil and radiation parameterizations. - *J. Clim. Appl. Meteor.*, vol. 22, pp. 79-91.



- Garret A.J. and F.G. Smith III, 1984: Two-dimensional simulations of drainage winds and diffusion compared to observations. - *J. Clim. Appl. Meteor.*, vol. 23, pp. 597-610.
- Gauntlett D.J., L.M. Leslie, J.L. McGregor and D.R. Hincksman, 1978: A limited area nested numerical weather prediction model's formulation and preliminary results. - *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 104, pp. 103-117.
- Gillete D.A., B. Marticorena and J. Bergametti, 1998: Change in the aerodynamic roughness height by salting grains: Experimental assessment, test of theory, and operational parameterization. - *J. Geoph. Res.*, vol. 103, No. D6, pp. 6203-6209.
- Golding B.W., 1984: The Meteorological Office mesoscale model: its current status. - *Meteor. Mag.*, vol. 113, pp. 288-302.
- Golding B.W., 1986: The Meteorological Office mesoscale model: an overview. Version 1 February 1986. Met 011 Mesoscale Documentation Paper № 12, Bracknell.
- Golding B.W., L.M. Leslie and G.A. Miles, 1985: Mesoscale dynamical models and practical weather prediction. - *ESA Journal*, vol. 9, pp. 181-193.
- Grotjahn R. and J.J. O'Brien, 1976: Some inaccuracies in finite differencing hyperbolic equations. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 104, pp. 180-194.
- Gustafsson B. and A. Sundstrom, 1976: Incompletely parabolic systems in fluid dynamics. - Report, Uppsala University.
- Gustafsson B. and A. Sundstrom, 1978: Incompletely parabolic systems in fluid dynamics. - *SIAM J. Appl. Math.*, vol. 35, pp. 343-357.
- Hack J.J. W.H. Schubert, 1981: Lateral boundary conditions for tropical cyclone models. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 109, pp. 1404-1420.
- Han T.Y., J.C.S. Meng and C.E. Innis, 1983: An open boundary condition for incompressible stratified flows. - *J. Comput. Phys.*, vol. 49, pp. 276-297.
- Hanson M.E. and A.G. Petschek, 1976: A boundary condition for sufficiently reducing - boundary reflection with a Lagrangian mesh. - *J. Comput. Phys.*, vol. 21, pp. 333-339.
- Harrison E.J. jr., 1973: Three-dimensional numerical simulations of tropical systems utilizing nested finite grids. - *J. Atmos. Sci.*, vol. 30, pp. 1528-1543.
- Harrison E.J. and R. Elsberry, 1972: A method for incorporating nested finite grids in the solution of systems of geophysical equations. - *J. Atmos. Sci.*, vol. 29, pp. 1235-1245.
- Heaps N.S., 1973: Three-dimensional numerical model of the Irish Sea. - *Geophys. J Roy. Astron. Soc.*, vol. 35, pp. 99-120.
- Hedstrom G.W., 1979: Nonreflecting boundary conditions for nonlinear hyperbolic systems. - *J. Comput. Phys.*, vol. 30, pp. 222-237.
- Hill G.E., 1968: Grid telescoping in numerical weather prediction. - *J. Atmos. Sci.*, 7, pp. 29-38.
- Hill G.E., 1974: Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. - *J. Atmos. Sci.*, vol. 31, pp. 646-673.
- Hoke J.E. and N.A. Phillips, 1981: Recent improvements to the nested grid model of the NWP. - Preprints, First AMS Conf. Numerical Weather Prediction, 2-6 Nov. 1981, Monterey, California, Amer. Meteor. Soc., pp. 188-190.
- Hoke J.E. and N.A. Phillips, 1986: An examination of the effectiveness of nesting in an operational nested grid model. - Extended Abstracts WMO/IUGG Int/ Symp. Short- and Medium-Range NWP, Tokyo, 4-8 August, 1986, pp. 321-324.

- Holmgren P., 1995: An Advection Algorithm and an Atmospheric Airflow Application. - *J. Com. Phys.*, vol. 115, pp. 27-42.
- Howell J. and J. Sun, 1998: Surface Layer Fluxes in Stable Conditions. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 88, pp. 145-161.
- Hogstrom U., 1996: Review of Some Basic Characteristics of the Atmospheric Surface Layer. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 78, pp. 215-246.
- Ivanyi Zs. and I. Mersich, 1982: Simulation of the urban air pollution based on a numerical UBL model. - *Atmos. Environ.*, vol.16, pp. 1835-1849.
- Jacobsen I and E. Heise, 1982: A new economic method for the computation of the surface temperature in numerical models. - *Reitr. Phys. Atmos.*, Bd. 56, pp. 128-141.
- Janjic Z.I., 1977: Pressure gradient force and advection scheme used for forecasting with steep and small scale topography. - *Contrib. Atmos. Phys.*, vol. 50, pp. 186-199.
- Janjic Z.I., 1996: The Mellor-Yamada Level 2.5 Turbulence Clousure Scheme in the NCEP Eta Model. - *Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling*, WMO Report No. 23, pp. 4.14-4.15.
- Janjic Z.I., 1997: Advection Scheme for Passive Substances in the NCEP Eta. - *Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling*, WMO Report No. 25, p. 3.14.
- Jones D.E., 1974: The British Meteorological Office fine mesh, 10-level primitive equation model. - *Notes from a Colloquium: Summary 1974 Subsynoptic Extratropical Weather Systems: Observation, Analysis, Modelling and Prediction*; vol. II, Seminar and Workshop at the NCAR, Boudler, Colo., pp. 394- 408.
- Jones R.W., 1977a: A nested grid for a three-dimensional model of a tropical cyclone. - *J. Atmos. Sci.*, vol. 34, pp. 1528-1553.
- Jones R.W., 1977b: Noise control for a nested grid tropical cyclone model. - *Contrib. Atmos. Phys.*, vol. 50, pp. 393-402.
- Jones R.W., 1980: A three-dimensional tropical cyclone model with release of latent heat by the resolvable scales. - *J. Atmos. Sci.*, vol. 37, pp. 930-938.
- Jones C.P. and G.L. Radford, 1997: Use of High Resolution Land Use Data in the UK Met. Of-  
fice Mesoscale Model. - *Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling*, WMO Report No. 25, p. 2.14-2.15.
- Juwanon du Vachat R., A. Craplet, Y. Durand, A. Joly, H.L. Pham and D. Roussean, 1983: Fine mesh numerical weather prediction over France. - *Sixth Conf. Numerical Weather Prediction*, June 6-9, 1983, Omaha, Nebr. Preprint volume of extended abstracts, Amer. Meteor. Soc., pp. 57-61.
- Juwanon du Vachat R., M. Imbard, A. Joly, J.M. Audoin, M. Marie, 1986: The PERIDOT fine-mesh numerical weather prediction system. Description and evaluation. - *Extended Abstracts WMO/IUGG Int. Symp. Short- and Medium-Range NWP*, Tokyo, 4-8 August, 1986.
- Kaimal J.C. and J.J. Finnigan, 1994: *Atmospheric Boundary Layer Flows - Their Structure and Measurements*. - Oxford Univ. Press, 289 pp.
- Kaplan M.L., J.W. Zack, V.C. Wong and J.J. Tuccillo, 1982: Initial results from a mesoscale atmospheric simulation system and comparisons with the AVE-SEASAME I data set. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 110, pp. 1564-1590.
- Kasahara A., 1974: Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 102, pp. 509-522.

- Kato T., 1997: A Modified Centerd Differential Advection Scheme. - Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling, WMO Report No. 25, p. 3.17-3.18.
- Kesel P.G. and F.J. Winninghaff, 1972: The Fleet numerical weather central operational primitive equation model. - Mon. Wea. Rev., vol. 100, pp. 360-373.
- Kiselnikova V.Z., E.M. Pekelis, D.Ya. Pressman, N.F. Veltishchev, A.A. Zhelnin, 1984: Application of mesoscale numerical model to local weather prediction. - Proc. Nowcasting II Symp., Norrköping, Sweden, 3-7 Sept. 1984, ESA, pp. 301-307.
- Klaassen G.P. and T.L. Clark, 1985: Dynamics of the cloud-environment interface and entrainment in small cumuli: Two-dimensional simulations in the absence of ambient shear. - J. Atmos. Sci., vol. 42, pp. 2621-2642.
- Klemp J.B. and D.R. Durran, 1983: An upper boundary condition permitting internal gravity waves radiation in numerical mesoscale models. - Mon. Wea. Rev., vol. 111, pp. 430-444.
- Klemp J.B. and D.K. Lilly, 1975: The dynamics of wave-induced downslope winds. - J. Atmos. Sci., vol. 32, pp. 320-339.
- Klemp J.B. and D.K. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. - J. Atmos. Sci., vol. 35, pp. 78-107.
- Klemp J.B. and R.B. Wilhelmson, 1978a: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. - J. Atmos. Sci., vol. 35, pp. 1070-1096.
- Klemp J.B. and R.B. Wilhelmson, 1978b: Simulations of right- and left-moving storms produced through storm splitting. - J. Atmos. Sci., vol. 35, pp. 1097-1110.
- Kneen T. and W. Strauss, 1969: Deposition of dust from turbulent gas streams. - Atmos. Environ., vol. 3, № 1, pp. 55-67.
- Kopp P.J., H.D. Orville, R.D. Farley and J.H. Hirsch, 1983: Numerical simulation of dry ice cloud seeding experiments. - J. Clim. Appl. Meteor., vol. 22, pp. 1542-1556.
- Kosloff R. and D. Kosloff, 1986: Absorbing boundaries for wave propagation problems. - J. Comput. Phys., vol. 63, pp. 363-376.
- Kreiss H.-O., 1968: Difference approximations for the initial-boundary value problem for hyperbolic differential equations. - Proc. Symp. Numerical Solutions of Nonlinear Differential Equations, D. Greenspan, Ed., Wiley, 102 pp.
- Kreiss H.-O., 1970: Initial boundary value problems for hyperbolic systems. - Commun. Pure Appl. Math., vol. 23, pp. 277-298.
- Kreiss H.-O., 1974: Initial boundary value problems for hyperbolic equations. - Conf. Numerical Solution Diff. Equations, A. Dold and B. Eckman, Eds., Lecture Notes in Mathematics, No. 363, Springer-Verlag, Berlin.
- Kreiss H.-O. and J. Olinger, 1973: Methods for the approximate solution of time dependent problems. - GARP Publication Series, No. 10, WMO-ICSU Joint Organization Committee, 107 pp.
- Kreitzberg C.W., 1978: Progress and problems in regional numerical weather prediction. - SIAM-AMS Proceedings, vol. 11, Computational fluid dynamics, pp. 32-58.
- Kreitzberg C.W., D.J. Perkey and J.E. Pinkerton, 1974: Mesoscale modelling, forecasting and remote sensing research. - Project THEMIS Final Report, AFCRL-TR-74-0253, Dept. of Physical and Atmos. Sci., Drexel University, 318 pp.

- Kudon T., 1986: Test of a radiative boundary condition for gravity waves in three-dimensional sigma-coordinate models. - Preprint for WMO/IUGG Int. Symp. Short- and Medium-Range NWP, Tokyo, 4-8 August 1986.
- Kurihara Y. and M.A. Bender, 1980: Use of a movable nested-mesh model for tracking a small vortex. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 108, pp. 1792-1809.
- Kurihara Y. and M.A. Bender, 1982: Structure and analysis of the eye of numerically simulated tropical cyclone. - *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 60, pp. 381-395.
- Kurihara Y. and M.A. Bender, 1983: A numerical scheme to treat the open lateral boundary of a limited area model. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 111, pp. 445-454.
- Kurihara Y., G.J. Tripoli and M.A. Bender, 1979: Design of a movable nested-mesh primitive equation model. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 107, pp. 239-249.
- Lee H.N. and S.K. Kao, 1979: Finite element numerical modelling of atmospheric turbulent boundary layer. - *J. Appl. Meteor.*, vol. 18, pp. 1287-1295.
- Lee H.N. and W.S. Kau, 1984: Simulation of three-dimensional wind flow over complex terrain in the atmospheric boundary layer. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 29, pp. 381-396.
- Lee R.L., J.M. Leene, jr., P.M. Gresho and S.T. Chan, 1982: A finite element model for environmental problems involving complex terrain. - *Annal. Proc. 4<sup>th</sup> Int. Symp. on Finite Elements Meth. in Flow Proml.*, Tokyo, July 26-29, 1982, pp. 247-254.
- Leslie L.M, G.A. Mills and D.J. Gauntlett, 1981: The impact of FGGE data coverage and improved numerical techniques in numerical weather prediction in the Australian region. - *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, vol. 107, pp. 629-642.
- Ley G.W. and R.L. Elsberry, 1976: Forecasts of typhoon Irma using a nested-grid model. - *Mon. Wea. Rev.*, vol 104, pp. 1154-1161.
- Li Rong-feng and Zeng Qing-eun, 1986: The mechanism of computational chaos in non-uniform grids. - *Extended Abstracts WMO/IUGG Int. Symp. Short- and Medium-Range NWP*, Tokyo, 4-8 August 1986, pp. 233-236.
- Lindman E.L., 1975: Free space boundary conditions for the time dependent wave equation. - *J. Comput. Phys.*, vol. 18, pp. 66-78.
- Lo A.K., 1977: Boundary layer flow over gentle curvilinear topography with a sudden change in surface roughness. - *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 103, pp. 199-209.
- Loff F. and N.J. Miller, 1995: A new subgrid Scale orographic Drag Parameterization. - *Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling*, WMO Report No. 21, pp. 5.25-5.26.
- Lorence A., 1995: Development of an Operational Variational Assimilation Scheme. - *Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling*, WMO Report No. 21, pp. 1.24-1.26.
- Lumley J.L., 1978: Computational Modelling of Turbulent Flow. - in *Advance in Applied Mechanics C.-S. Yih (ed.)*, vol. 18, Academic Press, pp. 123-176.
- Lysmer J. and R.L. Kuhlemeyer, 1969: Finite dynamic model for infinite media. - *J. Eng. Mech. Div., Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, vol. 95, pp. 859-877.
- Ma J. and S.M. Daggupaty, 1998: Stability dependence of height scales and effective roughness lengths of momentum and heat transfer over roughness changes. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 88, No. 1, pp. 145-160.
- McCumber M.C., R.A. Pielke, 1981: The effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. P.1, Soil Layer. - *J. Geophys. Res.*, vol. 86, pp. 9929-9938.

- McNider R.T., 1982: A note on velocity fluctuations in drainage flows. - J. Atmos. Sci., vol. 39, pp. 1658-1660.
- McNider R.T. and R.A. Pielke, 1981: Diurnal boundary-layer development over sloping terrain. - J. Atmos. Sci., vol. 38, pp. 2198-2212.
- McNider R.T. and R.A. Pielke, 1984: Numerical simulation of slope and mountain flows. - J. Clim. Appl. Meteor., vol. 23, pp. 1441-1453.
- Madala R.V. and S.A. Piacsek, 1975: Numerical simulation of asymmetric hurricanes on a  $\beta$ -plane with vertical shear. - Tellus, vol. 27, pp. 453-468.
- Mahlman J.D. and R.W. Sinclair, 1977: Tests of various numerical algorithms applied to a simple trace constituent air transport problem. Fate of pollutants in the air and water environments. Part I. - Advances in Environm. Sci. and Techn., vol. 8, I.H. Suffet, Ed., Wiley, pp. 223-252.
- Mahren Y. and R.A. Pielke, 1975: A numerical study of the air flow over mountains using the two-dimensional version of the University of Virginia mesoscale model. - J. Atmos. Sci., vol. 32, pp. 2144-2155.
- Mahren Y. and R.A. Pielke, 1977a: A numerical study of the airflow over irregular terrain. - Contrib. Atmos. Sci., vol. 50, pp. 98-113.
- Mahren Y. and R.A. Pielke, 1977b: The effects of topography in sea and land breeze in two-dimensional numerical model. - Mon. Wea. Rev., vol. 105, pp. 1151-1162.
- Mahrt L., J. Sun, W. Blumen, T. Delany and S. Oncley, 1998: Nocturnal boundary-layer regimes. - Bound.-Layer Meteor., vol. 88, No. 2, pp. 255-278.
- Mailhot J. and R. Benoit, 1982: A finite-element model of the atmospheric boundary layer suitable for use with numerical weather prediction models. - J. Atmos. Sci., vol. 39, pp. 2249-2266.
- Mathur M.B., 1974: A multiple-grid primitive equation model to simulate the development of an asymmetric hurricane (Isbell, 1964). - J. Atmos. Sci., vol. 31, pp. 371-393.
- Matsuno T., 1966a: Numerical integrating of the primitive equations by a simulated backward difference method. - J. Meteor. Soc. Japan, vol. 44, pp. 76-84.
- Matsuno T., 1966b: False reflection of waves at the boundary due to the use of finite differences. - J. Meteor. Soc. Japan, vol. 44, pp. 145-157.
- Mellor G.L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for atmospheric boundary layers. - J. Atmos. Sci., vol. 31, pp. 1791-1806.
- Mellor G.L. and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. - Rev. Geophys. Space Phys., vol. 20, pp. 851-875.
- Mellor G.L., 1985: Ensemble average, turbulence closure. - Adv. Geophys., vol. 28, pp. 345-358.
- Miller M.J. and A.J. Thorpe, 1981: Radiation conditions for the lateral boundaries of limited-area numerical models. - Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 107, pp. 615-628.
- Miller M.J. and A.A. White, 1984: On the non-hydrostatic equations in pressure and sigma coordinates. - Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 110, pp. 515-534.
- Mijakoda K., 1973: Cumulative results of testing a meteorological-mathematical model. The description of model. - Proc. Roy. Irish Acad., vol. 73, pp. 99-130.

- Miyakoda K. and A. Rosati, 1977: One-way nested grid models: The interface condition and the numerical accuracy. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 105, pp. 1092-1107.
- Muller E., I. Jacobsen, A. Link, D. Majewski and J.-U. Schwirner, 1986: Results and prospects of mesoscale modelling at the Deutscher Wetterdienst. - *Extended Abstracts WMO/IUGG Int. Symp. Short-and Medium-Range NWP*, Tokyo, 1986, pp. 387-390.
- Nieuwstadt F.T.M. and P.G. Duynkerke, 1996: Turbulence in the Atmospheric Boundary Layer. - *Atmos. Res.*, vol. 40, pp. 111-142.
- Nitta T., 1964: On the reflective computational wave caused by the outflow boundary condition. - *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 42, pp. 274-276.
- Ohya Y.D., E. Neff and R.N. Meroney, 1997: Turbulence Structure in a Stratified Boundary Layer under Stable Conditions. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 83, pp. 139-161.
- Okamura Y., 1975: Computational design of a limited-area prediction model. - *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 53, pp. 175-188.
- Oliger J. and S.A. Sundstrom, 1978: Theoretical and practical aspects of some initial boundary value problems in fluid dynamics. - *SIAM J. Appl. Math.*, vol. 35, pp. 419-446.
- Ookochi Y., 1972: A computational scheme for the nesting of a fine mesh in the primitive equation model. - *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 50, pp. 37-48.
- Ookochi Y., 1974: Numerical prediction of typhoon movement with use of the multiple grid nesting. - *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 52, pp. 387-390.
- Ookochi Y., 1978: Preliminary test of typhoon forecast with a moving multi-nested grid (MNG). - *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 56, pp. 571-583.
- Ookochi Y., 1979: Preliminary test of typhoon forecast with a moving multi-nested grid (MNG). - *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 30, pp. 173-198.
- Orlanski I.A., 1976: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. - *J. Comput. Phys.*, vol. 21, pp. 251-269.
- Paegle J., W.G. Zdunkowski and R.M. Welch, 1976: Implicit differencing of predictive equations of the boundary layer. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 104, pp. 1321-1324.
- Pearson R.A., 1974: Consistent boundary conditions for numerical models of systems that admit dispersive waves. - *J. Atmos. Sci.*, vol. 31, pp. 1481-1489.
- Peltier W.R. and T.L. Clark, 1983: Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions. - *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 109, pp. 527-548.
- Pan H.-L. and S.-Y. Hong, 1996: Implementation of a New Land Surface Parameterization Scheme and a New Turbulence Parameterization Scheme in the NCEP MRF Model. - *Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling*, WMO Report No. 23, pp. 4.30-4.31.
- Panofsky H.A., 1985: The planetary boundary layer. - *Adv. Geophys.*, vol. 28, pp. 359-385.
- Perkey D.J., 1976: A description and preliminary results from a fine-mesh model for forecasting quantitative precipitation. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 104, pp. 1513-1526.
- Perkey D.J. and C.W. Kreitzberg, 1976: A time-dependent lateral boundary scheme for limited-area primitive equation models. - *Mon. Wea. Rev.*, vol. 104, pp. 744-755.
- Phillips N.A., 1962: Numerical integration of the hydrostatic system of equations with a modified version of the Eliassen finite-difference grid. - *Proc. Int. Symp. Numerical Weather Prediction*, Tokyo, November 7-13 1960, *Meteor. Soc. Japan*, pp. 109-120.

- Phillips N.A. and J. Shukla, 1973: On the strategy of combining coarse and fine grid meshes in numerical weather prediction. - J. Appl. Meteor., vol. 12, pp. 763-770.
- Physick W.L., 1976: A numerical model of the sea breeze phenomenon over a lake or gulf. - J. Atmos. Sci., vol. 33, pp. 2107-2135.
- Pielke R.A., 1981: Mesoscale numerical modelling. - Advances in Geophysics, vol. 23, pp. 185-344.
- Pielke R.A., 1984: Mesoscale Numerical Modelling. - Academic Press, 612 pp.
- Pielke R.A., M. Segal, R.T. McNider and Y. Mahrer, 1985: Derivation of slope flow equations using two different coordinate representation. - J. Atmos. Sci., vol. 42, pp. 1102-1106.
- Queney P., 1973: Transfer and dissipation of energy by mountain waves. - Dynamic meteorology, P. Morel, Ed., D. Reidel, pp. 513-617.
- Ray P.S., J.B. Klemp and G. Wilhelmson, 1982: Observed and numerically simulated structure of a mature supercell thunderstorm. - Cloud Dynamics, E.M. Agee and T. Assai, Eds., D. Reidel, pp. 379-393.
- Raymond W.H. and H.L. Kuo, 1984: A radiation boundary condition for multi-dimensional flows. - Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 110, pp. 535-552.
- Redelsperger J.L. et G. Sommeria, 1981: Methode de representation de la turbulence d'echelle inferieure a la maille pour un modele tri-dimensionnel de convection nuageuse. - Bound.-Layer Meteor., vol. 21, pp. 509-530.
- Reynolds A.C., 1978: Boundary conditions for the numerical solution of wave propagation problems. - Geophysics, vol. 43, pp. 1099-1110.
- Rivin G.S. and P.V. Voronina, 1996: Monotonous Schemes for the Solution of Transport Non-Negative Values Equation. - Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling, WMO Report No. 23, pp. 3.28-3.30.
- Rivin G.S. and P.V. Voronina, 1997: Monotonous Schemes for the Solution of Transport Non-Negative Values Equation: Two-Dimensional Case. - Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling, WMO Report No. 25, p. 3.34-3.35.
- Roos B.B. and I. Orlanski, 1982: The evolution of an observed cold front. Part I: Numerical simulation. - J. Atmos. Sci., vol. 39, pp. 296-327.
- Rotunno R. and J.B. Klemp, 1985: On the rotation and propagation of simulated supercell thunderstorms. - J. Atmos. Sci., vol. 42, pp. 271-292.
- Rudy D.H. and J.C. Strikwerda, 1980: A nonreflecting outflow boundary condition for subsonic Navier-Stokes calculation. - J. Comput. Phys., vol. 36, pp. 55-70.
- Rudy D.H. and J.C. Strikwerda, 1981: Boundary conditions for subsonic compressible Navier-Stokes calculations. - Comput. Fluids, vol. 9, pp. 327-338.
- Salverkar P.S., A. Owino and G.C. Asnani, 1996: Numerical Simulation of Mesoscale Mean Flow through a Mountain Gap. - Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling, WMO Report No. 23, pp. 5.35-5.36.
- Scharman R.D. and M.G. Wurtele, 1983: Ship Waves and Lee Waves. - J. Atmos. Sci., vol. 40, pp. 396-427.
- Shapiro R., 1970: Smoothing, filtering and boundary effects. - Rev. Geophys. Space Phys., vol. 8, pp. 359-387.

- Shapiro M.A. and J.J. O'Brien, 1970: Boundary conditions for fine-mesh limited-area forecasts. - J. Appl. Meteor., vol. 9, pp. 345-349.
- Shnaindman V. and A. Tarnopolsky, 1996: Three-Dimensional Structure of Atmospheric Boundary Layer over Limited Area. - Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling, WMO Report No. 23, pp. 4.39-4.40.
- Shnaindman V.A., A.G. Tarnopolsky and L.V. Berkovitch, 1997: The method of Atmospheric Boundary Layer Structure Prediction. - Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling, WMO Report No. 25, p. 5.38-5.39.
- Shnaindman V.A. and A.G. Tarnopolsky, 1998: The Analysis and Prediction of ABL parameters with the Operative Meteorological Information. - Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling, WMO Report No. 27, p. 5.54-5.56.
- Shuman F.G., 1957: Numerical methods in weather prediction: II. Smoothing and filtering. - Mon. Wea. Rev., vol. 85, pp. 357-371.
- Smagorinsky J., 1963: General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. - Mon. Wea. Rev., vol. 91, № 3, pp. 99-164.
- Smith W.D., 1974: A nonreflecting plane boundary for wave propagation problems. - J. Comput. Phys., vol. 15, pp. 492-503.
- Smith F.B. and D.J. Carson, 1977: Some thoughts on the specification of the boundary-layer relevant to numerical modelling. - Bound.-Layer Meteor., vol. 12, pp. 307-330.
- Smolarkiewicz P.K., 1984: A fully multidimensional positive definite advection transport algorithm with small implicit diffusion. - J. Comput. Phys., vol. 54, pp. 325-362.
- Sommerfeld A., 1958: Vorlesungen über theoretische Physik. Bd. 6. Partielle Differentialgleichungen der Physik. Geest und Portig, 300 Ss.
- Soo S.L. and F.F. Chen, 1982: The boundary conditions of the diffusion equation. - Powder Technol., vol. 31, № 7, pp. 117-119.
- Sorbjan Z., 1989: Structure of the Atmospheric Boundary Layer. - Prentice-Hall, 317 pp.
- Sozzi R. and M. Favaron, 1998: Method of Estimation of Surface Roughness and Similarity Function of Wind Speed Vertical Profile. - J. Appl. Meteor., vol. 37, No. 5, pp. 461-469.
- Starr V.P., 1946: A quasi-lagrangian system of hydrodynamical equations - J. Meteor., vol. 2, pp. 227.
- Stepanenko S.N., 1997: Method of restoring the atmospheric boundary layer detail three-dimensional structure with the data of routine meteorological information. - Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling, WMO Report No. 25, p. 5.41-5.42.
- Steppeler J. and M. Minotte, 1998: Development of a Step Mountain Coordinate for Nonhydrostatic Model. - Res. Activities in Atmos. and Oceanic Modelling, WMO Report No. 27, p. 3.30-3.31.
- Svensson G., 1996a: A Numerical Model for Chemical and Meteorological Processes in the Atmospheric Boundary Layer. Part I: A Model Description and a Parameter Study. - J. Appl. Meteor., vol. 35, pp. 939-954.
- Svensson G., 1996b: A Numerical Model for Chemical and Meteorological Processes in the Atmospheric Boundary Layer. Part II: A Case Study of the Air Quality Situation in Athens, Greece. - J. Appl. Meteor., vol. 35, pp. 955-973.



- Sullivan P., J. McWilliams and C.-H. Moeng, 1994: A Subgrid-Scale Model for Large-Eddy Simulation of Planetary Boundary-Layer Flows. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 71, pp. 274-276.
- Sun W.Y., 1989: Numerical study of dispersion in the convective boundary layer. - *Atmos. Environ.*, vol 23A, pp. 1205-1217.
- Sundström A., 1973: Theoretical and practical problems in formulating boundary conditions for a limited-area model. - Rep. DM-9, Inst. of Meteor., Univ. Of Stockholm.
- Sundström A., 1977: Boundary conditions for limited-area integration of the viscous forecast equations - *Contrib. Atmos. Phys.*, vol. 50, pp. 218-224.
- Tapp M.C. and P.W. White, 1976: A non -hydrostatic mesoscale model. - *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 102, pp. 277-296.
- Techniques and decision making in the assesment of off-site consequences of an accident in a nuclear facility. International Atomic Energy Agency.- Vienne, 1987, 221 p.
- Thorpe A.J., M.J. Miller and M.W. Moncrieff, 1982: Two-dimensional convection in non-constant shear: a model of mid-latitude squall lines. - *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 108, pp. 739-762.
- Tripoli G.J. and W.R. Cooton, 1980: A numerical investigation of several factors contributing to the observed variable intensity of deep convection over South Florida. - *J. Appl. Meteor.*, vol. 19, pp. 1037-1063.
- Tripoli G.J. and W.R. Cooton, 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model-1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. - *J. Rech. Atmos.*, vol. 16, pp. 185-219.
- Tripoli G.J. and W.R. Cooton, 1986: An intense, quasi-steady thunderstorm over mountain terrain. Part IV: Three-dimensional numerical simulation. - *J. Atmos. Sci.*, vol. 43, pp. 894-912.
- Tung S.-L., I. Halberstam and C. Johnson, 1986: Towards the development of a improved modular limited-area model. - *Extended Abstracts WMO/IUGG Int. Symp. Short- and Medium-Range NWP*, Tokyo, 4-8 August 1986, pp. 357-358.
- Vichnevetsky R., 1986: Invariance theorems concerning reflection at numerical boundaries. - *J. Comput. Phys.*, vol. 63, pp. 268-282.
- Volkert H. and U. Schumann, 1986: Development of an atmospheric mesoscale model - setting up the version in terrain following coordinates. - *Notes Numer. Fluid Mech.*, vol. 13, pp. 375-382.
- Walmsley J.L., J.R. Salmon and P.A. Taylor, 1982: On the application of a model of boundary-layer flow over low hills to real terrain. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 23, pp. 17-46.
- Wang I.T., 1981: The determination of surface-layer stability and eddy fluxes using wind speed and vertical temperature gradient measurements. - *J. Appl. Meteor.*, vol. 20, pp. 1241-1248.
- Wang H.H. and P. Halpern, 1970: Experiments with a regional fine-mesh prediction model. - *J. Appl. Meteor.*, vol. 9, pp. 545-553.
- Wieringa J., 1993: Representative roughness parameters for homogeneous terrain. - *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 63, pp. 323-363.
- Wieringa J., 1986: Roughness-Dependent Geographical Interpolations of Surface Wind Speed Averages. - *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 112, pp. 867-889.
- Wilhelmson R.B. and C.-S. Chen, 1982: A simulation of the development of successive cells along a cold outflow boundary. - *J. Atmos. Sci.*, vol. 39, pp. 1466-1483.

- Wilhelmson R.B. and J.B. Klemp, 1978: A numerical study of storm splitting that leads to long-lived storms. - J. Atmos. Sci., vol. 35, pp. 1974-1986.
- Wilhelmson R.B. and J.B. Klemp, 1981: A three-dimensional simulation of splitting severe storms on 3 April 1964. - J. Atmos. Sci., vol. 38, pp. 1581-1600.
- Williamson D.L. and G.L. Browning, 1974: Formulation of the lateral boundary conditions for the NCAR limited-area model. - J. Appl. Meteor., vol. 13, pp. 8-16.
- Wong V.C., J.W. Zack, M.L. Kaplan and G.D. Coats, 1983: A nested-grid limited-area model for short term weather forecasting. - Preprints 6<sup>th</sup> Conf. on Numerical Weather Prediction, June 6-9 1983, Omaha, Nebr., Amer. Meteor. Soc., pp. 9-15.
- Wood N. and P. Mason, 1991: The Influence of Static Stability on the Effective Roughness Lengths for Momentum and Heat Transfer. - Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 117, pp. 1025-1056.
- Wu J., 1986: An atmospheric boundary layer model and its applications. - Modell. Simul. and Conts., vol. 4, № 3, pp.1-19.
- Wyngaard J.C., 1985: Structure of the planetary boundary layer and implications for its modeling. - J. Clim. Appl. Meteor., vol. 24, pp. 1131-1142.
- Xu D. and P.A. Taylor, 1997: An  $E-\epsilon-l$  turbulence closure scheme for planetary boundary-layer models: the neutrally stratified case. - Bound.-Layer Meteor., vol. 84, pp. 247-266.
- Yamada T., 1977: A numerical simulation of pollutant dispersion in a horizontally homogeneous atmospheric boundary layer. - Atmos. Environ., vol. 11, pp. 1015-1024.
- Yamada T., 1981: A numerical simulation of the nocturnal drainage. - J. Meteor. Soc. Japan, vol. 59, pp. 108-122.
- Yamada T. and S. Bunker, 1986: Development of a mesoscale, nested grid model and applications to pollutant transport over complex terrain. - Extended Abstracts WMO/IUGG Inter. Symp. Short- and Medium-Range NWP, Tokyo, 4-8 August 1986, pp. 325-328.
- Ying R. and V.M. Canuto, 1997: Numerical simulation of flow over two-dimensional hills using a second-order turbulence closure model. - Bound.-Layer Meteor., vol. 85, pp. 447-474.
- Zilitinkevich S.S., 1989b: Velocity profile, the resistance law and the dissipation rate of mean flow kinetic energy in a neutrally and stably stratified planetary boundary layer. - Bound.-Layer Meteor., vol. 46, pp. 367-387.
- Zilitinkevich S.S., 1989c: Temperature profile and heat transfer law in neutrally and stably stratified planetary boundary layer. - Bound.-Layer Meteor., vol. 49, pp. 1-6.
- Zilitinkevich S.S. and J.W. Deardorff, 1974: Similarity theory for planetary boundary layer of time dependent height. - J. Atmos. Sci., vol. 31, № 5, pp. 1449-1452.

## Оглавление

<b>Предисловие</b>	<b>3</b>
<b>Глава 1.</b> <i>Приложение теории пограничного слоя атмосферы и турбулентной диффузии для описания динамики турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над ограниченным регионом</i>	<b>5</b>
1.1. Постановка задачи совместного количественного описания турбулентно-циркуляционного режима и процессов переноса и рассеяния примеси в нижнем слое атмосферы над ограниченным регионом	<b>6</b>
1.2. Учет орографии в задаче количественного описания динамики нижнего слоя атмосферы над ограниченным регионом	<b>16</b>
1.3. Модель турбулентно-циркуляционной структуры и процессов распространения и рассеяния примеси в нижнем слое атмосферы над орографически неоднородной подстилающей поверхностью	<b>32</b>
1.4. Формулировка начальных и краевых условий в задаче моделирования турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов над ограниченным регионом	<b>34</b>
<b>Глава 2.</b> <i>Комплексный метод количественного описания пространственно-временного распределения характеристик атмосферного пограничного слоя над Украиной с использованием данных метеорологических станций и объективного анализа</i>	<b>57</b>
2.1. Программный комплекс обработки диагностической и прогностической метеорологической информации в задаче инициализации модели АПС	<b>58</b>
2.2. Методика расчета характеристик внутренней структуры АПС в начальный момент времени по метеорологическим полям ДОМ	<b>66</b>
2.3. Вычислительный алгоритм восстановления турбулентно-циркуляционной структуры нижнего слоя атмосферы	<b>77</b>

<b>Глава 3. Турбулентно-циркуляционный режим нижних слоев атмосферы над Украиной для типовых синоптических ситуаций</b>	<b>87</b>
3.1. Восстановление турбулентно-циркуляционного режима АПС с использованием данных метеорологических станций	88
3.1.1. Турбулентно-циркуляционный режим нижней атмосферы над Украиной для синоптической ситуации "Выход южного циклона"	88
3.1.2. Турбулентно-циркуляционный режим нижней атмосферы над Украиной для синоптической ситуации "Стационарирование циклона"	114
3.2. Восстановление турбулентно-циркуляционного режима АПС с использованием данных объективного анализа крупномасштабных метеорологических полей	147
<b>Глава 4. Оценка точности восстановления турбулентно-циркуляционной структуры нижнего слоя атмосферы на основе трехмерной модели АПС</b>	<b>166</b>
4.1. Методика оценки точности восстановления турбулентно-циркуляционной структуры нижнего слоя атмосферы	166
4.2. Исходные термобарические и циркуляционные поля в нижней тропосфере, используемые при оценке достоверности модели АПС	168
4.3. Анализ достоверности восстановления циркуляционной структуры АПС на уровне 925 гПа 06.10.97г.	174
4.4. Анализ достоверности восстановления полей приземного ветра при различных синоптических ситуациях по данным метеорологических станций	183
<b>Глава 5. Количественное описание процессов переноса и рассеивания примеси в АПС на основе уравнения турбулентной диффузии</b>	<b>187</b>
5.1. Постановка задачи переноса и рассеяния примеси в нижних слоях атмосферы от точечного источника	188
5.2. Вычислительный алгоритм решения стационарного двумерного уравнения переноса	195
5.3. Вычислительный алгоритм решения нестационарного двумерного уравнения переноса	198
5.4. Вычислительный алгоритм решения трехмерного нестационарного уравнения турбулентной диффузии на основе метода переменных направлений	201
5.5. Численная реализация краевых условий для уравнения турбулентной диффузии	206

5.6. Методика инициализации модели расчета характеристик диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы	216
<b>Глава 6. <i>Моделирование процессов распространения и рассеяния примеси в АПС при различных метеорологических условиях</i></b>	<b>223</b>
6.1. Классификация метеорологических условий распространения и рассеяния примеси над Украиной	223
6.2. Численные эксперименты по моделированию распространения и рассеяния примеси при различных метеорологических условиях	236
<b>Заключение</b>	<b>241</b>
<b>Литература</b>	<b>243</b>