

Э.Л. Подольская

**ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ
АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА**

E.L. Podolskaya

**NUMERICAL MODELLING OF GENERAL CIRCULATION
OF THE ATMOSPHERE AND OCEAN**

Предлагается численная гидродинамическая модель климата. Вычислительная сетка с очень большими горизонтальными шагами препятствует образованию синоптических циклонов и антициклонов, что обеспечивает отсутствие короткопериодных изменений погоды. Прогнозируются среднемесячные значения метеовеличин и центры действия.

Примерно через год моделирования устанавливаются поля приземного давления и температуры, геопотенциала, ветер в атмосфере и течения в океане, удовлетворительно воспроизводящие современный климат. Модель реализована на персональном компьютере AT-486.

A numerical hydrodynamical climate model is presented. A computational grid with very great horizontal steps prevents formation of synoptical cyclons and anticyclons, which excludes short-period weather changes. Monthly mean meteorological values and centres of action are predicted.

About after one year of modelling fields of surface pressure and temperature, wind in the atmosphere, and ocean currents are determined that with sufficient approximation imitate modern climate. The model was realised using a AT-486 personal computer.

Постановка задачи. Для исследования влияния прямых и обратных связей различных климатообразующих факторов была разработана глобальная гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы и океана, моделирующая непосредственно общую циркуляцию, а не ежедневную погоду. Пространственная сетка с очень большими горизонтальными шагами играет роль своеобразного фильтра. Обычные циклоны и антициклоны не прослеживаются, это обеспечивает отсутствие короткопериодных колебаний погоды. Прогнозируются среднемесячные значения метеовеличин и центры действия (обширные стационарные циклоны и антициклоны).

Основная система полных уравнений для атмосферы имеет вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{uv \operatorname{tg} \varphi}{a} = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + lv - g \frac{\partial \tau_x}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{u^2 \operatorname{tg} \varphi}{a} = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} - lv - g \frac{\partial \tau_y}{\partial z}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p} \rightarrow \Phi = RT \bar{\ln} \frac{p_s}{p}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \varpi}{\partial p} - \frac{v \operatorname{tg} \varphi}{a} = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \varpi \frac{\partial T}{\partial p} = \frac{R \varpi}{c_p p} T + \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_r + \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_p + \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_t, \quad (5)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \varpi \frac{\partial q}{\partial p}, \quad (6)$$

$$\frac{\partial cn}{\partial t} + u \frac{\partial cn}{\partial x} + v \frac{\partial cn}{\partial y} + \varpi \frac{\partial cn}{\partial p} = 0. \quad (7)$$

Уравнения записаны в изобарической сферической системе координат, однако сохранены привычные обозначения горизонтальных координат x и y . При численной реализации в качестве приращений dx и dy задаются истинные расстояния на сфере между узлами горизонтальной сетки. Величина a обозначает радиус Земли, $\varpi = \frac{dp}{dt}$ – аналог вертикальной скорости, $l = 2\omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса, φ – широта, τ_x и τ_y – составляющие напряжения турбулентного трения в планетарном пограничном слое (ППС), p_s – приземное давление, последние 3 члена в уравнении (5) представляют собой изменения температуры в результате радиационного, фазового и турбулентного притоков тепла. q – массовая доля водяного пара, cn – балл облачности в долях единицы. Остальные обозначения очевидны.

Первоначально данная модель была построена на базе оперативной прогностической модели Гидрометцентра СССР [Беркович, 1982, 1985], но затем было внесено очень много изменений в прогностическую схему (вплоть до замены основного прогностического уравнения и заменены параметризации метеорологических процессов).

В результате интегрирования по вертикали уравнения неразрывности (4) получается прогностическое уравнение для приземного давления:

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = \alpha \varpi \Big|_{p=p_s} = -\alpha \int_0^{p_s} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{v \operatorname{tg} \varphi}{a} \right) dp. \quad (8)$$

Здесь $\alpha = 0,03 - 0,05$ – подгоночный коэффициент, подобранный [Беркович, 1982] таким образом, чтобы обеспечить реалистическую величину барической тенденции. Геопотенциал рассчитывается по диагностической формуле (3).

Прогноз всех метеорологических величин осуществляется на подстилающей поверхности и на шести уровнях: 925, 850, 700, 500, 300 и 100 гПа. Задаются граничные условия по вертикали:

$$\text{при } p = 0 \quad \varpi = 0, \quad (9)$$

$$\text{при } z = 0 \quad p = p_s, \quad u = v = w = 0, \quad \Phi = 0. \quad (10)$$

При моделировании океанических течений используется уравнение состояния морской воды [Манабе, 1972; Доронин, 1981] в аппроксимации Эккарта

$$\rho = \rho_0 \left\{ 1 + 10^{-5} \left[2815,2 - 7,35T - 0,469T^2 - (80,2 - 0,2T)(S - \bar{S}) \right] \right\}, \quad (11)$$

где $\rho_0 = 1 \text{ г/см}^3$; T – температура в градусах Цельсия; S – соленость в промилле, $\bar{S} = 35 \text{ ‰}$ – средняя соленость.

Уравнения движения и неразрывности, в принципе, одинаковы для воды и для воздуха.

Горизонтальная расчетная сетка. На всех уровнях расчеты производятся в узлах горизонтальной шахматной сетки (схема Элиассена) с шагами 10^0 широты и $22,5^0$ долготы. Таким образом, на любом меридиане находится 36 узлов сетки, а на любом широтном круге – 16 узлов. При этом на полюсах сходятся 16 меридианов, каждый со "своим" полюсом. Для простоты единая численная схема не меняется: вычисляются 16 значений метеовеличин, но после каждого временного шага эти значения осредняются и полученные средние записываются во все 16 узлов. На нечетных широтных кругах отсчет начинается от гринвичского меридиана, т.е. от 0^0 . На четных кругах узлы («крестики») сдвинуты на полшага к востоку по отношению к узлам на нечетных кругах («кружки»). Прогноз на сетках «кружков» и «крестиков» сдвинут на полшага по времени, что позволяет реализовать центрально-разностную аппроксимацию как пространственных, так и временных производных. Расстояние между узлами на сфере $dy = 20^0 = 2222 \text{ км} = \text{const}$. $dx = 22,5^0$. dx в км зависит от широты. Оно меняется от 2500 км на экваторе до 435 км на широте 80^0 . При выбранном шаге по времени 1 час на широтах $\varphi > 60^0$ нарушается неравенство Куранта-Леви-Фредерикса и численная схема теряет устойчивость. Для сохранения устойчивости при прогнозе после каждого шага проводится сглаживание вдоль широтных кругов 70^0 и 80^0 . Горизонтальные (боковые) граничные условия, вообще говоря, не нужны при прогнозе непрерывных полей на сфере. Реальное распределение суши и моря получено по таблицам рельефа, приведенным в монографии [Гейтс, 1978]. Рельеф суши в модели пока не учитывается. Поэтому моделируемые «приземное» давление и «приземная» температура в действительности относятся к уровню моря.

Параметризация планетарного пограничного слоя. Вертикальное разрешение модели слишком мало для подробного исследования планетарного пограничного слоя (ППС). Существует большое количество численных решений системы уравнений, а также упрощенных аналитических решений и параметризаций [Бобылева, 1970; Гандин, 1955; Зилитинкевич, 1970; Лайтман, 1970; Шнайман, 1987; Delsol, 1971], используемых как в численных моделях прогноза погоды, так и в специальных исследованиях планетарного по-

граничного слоя (ППС). Однако все эти параметризации справедливы лишь для стационарного баротропного ППС в средних широтах, поскольку всюду (начиная с самой общей теории подобия ППС) уравнения движения в свободной атмосфере решаются в геострофическом приближении, и более того, геострофический ветер считается постоянным по высоте. В данном случае эти приближения не годятся. В модели ОЦА именно в результате бароклинности атмосферы под влиянием лучистых притоков тепла возникают ускорения и устанавливается поле ветра. При этом достаточно велик термический ветер. Кроме того, модель работает на экваторе. Теряют смысл общепринятые критерии подобия: число Россби, геострофический коэффициент трения, параметр устойчивости μ_0 и т.д., поскольку в них входит скорость геострофического ветра. Поэтому была разработана интегральная модель ППС, не использующая приближение Экмана. Для замыкания системы уравнений добавлено уравнение баланса энергии турбулентности, причем на основании гипотез Колмогорова и Обухова скорость диссипации энергии турбулентности выражается через коэффициент турбулентности и высоту ППС. В дальнейшем требовалось, чтобы это уравнение удовлетворялось в целом для всего пограничного слоя (интегрально). Внутри ППС расположен лишь один расчетный уровень модели – 925 гПа. Следующий уровень – 850 гПа – можно приближенно отождествить с верхней границей ППС, где исчезают коэффициент турбулентности и турбулентные потоки и притоки количества движения, тепла и т.д. На подстилающей поверхности задаются нулевые граничные условия для составляющих скорости и коэффициента турбулентности и из уравнения теплового баланса определяется турбулентный поток тепла, который полагается линейно убывающим с высотой. Очевидно, что, имея значения температуры и составляющих скорости ветра на трех уровнях (для середины шага по времени), можно аппроксимировать вертикальные профили полиномами второй степени. Более того, нет необходимости считать постоянным по высоте коэффициент турбулентности. Его тоже можно аппроксимировать параболой $k = k_1(1 - z/H)$. Подставляя указанные полиномы и интегрируя (аналитически) уравнение баланса энергии турбулентности по толщине ППС, удастся найти аналитическое (хотя и громоздкое) выражение для коэффициента турбулентности. А затем определяются турбулентные члены в уравнениях (1), (2), (5) на уровне 925 гПа. Такое сочетание численных и аналитических методов оказывается достаточно экономичным в отношении трудоемкости расчетов. Составляющие скорости ветра, рассчитанные с помощью этой модели, хорошо согласуются с моделью Швеца – Юдина [Гандин, 1955].

Параметризация тепло- и влагообмена с подстилающей поверхностью. Тепловые характеристики, а также альbedo подстилающей поверхности, осредненные по большой территории, зависят в первую очередь от степени увлажнения, т.е. от относительной влажности, осредненной по этой территории. При положительных температурах такая влажность является доста-

точно стабильной характеристикой ландшафта, представляющей собой соотношение переувлажненных (водоемы, болота) и сухих участков. Задается карта этой влажности, составленная по грубым оценкам литературных данных.

Альbedo подстилающей поверхности рассчитывается по полуэмпирическим формулам в зависимости от характера ландшафта, приземной влажности и температуры. Для расчета потока тепла в почву реальная почва заменяется эквивалентным перемешанным слоем воды. Толщина такого слоя подобрана путем сравнения сезонного хода температуры с расчетами по аналитической формуле для двухслойной системы почва – воздух при постоянном коэффициенте турбулентности. Эта толщина эквивалентного водного слоя выражена аналитическими формулами и рассчитывается для разных типов ландшафта в зависимости от температуры и относительной приземной влажности. Соединение этой параметризации с параметризацией ППС позволяет найти изменение температуры подстилающей поверхности. В результате работы радиационного блока [Подольская, 1988, 1990, 1997] определяются радиационные изменения температуры на всех уровнях, а также радиационный баланс подстилающей поверхности. Часть радиационного баланса расходуется на нагревание (охлаждение) подстилающей поверхности (эквивалентного слоя воды), остаток передается воздуху в виде турбулентных потоков явного и скрытого тепла (затраты тепла на испарение). Эти два потока считаются пропорциональными. Все эти величины выражаются аналитическими формулами. Далее работает блок ППС. Определяется коэффициент турбулентности и изменение потенциальной температуры на уровне 925 гПа. И, наконец, остается найти изменение температуры подстилающей поверхности.

Параметризация вертикального профиля массовой доли водяного пара при конвективном приспособлении. Существует много методик для определения вертикальных профилей температуры и влажности, образования облаков и осадков в зависимости от вертикальных скоростей. В данной модели вертикальные скорости рассчитываются и влияют на изменение температуры, перенос влажности и водности вследствие наличия конвективных членов в основных прогностических уравнениях (5), (6), (7). Но поля этих скоростей слишком крупномасштабные. Поэтому в данном случае используется упрощенная (и экономичная) параметризация – конвективное приспособление. Процедуры конвективного приспособления температуры и последующего преобразования профиля влажности, прогноз образования облаков и осадков описаны в [Подольская, 1990]. Здесь более подробно рассмотрим конвективное приспособление массовой доли водяного пара. Конвективное приспособление температуры является имитацией вертикального перемешивания воздуха. Технически она представляет подгонку вертикального профиля температуры под известный среднеклиматический при условии сохранения суммарного теплосодержания в единичном столбе атмосферы. Здесь предлагается тот же принцип перестройки профиля влажности. Как известно, наблюдаемый вертикальный профиль q описывается барометрической формулой. Значит,

влажность можно представить степенной функцией давления. Параметры этой функции были определены по климатическим вертикальным профилям q , приведенным в [Rodgers, 1967]. Эти параметры зависят от уровня p и температуры воздушного столба (т.е. от приземной температуры). Они аппроксимированы аналитическими формулами. Итак, прогноз влажности, облачности и осадков разбивается на несколько этапов. Прежде всего в едином цикле осуществляется численное интегрирование по времени всех прогностических уравнений, в частности уравнений (6) и (7). Затем определяется вертикальный профиль температуры, и далее вертикальный профиль массовой доли водяного пара подгоняется под климатический при строгом контроле сохранения полной массы водяного пара в единичном столбе атмосферы. После этого проверяется относительная влажность на всех уровнях. Если полученная "прогностическая" влажность больше максимальной, избыток конденсируется, образуется водность. Рассчитывается фазовый приток тепла и соответствующее изменение температуры. Более того, если на этом уровне уже была облачность, ее водность суммируется с полученной добавочной водностью. Степень облачности считается однозначной функцией водности (массовой доли капельной воды). По данным [Матвеев, 1981], задана таблица максимальной водности (в промилле), типичной для облаков разных ярусов. Полученная суммарная водность делится на типичную максимальную водность облаков данного яруса. Это отношение (когда оно меньше единицы) дает прогностическую степень облачности. Если отношение больше единицы, степень облачности полагается равной единице, а избыток водности выпадает в осадки.

Если полученная при конвективном приспособлении влажность меньше максимальной, она не меняется в безоблачных слоях и увеличивается (вплоть до максимальной) за счет испарения облачных капель. В таком случае также учитывается фазовый приток тепла и пересчитывается степень облачности. В результате проведенных расчетов могут нарушаться "равновесные" вертикальные профили температуры и влажности, поэтому все процедуры повторяются. И, наконец, получаются прогностические значения температуры, влажности и степени облачности на данном шаге по времени.

Моделирование теплового режима океанов и термохалинных течений. В настоящей модели океаны играют роль тепловых резервуаров с очень большой теплоемкостью. Процессы, протекающие в самих океанах, моделируются очень грубо. Теплообмен атмосферы с океанами параметризован так же, как и теплообмен с сушей. Поток тепла вглубь отождествляется с количеством тепла, затраченным на изменение температуры эквивалентного слоя перемешанной воды. (Толщина этого слоя равна примерно 300 м.) Это изменение температуры считается равным изменению температуры поверхности океана. Процесс распространения тепла в океане не рассматривается. Считается, что на нижней границе 400-метрового деятельного слоя (термоклина) [Доронин, 1981] температура всегда равна 4°C .

Выше отмечалось, что уравнения неразрывности и движения в принципе одинаковы для воды и воздуха. Подставляются соответствующие значения плотности и давления. Но поскольку здесь не рассматривается турбулентный обмен, в уравнениях движения отсутствуют члены, описывающие турбулентное трение. Кроме того, в данной модели уравнения движения интегрируются по вертикали в пределах 400-метрового деятельного слоя океана и таким образом прогнозируется средняя скорость течения в указанном слое. Уравнение неразрывности также интегрируется по вертикали для определения средней в слое тенденции давления. Эта тенденция рассчитывается не только в самом океане, но и на линии берега (где составляющие скорости полагаются равными нулю), что позволяет учесть влияние нагонно-сгонного изменения уровня. Влияние океанского дна не учитывается.

Не моделируются процессы образования, дрейфа и таяния льда. В модели не учитывается гидрология суши и соответственно речной сток. Поэтому не прогнозируется солевой баланс в океане. Задается постоянный климатический меридиональный профиль средней солености [Доронин, 1981].

Результаты моделирования общей циркуляции. При проведении численного моделирования в качестве начальных данных задаются постоянные для всего земного шара значения приземного давления (1013 гПа), приземной температуры (288 К) и среднего вертикального градиента температуры ($-0,65$ К/100 м). Начальные скорости ветра и морских течений на всех уровнях равны нулю. Задается карта приземной относительной влажности, осредненной по большим территориям. Далее рассчитываются радиационные изменения температуры воздуха, радиационный баланс, а также изменения температуры подстилающей поверхности. Численные эксперименты проводятся с учетом сезонного хода склонения Солнца и начинаются с 15 марта, т.е. примерно со дня весеннего равноденствия.

Уже через месяц модельного времени устанавливаются поля приземного давления, температуры, геопотенциала, близкие к среднегодовым климатическим; возникают ветер в атмосфере и термохалинные течения в 400-метровом деятельном слое океана. Устойчивый (повторяющийся год от году) сезонный ход всех моделируемых величин устанавливается через год после начала прогноза.

Как уже говорилось, чрезвычайно редкая горизонтальная сетка приводит к отсутствию кратковременных колебаний погоды. Изменения всех метеорологических величин за сутки невелики и являются частью сезонного хода. Поэтому состояние атмосферы и океана на 15-е число месяца можно отождествить со среднемесячным. В течение многолетнего моделирования очень хорошо выполняется закон сохранения массы атмосферы. Осредненное по всему земному шару приземное давление колеблется в пределах $0,1 - 0,2$ гПа. Проверка выполнения закона сохранения энергии не проводилась ввиду чрезвычайной сложности расчетов. Однако отсутствие многолетних трендов средней температуры земного шара и скоростей ветра и течений свидетельствует об отсутствии в численной схеме фиктивных стоков или источников энергии.

Полученные на второй год поля приземных температуры и давления, а также скорости ветра на уровнях 925 и 500 гПа и термохалинных течений в Тихом океане для января представлены на рис. 1 – 5.

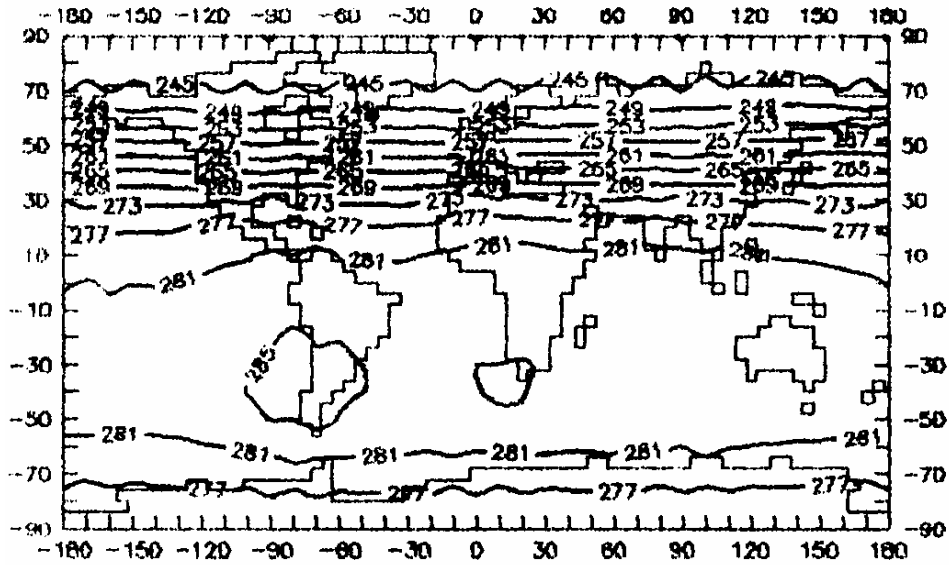


Рис. 1. Поле приземной температуры. Январь.

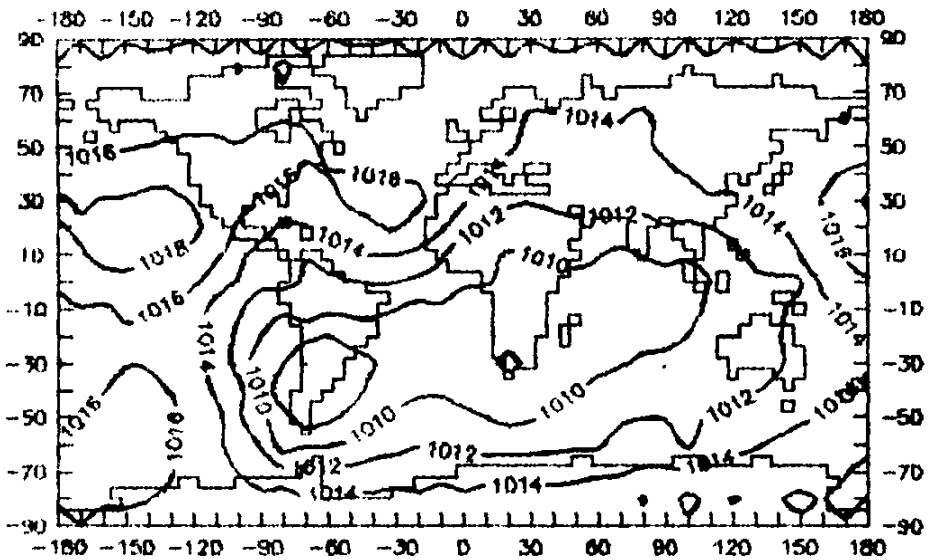


Рис. 2. Поле приземного давления. Январь.

Пояс низкого давления (с локальными минимумами над сушей) расположен в субтропиках Северного полушария в июле и Южного – в январе.

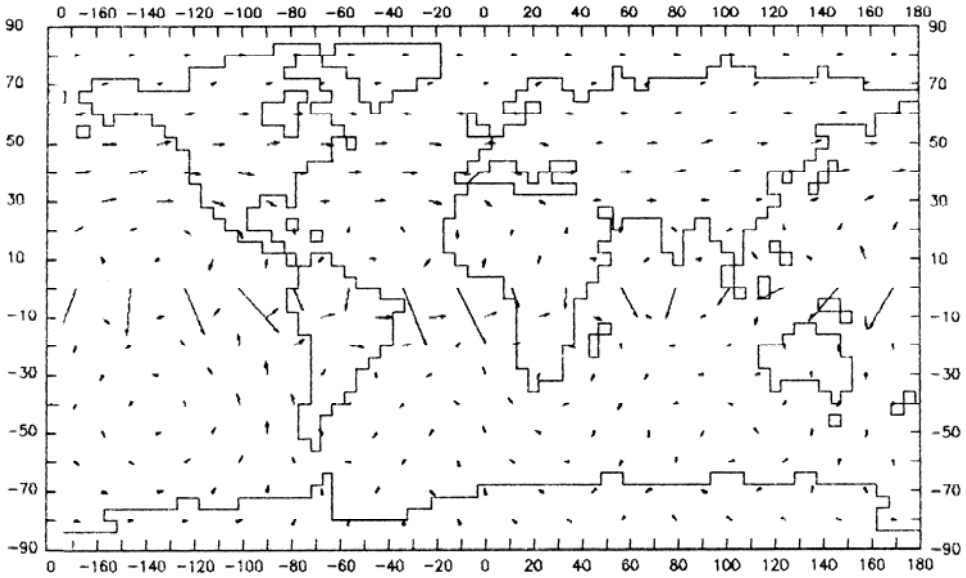


Рис. 3. Ветер на уровне 925 гПа. Январь.

Поле ветра на уровне 925 гПа соответствует полю приземного давления. В зимнем полушарии преобладают восточные ветры, в летнем наблюдаются обширные циклонические и антициклонические вихри. Резко выражены пассаты.

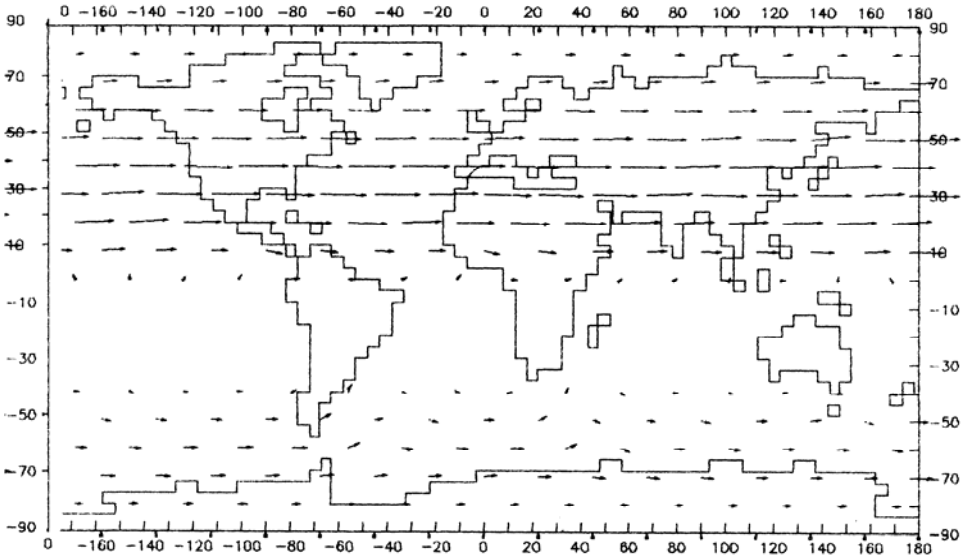


Рис. 4. Ветер на уровне 500 гПа. Январь.

На уровне 500 гПа получается зональный западный ветер в зимнем полушарии. В летнем полушарии в тропиках преобладает восточный ветер, а в более высоких широтах – западный. Видны слабые антипассаты и вихревые течения.

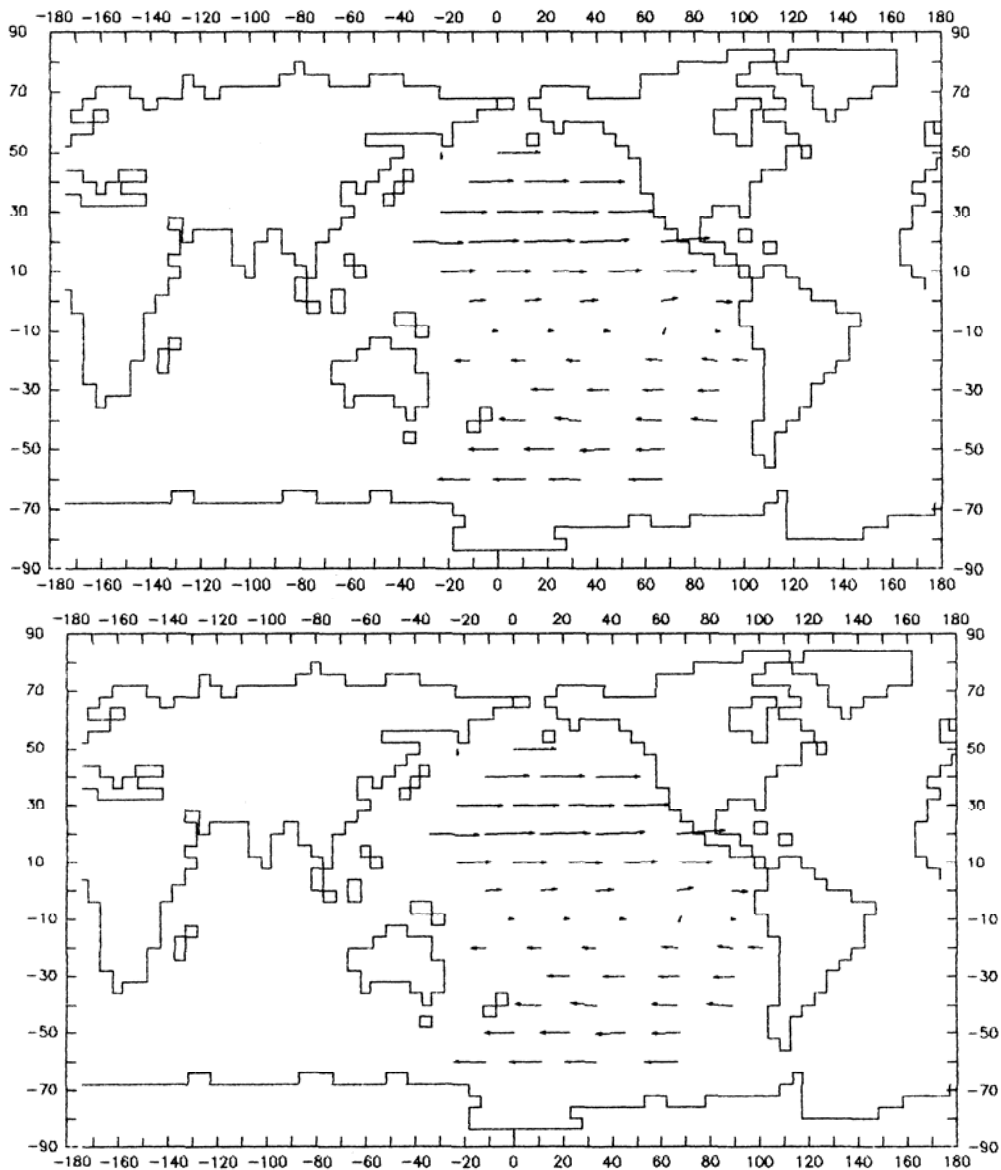


Рис. 5. Течения в Тихом океане. Январь.

На рис. 5 просматриваются пассатные течения, а в высоких широтах линии тока имеют антициклоническую кривизну в Северном полушарии и циклоническую – в Южном.

Для сравнения с данными наблюдений рассчитаны среднезональные значения приземной температуры, приземного давления, составляющих скорости ветра на уровнях 925 и 500 гПа и других величин для января.

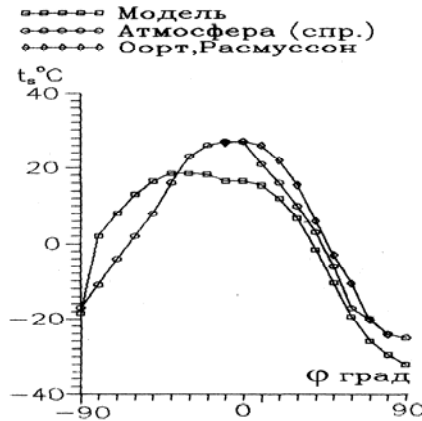


Рис. 6. Среднезональная приземная температура.

Широтный ход среднезональных приземных температуры и давления (рис. 6, 7) в целом удовлетворительно совпадает с климатическими данными Оорта и Расмуссона [Oort, 1971] и с данными из справочника "Атмосфера" [Атмосфера, 1991], хотя локальные экстремумы или смена знака в ряде случаев сдвинуты по широте.

Причем, как отмечалось выше, в модели не учитывается рельеф суши. Поэтому моделируемая температура земной поверхности на Южном полюсе оказалась значительно выше наблюдаемой. Однако введение поправки, учитывающей трехкилометровую высоту Антарктического купола, привело к хорошему совпадению моделируемой и наблюдаемой температуры.

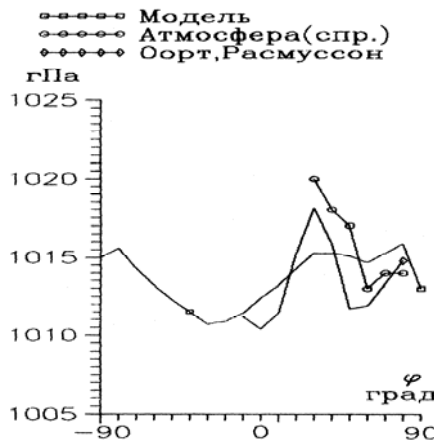


Рис. 7. Среднезональное приземное давление.

Составляющие ветра, как более изменчивые величины, моделируются менее точно, хотя и здесь совпадение с климатическими данными можно считать удовлетворительным.

Важно, что перепады температуры и давления между экватором и полюсами моделируются вполне удовлетворительно. Это значит, что меридиональные составляющие скорости ветра в центрах действия обеспечивают должный межширотный обмен количества движения, тепла и влаги (осуществляемый в действительности движущимися синоптическими вихрями). Моделируемый сезонный ход температуры выражен сильнее, чем климатический. Это свидетельствует о занижении (в модели) тепловой инерции океанов. Моделирование океанических течений нельзя считать удовлетворительным. С одной стороны, тепловая и механическая инерция 400-метрового деятельного слоя достаточно велика, поэтому течения устанавливаются только на второй год численного моделирования. А с другой стороны, эта инерция мала для сохранения постоянных течений. Так, в Тихом океане (рис. 5) получаются термохалинные течения, но конфигурация линий тока зависит от сезона. Меридиональные прибрежные течения не получаются ввиду слишком малого разрешения модели. По этой же причине в Северной Атлантике не может образоваться вихревое течение, так как в акватории Атлантического океана вдоль широтного круга помещается 1 – 3 узла горизонтальной сетки. Все-таки в процессе установления удастся получить систему линий тока, напоминающую Гольфстрим. Однако это движение неустойчиво. Оно слишком сильно зависит от поля атмосферного давления и его сезонных изменений. По-видимому, надо моделировать течения в более глубоком слое и отказаться от более или менее реалистического задания контуров материков и океанов, принять грубую схематизацию распределения суши и моря, как, например, в работе [Манабе, 1972].

Моделирование сроком на 3 месяца требует около часа компьютерного времени IBM PC-AT 486. Следовательно, эта модель может служить инструментом для исследования климатообразующих факторов при весьма ограниченных возможностях вычислительной техники.

Автор выражает благодарность магистрам С.Б. Назарцеву, А.Н. Дивлеткильдееву и Д.А. Семенову, принимавшим участие в разработке и испытаниях модели.

Литература

1. Атмосфера. Справочник. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 509 с.
2. Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Неадиабатическая полушарная модель атмосферы для прогноза метеорологических элементов на несколько суток. // Труды ГМЦ СССР, 1982, вып. 242, с. 3–20.
3. Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Развитие неадиабатической полушарной прогностической модели атмосферы. // Труды ГМЦ СССР, 1985, вып. 277, с. 3–29.
4. Бобылева И.М. Расчет характеристик турбулентности в планетарном пограничном слое атмосферы. // Труды ЛГМИ, 1970, вып. 40, с. 3–63.

5. Гандин Л.С., Лайхтман Д.Л., Матвеев Л.Т., Юдин М.И. Основы динамической метеорологии. – Л.: Гидрометеоздат, 1955. – 647 с.
6. Гейтс В.Л., Баттен Е.С., Кейл А.Б., Нельсон А.Б. Двухуровневая модель общей циркуляции атмосферы Минца–Аракавы. – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 238 с.
7. Доронин Ю.П. Взаимодействие атмосферы и океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 288 с.
8. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 291 с.
9. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 341 с.
10. Манабе С., Брайен К. Климат и циркуляция океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1972. – 192 с.
11. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 311 с.
12. Подольская Э.Л., Ривин И.Г. Коррекция интегральной функции пропускания в длинноволновой области спектра. // Изв. АН СССР, ФАО, 1988, т.24, N 8, с. 883–886.
13. Подольская Э.Л., Неелова Л.О. Коррекция интегральной функции пропускания для коротковолновой радиации. // Изв. АН СССР, ФАО, 1997, т. 33, N 5, с. 676–679.
14. Подольская Э.Л., Неелова Л.О., Васильева Т.И. Радиационно-конвективная модель с учетом влагообмена. // Труды ЛГМИ, 1990, вып. 108, с. 5–21.
15. Шнайдман В.А., Беркович Л.В., Фоскарини О.В. Метод расчета и количественные оценки параметров трехмерной структуры пограничного слоя атмосферы по данным ПГЭП. // Метеорология и гидрология, 1987, N 9, с. 98–107.
16. Delsol F., Miyakoda K., Clarke R.H. Parameterized processes in the surface boundary layer of an atmospheric circulation model. // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1971, vol. 97, p. 181–208.
17. Oort A.H., Rasmusson E.M. Atmospheric Circulation Statistics. NOAA, Professional Papers 5, 1971. – 323 p.
18. Rodgers C.D. The radiative heat budget of troposphere and lower stratosphere. – Mass. Inst. of Technology, Planetary Circulation Project, 1967, Rep. NO A2. – 99 p.