

М.А. Локощенко, Б.А. Семенченко,  
М.А. Каллистратова, М.С. Пекур

### О СВЯЗИ С СИНОПТИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ ВЫСОТЫ СЛОЯ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ

Рассматривается высота слоя перемешивания (ВСП), определенная по факсимильным записям вертикального содара. Исследованы закономерности ВСП, связанные с синоптической ситуацией и типом воздушной массы. Выявлено заметное воздействие адвективных факторов на развитие слоя перемешивания при свободной конвекции днем. Существенно более мощным он обнаружен в тыловой области циклонов и в условиях господства относительно холодных воздушных масс – морского умеренного, морского арктического и континентального арктического воздуха; пониженным – в передней части и в теплых секторах циклонов, связанных с вхождениями теплых воздушных масс. Предложена упрощенная классификация синоптических ситуаций по характеру адвективного изменения температуры.

#### 1. Регистрация слоя перемешивания радиозондами и акустической локацией

Понятие <слой перемешивания> введено Хольцвортом [9] и ныне широко используется в расчетах уровней атмосферного загрязнения [4, 5]. Однако методика его определения по данным радиозондов и по максимальной температуре воздуха у земной поверхности несовершенна. Она не учитывает перемешивание отдельных воздушных частиц вследствие динамической турбулентности, порождаемой вертикальным сдвигом ветра в устойчиво стратифицированной атмосфере. Кроме того, обычные радиозонды из-за невысокого разрешения по высоте часто не обнаруживают приподнятые инверсии, препятствующие рассеиванию примесей вверх. Высота слоя перемешивания (ВСП), определяемая по Хольцворту, показывает лишь наибольшее из ее возможных значений утром или днем, причем при условии инерционности процессов в нижней атмосфере после момента запуска радиозонда.

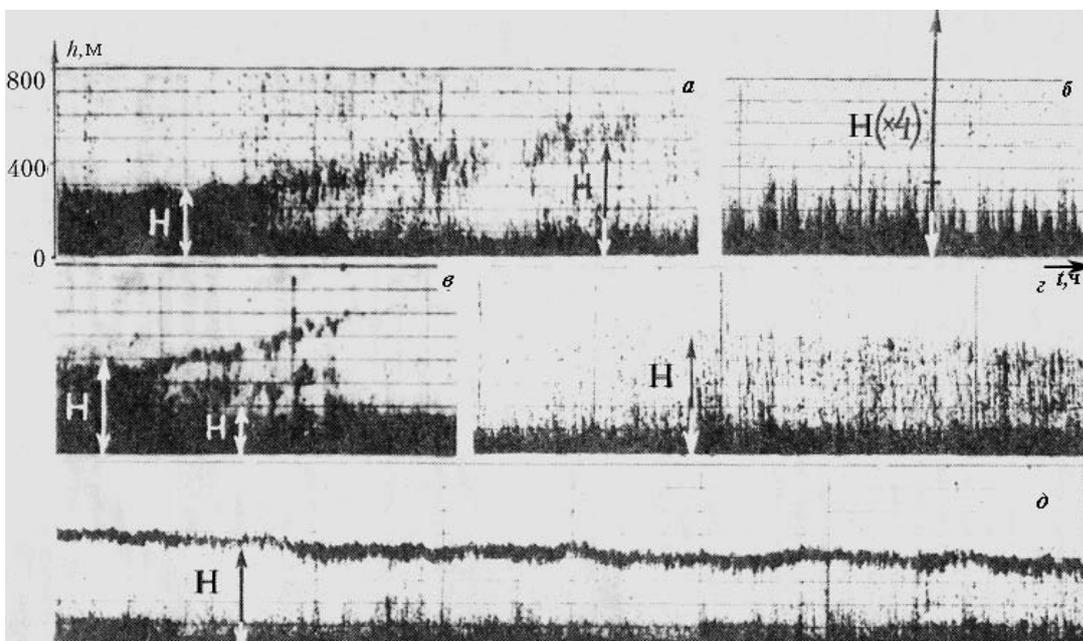


Рис. 1. Определение высоты слоя перемешивания по содарным факсимильным записям при различной стратификации температуры: *a* – отрыв от Земли слоя радиационной инверсии утром; *b* – свободная конвекция; *c* – приподнятые инверсионные слои над приземным; *z* – формирование приземной инверсии из приземного сухоустойчивого слоя; *d* – продолжительная инверсия оседания

Более надежные оперативные оценки ВСП можно получить при акустическом зондировании атмосферного пограничного слоя. На рис. 1 приведены примеры факсимильных записей вертикального содара ЭХО-1 в Москве, представленных в координатах <время–высота>. Содар работает на частоте 1 666 Гц, диапазон зондирования по высоте составляет 800 м, звуковые импульсы повторяются каждые 10 с.

В случае приземной инверсии, т. е. отрицательного вертикального градиента температуры  $T$  ( $\gamma < 0$ , где  $\gamma^* = -\partial T/\partial z$ ), слой перемешивания в соответствии с методикой, описанной в [3], принимается равным верхней границе ее факсимильного изображения. Если над приземной инверсией существует приподнятая (рис. 1, *в*), то с ВСП также отождествляется граница турбулизированного слоя в нижней части записи. При наличии же под приподнятой инверсией конвективной ( $\gamma \geq \gamma_a$ ) или слабоустойчивой стратификации ( $0 < \gamma < \gamma_a$ ) ВСП определяется высотой основания приподнятого слоя (рис. 1, *а, д*). Если стратификация слабоустойчивая и приподнятых инверсий нет, ВСП считается равной высоте слабых неупорядоченных изображений у Земли. Они создаются рассеянием звука в пределах приземного сухоустойчивого слоя, где наряду со сдвигом ветра происходит увеличение потенциальной температуры  $\theta$  с ростом высоты. На рис. 1, *з* видно, как такой слой постепенно переходит в приземную инверсию по мере выхолаживания вечером поверхности и уменьшения  $\gamma$ . Правее отметки высоты  $H$ , показывающей ВСП, градиент  $\gamma$  становится уже инверсионным, т.е. с высотой растет не только потенциальная  $\theta$ , но и обычная температура  $T$ .

Сложнее определить ВСП по содарным записям при свободной конвекции, не ограниченной в пределах диапазона зондирования верхним устойчивым слоем. Как известно, акустическая локация регистрирует на частотах такого диапазона звук, рассеянный лишь на неоднородностях инерционного интервала турбулентного спектра. Флуктуации, имеющие меньшее волновое число и относящиеся к энергетическому интервалу, не проявляются на содарной записи. Поэтому изображения на ней вертикальных структур – так называемые <перья> (рис. 1, *б*) – существенно занижены в сравнении с истинной высотой восходящих струй в конвективных ячейках. Маухан и др. [10], например, считали в таких случаях слой перемешивания равным вертикальному диапазону своего локатора. М.А. Каллистратова и др. [3], исходя из результатов экспериментальных сопоставлений Сингала и др. [11], предложили поправочный коэффициент 4 к высоте <перьев>.

Содарная методика не свободна от недостатков. Так, при строго безразличной стратификации ( $\gamma = \gamma_a$ ) звук обратно практически не рассеивается и определить ВСП по записи нельзя. К счастью, такие ситуации с совершенным отсутствием факсимильных изображений очень редки. При приподнятой инверсии, отделенной (рис. 1, *д*) от сухоустойчивого слоя у Земли, слой перемешивания можно, вообще говоря, трактовать двояко. Не ясно, равен ли он при этом основанию инверсии или высоте зоны слабого обратного сигнала под ней. Кроме того, учетверенная высота <перьев> лишь приблизительно соответствует уровню запирающего устойчивого слоя. Для конкретных географических условий и в зависимости от уровня контрастности записи значение такой поправки должно уточняться отдельно. Тем не менее будем исходить из методики, изложенной в [3], как в целом наиболее приближенной к действительности. Подробный обзор существующих способов определения ВСП выполнен М.С. Пекуром [6].

## 2. Анализ синоптических условий

В настоящей статье на примере одного летнего месяца описаны закономерности ВСП в зависимости от синоптических условий. С 24 июня по 25 июля 1991 г. акустический локаатор <ЭХО-1> работал в Останкино, в северной части Москвы. Высота слоя перемешивания определялась по факсимильным записям с интервалом в 1 ч. Периоды с сильными и умеренными осадками, отмеченными на ближайшей метеостанции (ВДНХ), исключены из обработки во избежание помехностей, связанных с акустическими помехами.

При рассмотрении синоптических процессов возможны по меньшей мере два подхода: на основе анализа карт барической топографии либо на основе определения типа господствующей воздушной массы. Второе направление позволяет проследить характер погоды и типичные для данных условий диапазоны метеовеличин; первое же дает возможность выявить направление

\*В данной статье используется обозначение градиента, традиционное в метеорологии: положительное при убывании метеоэлемента с ростом высоты.

в изменении этих условий. Можно предложить следующую классификацию синоптических ситуаций в соответствии с <барическим> подходом.

<i>Типы ситуации</i>	<i>Основной процесс</i>
1. Малоградиентное барическое поле в седловине, в центре антициклона, отрога или на оси гребня.	Трансформация, формирование местной воздушной массы.
2. Центр циклона, вторичного циклона или район оси ложбины.	Зона фронта, активные фронтальные процессы.
3 (а). Западная или северная периферия антициклона или гребня.	Адвекция относительно теплой воздушной массы.
3 (б). Передняя часть циклона, восточная или северная периферия ложбины.	
4 (а). Восточная или южная периферия антициклона или гребня.	Адвекция относительно холодной воздушной массы.
4 (б). Тыловая область циклона, западная или южная периферия ложбины.	
5. Теплый сектор циклона.	Адвекция относительно теплой воздушной массы.

Приведенная схема наглядна и проста, а число таксономических единиц сведено к минимуму. В основе ее лежат синоптические процессы, соотносящиеся с конкретными участками барического рельефа. Они же создают основу для объединения родственных форм, связанных с одним и тем же процессом (например, тыловой области циклонов и восточной периферии антициклонов и отрогов). Заметим, что именно летом, когда воздушные массы быстро трансформируются над сушей, справедливость однозначного соответствия ситуаций и характера адвекции не вызывает сомнений. Примыкающие периферии соседних барических образований иногда различаются по кривизне изобар [7]. Как представляется, в этом нет особой нужды. Наша задача – выявить различия на уровне основных синоптических процессов. А с этой точки зрения сколько-нибудь выраженной границы между подтипами (а) и (б) не существует, поскольку речь, по существу, идет об адвекции одного и того же знака. Поэтому будем использовать лишь пять основных типов, не разделяя их более подробно.

Разграничение их в большинстве случаев не составляет особого труда. Границами типа 5 служат теплый и холодные фронты, типов 3 и 4 – фронты и линии нулевой адвекции на осях гребней. Их прохождение обычно локализовано во времени в пределах 2–3 ч. Несколько субъективна лишь граница типа 1. Для ее выделения предложим следующие критерии: нулевая величина барической тенденции (или уменьшение ее до 0,2–0,3 гПа за 3 ч); штиль или очень слабый ветер у Земли ( $\leq 2$  м/с); малые скорости геострофического ветра на уровне 850 гПа – приблизительно до 10–15 м/с; малые значения там же геострофической составляющей адвекции температуры  $(\partial T/\partial t)_a$ , не превышающие нескольких десятых долей градуса Цельсия за 12 ч. Учитывая эти показатели в целом, обычно удается определить границы данного типа с точностью до нескольких часов.

Анализ воздушных масс проведен на основе их географической классификации. Первоначально тип массы считался соответствующим предполагаемому очагу ее формирования, определявшемуся по обратным траекториям воздушных частиц на синоптических картах. Затем для уточнения идентификации типа использовались: среднесуточная  $T_{cc}$ , максимальная  $T_{max}$  и минимальная  $T_{min}$  температуры воздуха, °С; псевдопотенциальная температура  $\theta_{ps}$ , °С; упругость водяного пара  $e$ , гПа; абсолютная влажность  $a$ , г/м<sup>3</sup>; удельная влажность  $q$ , г/кг; дефицит влажности  $d$ , гПа; наименьшая за сутки относительная влажность  $f_{min}$ , %; дальность видимости  $D$ , км; безразмерный показатель аэрозольной оптической толщины атмосферы  $\tau$ ; системы конденсации, т.е. тип облаков и атмосферных явлений. Диапазоны характерных для разных воздушных масс значений приведены в [1, 2, 8]. Время окончательной смены типа массы вследствие адвекции или завершения трансформации определялось по изменению ото дня ко дню  $T_{cc}$  и  $\theta_{ps}$ , а также по значениям  $(\partial T/\partial t)_a$  на уровне 850 гПа. Синоптический анализ прово-

дился на основе карт приземного анализа, кольцевых для ЕТС (Европейской территории СССР) и высотных  $AT_{850}$  и  $AT_{500}$ , а также материалов наблюдений в Метеорологической обсерватории МГУ и радиозондирования в ЦАО. Значения  $\tau$  любезно предоставлены Г.М. Абакумовой.

### 3. Особенности погоды в период наблюдений

В целом рассматриваемый месяц в температурном режиме можно разделить на 1-ю половину с жаркой погодой до 3/VII (превышение нормы на 8–10°C) и на последующий прохладный период ( $T_{cc}$  на 1–2°C ниже обычной). С точки зрения синоптической ситуации первая неделя до 30/VI характеризовалась господством континентального тропического воздуха – кТв – при нахождении Москвы на западной и юго-западной периферии антициклона и выносе кТв из Средней Азии и Казахстана (тип 3). Затем четыре дня пункт наблюдений находился в районе оси обширного гребня – продолжения Азорского максимума давления. Барическое поле было размытым, практически с нулевыми значениями  $(\partial T/\partial t)_a$  как у Земли, так и на высотах (рис. 2, а, тип 1). При этом кТв быстро трансформировался в континентальный умеренный воздух (кУв) тропического происхождения. Интересно отметить, что в условиях высокой инсоляции в середине лета такая трансформация даже на широте Москвы не завершилась окончательно: сформировавшаяся местная масса обнаружила по значениям большинства показателей промежуточное положение в классификации основных географических типов между кТв и кУв.

Начиная же с 4/VII происходила почти непрерывная адвекция холода – сначала по восточной периферии блокирующего антициклона, стационарировавшего над Скандинавией; затем – при восстановившемся западном переносе, особенно интенсивном с 16 по 23/VII (рис. 2, в, тип 5). Все это время отмечено периодическими вторжениями морского воздуха (в основном умеренного, а 5–6/VIII – арктического из северного сектора Атлантики). Каждая очередная порция мУв в тылу атлантических циклонов при ослаблении адвекции быстро эволюционировала над прогретым материком в местную массу. Кроме того, 9 и 10/VII произошло ультраполярное вхождение на Арктическом фронте континентального арктического воздуха (кАв), частично трансформированного в температурном режиме (рис. 2, б, тип 4). В последние два дня наблюдений (24 и 25/VII) Москва оказалась в центре регенерировавшей в циклон волны на Полярном фронте (рис. 2, г, тип 2). Таким образом, в целом этот месяц отмечен широким набором погодных условий. В то же время характеристики метеовеличин, кроме первых жарких дней, были близкими к обычным для середины лета.

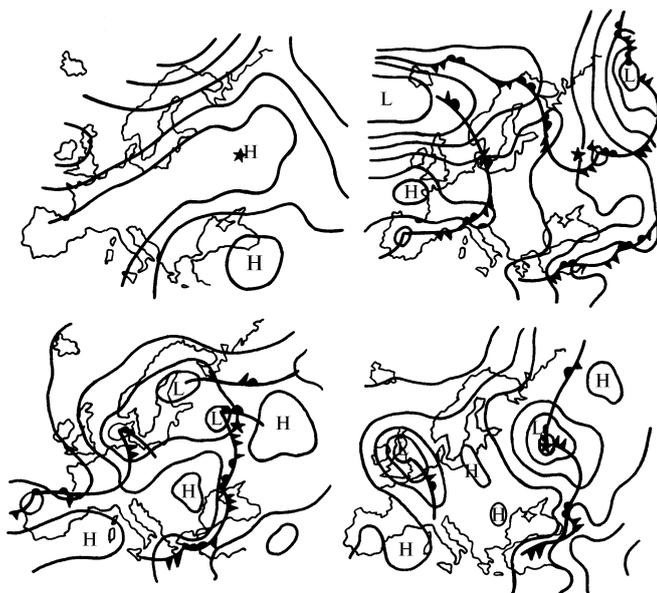


Рис. 2. Фрагменты синоптических карт: а – 1/VII 1991 г. в 12 ч,  $AT_{850}$ ; б – 9/VII 1991 г. в 12 ч, приземный анализ; в – 19/VII 1991 г. в 12 ч, приземный анализ; г – 24/VII 1991 г. в 12 ч, приземный анализ. Москва указана звездочкой

Заметим, что усреднение барической ситуации и характера воздушной массы в целом за сутки является слишком грубым вследствие динамичности атмосферных процессов. Покажем это на примере одного дня. Приблизительно в полночь на 19-е июля через Москву проходит ось гребня. Пункт наблюдений оказывается в передней части очередного циклона с центром на северо-западе ЕТС, тип 4 сменяется типом 3. В южном ветре появляется восточная составляющая. Около 7–9 ч отмечен размытый теплый фронт, выраженный только в перистой и высокослоистой облачности. Затем Москва оказывается в теплом секторе (рис. 2, в), в южных потоках. Около 16–17 ч проходит ярко выраженный в ходе давления холодный фронт, сопровождавшийся ливневыми осадками и поворотом ветра. Вечером пункт наблюдений оказывается в тылу циклона, тип 5 вновь сменяется типом 4.

В соответствии с синоптической ситуацией в течение дня дважды менялась воздушная масса. Ночью еще отмечался морской умеренный воздух (мУв), вытеснявшийся постепенно континентальным (кУв). До 10 ч тип массы – переходный от морской умеренной к кУв. С 10 и до 16 ч наблюдался относительно теплый континентальный умеренный воздух, заполнявший теплый сектор. В эти часы упругость водяного пара  $e$  резко повышается с 13,1–13,5 до 18,1 гПа;  $a$  – с 10,3–10,5 до 13,7 г/м<sup>3</sup>;  $q$  – с 8,5 до 11,5 г/кг. Короткое время господства этой массы объясняется близостью Москвы к точке окклюзии циклона. Относительно теплый воздух проявился и в значениях  $(\partial T/\partial t)_a$ , а именно: +4,2 °C/12 ч ночью и +4,1 °C/12 ч днем. Начиная с 17–18 ч, за холодным фронтом вновь установилась морская воздушная масса, пришедшая из Северной Атлантики. Величина  $e$  понизилась снова до 12,5–13,0 гПа,  $a$  – до 9,4–9,9 г/м<sup>3</sup>,  $q$  – до 7,9–8,2 г/кг. Смена типа массы проявилась и в режиме прозрачности. Утром в передней части циклона дальность видимости  $D$  составляла 15–25 км; днем уменьшилась до 10 км, что говорит об изначально тропическом характере массы в теплом секторе; к вечеру в тыловой области она вновь возросла до 50 км – т. е. до значения, типичного для воздуха арктического происхождения.

Таким образом, и барическая ситуация (3б  $\Rightarrow$  5  $\Rightarrow$  4б), и тип массы дважды сменились в течение дня. Поэтому временные границы при анализе циркулярных условий определялись нами всюду с точностью до 2–4 ч. ВСП затем рассчитывалась за все время соударных наблюдений, кроме нескольких спорных часов при каждой смене типа барической ситуации. В аспекте же воздушных масс к обработке были приняты лишь периоды с совершенно несомненным, ярко выраженным их характером, когда значения большинства показателей отвечали одному определенному типу массы.

#### 4. Синоптические закономерности высоты слоя перемешивания

Суточный ход ВСП при различных ситуациях показан на рис. 3, а, а в условиях господства разных воздушных масс – на рис. 3, б. Рассчитанные на его основе средние высоты слоя перемешивания представлены в обоих аспектах исследования в таблице. В целом за весь месяц ВСП составила 480 м. Следует учесть, что соударная информация за отдельные часы при кажущейся достаточности объемов выборок не обладает на самом деле статистической внутрирядной независимостью. Поэтому наряду с количеством часов в таблице приведено общее число полных и неполных суток, охваченных тем или иным типом. Там же указано, собственно сколько раз данная ситуация или тип воздушной массы отмечались непрерывно.

Из рис. 3 видно, что в ночные часы ВСП меняется слабо. Иначе говоря, мощности приземных инверсий и других устойчивых структур не связаны заметно ни с одним из рассматриваемых факторов. Все различия между типами создаются в основном в светлое время суток при свободной конвекции в пограничном слое. Они представляют собой результат влияния адвекции на высоту восходящих струй в конвективных ячейках и время существования ячейковой циркуляции. Это влияние опосредовано адвективными изменениями разности  $T$  между подстилающей поверхностью и прилегающим воздушным слоем.

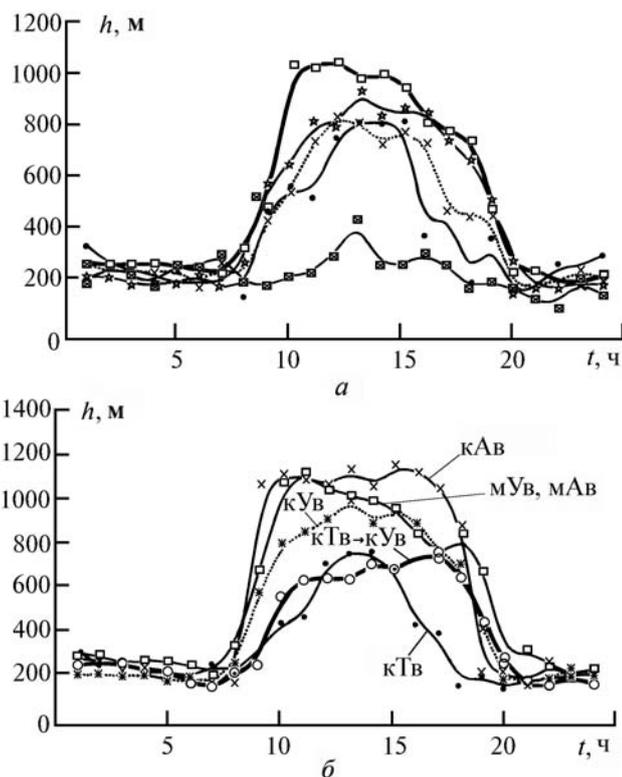


Рис. 3. Суточный ход высоты слоя перемешивания при различных синоптических ситуациях (а) и в условиях различных воздушных масс (б)

**Высота слоя перемешивания при различных синоптических условиях, июнь–июль 1991 г.**

Типы синоптических ситуаций	2	3	5	1	4
Количество часов	40	49	88	181	298
Число полных и неполных дней	4	4	9	12	19
Число случаев	2	3	4	5	6
Средняя ВСП, м	240	390	420	470	540
Типы воздушных масс	кТв	кТв⇒кУв	кУв из мУв	мУв, мАв	кАв
Количество часов	99	66	157	120	26
Число полных и неполных дней	6	4	11	8	2
Число случаев	2	1	6	4	1
Средняя ВСП, м	360	410	490	580	590

Как и следовало ожидать, слой перемешивания менее мощен в передней части циклонов и в теплых их секторах при адвекции тепла – 390 и 420 м соответственно. Показательно, что различия условий этих типов между собой невелики. Этот результат отражает известную особенность летнего сезона – отсутствие существенных температурных контрастов в зоне теплового фронта над прогретым материком. Наиболее высок слой перемешивания в тыловой области при адвекции холода – 540 м. Центры антициклонов и седловины, где адвективные изменения  $T$  незначительны, занимают в этом смысле промежуточное положение – 470 м. Самые же неблагоприятные условия для рассеивания примесей по вертикали, с точки зрения термической структуры, наблюдаются в зонах стационарных фронтов в ложбинах и депрессиях – ВСП составляет всего 240 м. Здесь, обычно при сплошной облачности нижнего яруса и частых осадках, практически не развивается конвекция – основной механизм, обеспечивающий рассеивание примесей днем.

Ярко проявились закономерности и во втором аспекте анализа. Расположение типов воздушных масс в ряд в порядке возрастания ВСП совпадает с последовательным изменением их температурного эффекта по отношению к поверхности. Наиболее тепломu воздуху (кТв) соответствует наименьший слой перемешивания, равный 360 м. При переходном характере массы от кТв к кУв этот показатель возрастает в среднем до 410 м. Еще выше он в условиях

**О связи с синоптическими условиями высоты слоя перемешивания**

местной воздушной массы морского происхождения, термически нейтральной по отношению к поверхности – 490 м. В холодном атлантическом воздухе (т.е. в морском умеренном мУв или морском арктическом мАв) ВСП увеличивается до 580 м. Наконец, в короткое время господства кАв отмечено наивысшее его значение – 590 м. Из рис. 3, б видно, что возрастание ВСП происходит как за счет непосредственного усиления конвекции в середине дня, так и вследствие расширения времени ее действия в переходное время суток. Трансформация тропического воздуха в континентальный проявляется в основном в действии второго фактора, т.е. в увеличении повторяемости сверхадиабатического  $\gamma$  утром и вечером.

Обобщая сказанное, можно сделать вывод, что чем холоднее воздух относительно поверхности, тем большей высоты слой перемешивания достигает в течение дня и тем быстрее эта высота меняется в переходное время суток. Конкретные диапазоны значений ВСП для разных ситуаций барического поля и типов воздушных масс нуждаются в уточнении. Однако полученные здесь общие закономерности для летнего сезона объективны и в основе своей заслуживают доверия.

1. Алисов Б. П. Климатические области и районы СССР. М.: Географгиз, 1947. 210 с.
2. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 712 с.
3. Каллистратова М. А., Пекур М. С., Петенко И. В., Тиме Н. С. Методика дистанционного измерения параметров слоя перемешивания доплеровским акустическим локатором (содаром). М. 1991. Препринт / ИФА N 1. С 77–94.
4. Климатические характеристики условий распространения примесей в атмосфере/ Справочное пособие. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 328 с.
5. Ландсберг Г. Е. Климат города. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 246 с.
6. Пекур М. С. Определение параметров высоты слоя перемешивания по факсимильным записям эхосигнала содара (обзор). М.: 1990. Препринт / ИФА N 7. X. 1. С 15–30.
7. Сонькин Л. Р. Тр. ГГО. Вып. 172. Л. 1965. С. 79–85.
8. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1948. 696 с.
9. Holzworth G. C. Monthly Weather Rev. 1964. V. 92. N. 5. P. 235–242.
10. Maughan R. A., Spanton A. M., Williams M. L. Atmosph. Environment. 1982. V. 16. N. 5. P. 1209–1218.
11. Singal S., Gera B., Aggarwal S. J. of Scient. and Industrial Research. 1984 September. V. 43. P. 469–488.

Московский государственный  
университет им. М.В. Ломоносова,  
Институт физики атмосферы РАН

Поступила в редакцию  
26 февраля 1993 г.

M. A. Lokoshchenko, B. A. Semenchenco, M. A. Kallistratova, M. S. Pekour.  
**About Influence of Synoptic Conditions on the Mixing Layer Height.**

The mixing layer height, derived by vertical sodar facsimile chart records is considered. Some particularities of it, connected with synoptic situations and types of air masses, were investigated during one summer month in Moscow. The noticeable influence of advective factors on the daily convective mixing layer developing was revealed. The simple synoptic situations classification on the base of temperature advective effects was proposed.