

**М.А. Локощенко**

## **ПРИМЕНЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ СОДАРОВ В МЕТЕОРОЛОГИИ (ОБЗОР)**

Рассматриваются метеорологические аспекты недоплеровского акустического зондирования атмосферы. Подробно анализируются многочисленные сопоставления факсимильных записей акустических локаторов (содаров) с прямыми измерениями метеозлементов в АПС. Обобщаются результаты использования содарных данных для контроля загрязнения воздушной среды, для изучения региональных атмосферных течений, а также мезомасштабных особенностей горизонтальной термической структуры пограничного слоя (связанных с «островами тепла» в городах и др.). Обсуждаются возможности определения по факсимильным записям содаров высоты слоя перемешивания, регистрации атмосферных фронтов и т.д. Большое внимание уделено работам советских ученых.

### **1. Введение**

Многообещающим методом в исследованиях атмосферного пограничного слоя (АПС) является акустическое дистанционное зондирование. Оно основано на использовании физического явления рассеяния звуковых волн в турбулентной атмосфере, открытого в 1873 г. Тиндаллем. Современные теоретические представления об этом явлении обобщены в [25, 30, 44]. Согласно им обратное рассеяние звука осуществляется на неоднородностях скалярных полей – в основном температуры  $T$ , а также влажности воздуха. Если волновое число таких периодических неоднородностей находится в пределах инерционного интервала турбулентного спектра, то сечение рассеяния звука на угол  $180^\circ$  можно приближенно выразить через структурную характеристику температуры  $S_T^2$ . Последняя представляет собой среднеквадратическую разность мгновенных отсчетов  $T$  в двух точках на единичном расстоянии друг от друга.

Простейший импульсный акустический локатор (содар) с очень малым – около 100 м – диапазоном зондирования и регистрацией получаемых сигналов на осциллографе был создан еще в 1946 г. [54]. Но по существу этот метод ведет свое начало с 1967 г. Тогда Л. Мак-Аллистер изобрел содар современного вида – с совмещенной приемно-передающей антенной и непрерывной записью интенсивности обратных сигналов в координатах «время–высота» на факсимильном аппарате Альдена [73]. Ему также удалось существенно уменьшить рабочую частоту, что позволило расширить диапазон зондирования до 1,7 км.

На используемых обычно частотах  $\approx 1,5$ –1 кГц этот диапазон и ныне близок к 1–1,5 км, как и предвидел Литтл [65]. Дальнейшее уменьшение рабочей частоты приводит к резкому усилению звуковых помех [16]. Расширить диапазон можно, сильно увеличив мощность излучаемого импульса (в [43] – до 3 км при общей мощности 2,7 кВт). Но надежды Мак-Аллистера распространить акустическое зондирование до уровня тропопаузы [74] оказались пока неосуществленными, и АПС до сих пор остается естественной областью применения этого метода.

Моностатические содары с одной вертикальной антенной используются в наблюдениях условий загрязнения воздуха над крупными городами и промышленными зонами. Доплеровские содары (обычно – трехкомпонентные с одной вертикальной и двумя наклонными антеннами) дополняют факсимильную информацию о термической структуре высотными профилями характеристик поля ветра. С их помощью отслеживаются опасные для авиации вертикальные сдвиги ветра [44, 64, 81]. Сударные данные о турбулентности в АПС служат важным подспорьем и в астрофизических исследованиях [7]. Долговременные содарные наблюдения полезны также при планировании строительства в малоизученной местности [68].

Сведения о термической стратификации нижней атмосферы представляют отдельный интерес для метеорологов. В этом обзоре кратко обобщены возможности и основные направления ее изучения по факсимильным записям обычных вертикальных содаров. Исследование с помощью таких содаров характеристик турбулентности, а также рассмотрение других разно-

видностей акустического зондирования (моностатического доплеровского, бистатического и пр.) не входит в задачи данной работы.

## 2. Определение стратификации АПС по факсимильным записям содаров

Мощность эхосигнала, регистрируемого вертикальным содаром, равна:

$$P = P_0 \sigma(180^\circ) \left(\frac{c\tau}{2}\right) SR^2 L, \quad (1)$$

где  $P_0$  – мощность излученного сигнала;  $\sigma(180^\circ)$  – сечение обратного рассеяния;  $c$  – скорость звука;  $\tau$  – длительность импульса;  $\frac{c\tau}{2}$  – длина импульсного рассеивающего объема,  $S$  – площадь антенны;  $R$  – расстояние до объема;  $L$  – коэффициент, связанный с техническими особенностями данного содара [16 и др.]. Результат звуковой посылки вверх изображается на факсимильной записи в виде вертикальной черты (каждой следующей – вплотную к предыдущей), степень почернения которой пропорциональна мощности принятого сигнала с соответствующей высотой.

При неустойчивой стратификации АПС ( $\gamma = -\partial T/\partial z > \gamma_a$ , где  $\gamma_a = 0,98^\circ\text{C} / 100 \text{ м}$ ) характерным видом сигнала на факсимильной записи являются вертикальные изображения («перья» [74], «колонны» [52, 74], «трава» [60, 80], «корни» [61], «сталагмиты» [82] и т.д.), связанные с циркуляцией в мезомасштабных конвективных ячейках. Эти узкие полосы интенсивного эхосигнала соответствуют областям турбулентных вихрей с большими значениями  $C_T^2$ . Обычно [44, 66, 74] они отождествляются с восходящими ветвями ячеек, а перемежающиеся с ними пробелы на записи – с зонами нисходящих потоков, где более холодные порции воздуха обрушиваются вниз. Правда, в [77] высказана мысль, что рост  $C_T^2$  происходит скорее не в сердцевине восходящей струи, а на ее границах, где наблюдаются сдвиг ветра и наибольшие горизонтальные различия в поле температуры. Однако сопоставления с доплеровскими измерениями вертикальной компоненты скорости ветра  $\omega$  показали хорошее согласие изображений «перьев» именно с зонами восходящих потоков [44, 66].

Наибольший период конвективной перемежаемости на содарной записи (эхограмме) равен обычно 10–15 мин [10]. Структура турбулентности внутри отдельного «пера» неоднородна и характеризуется ростом  $C_T^2$  от края к середине этой зоны (т.е. существуют как бы «перья внутри перьев») [59]. Время развертки на записи конвективных структур обычно согласуется со средней скоростью ветра  $v$  в АПС [44, 90]. В [38] описаны наблюдения конвекции двумя высокочастотными содарами, один из которых был установлен горизонтально на высотной мачте.

Приземные и приподнятые инверсии обычно проявляются на эхограмме в виде отчетливых турбулизованных изображений – горизонтальных слоев почернения. В соответствии с градиентным числом Ричардсона

$$Ri = \frac{g}{\Theta} \frac{\partial\Theta/\partial z}{(\partial v/\partial z)^2} \quad (2)$$

( $\Theta$  – потенциальная температура) развитие динамической турбулентности, порождаемой вертикальным сдвигом ветра, возможно в слабоустойчивом АПС и даже в условиях инверсии ( $\gamma < 0$ ), если  $Ri < 0,25$ . В области этого сдвига отдельные порции воздуха с различной  $\Theta$  будут перемешиваться, так что в итоге флуктуации  $T$  окажутся того же порядка, что и флуктуации  $v$ . Эти «вынужденные» неоднородности в поле  $T$  и создают в устойчивом АПС обратный звуковой сигнал [44, 90].

Мощность эхосигнала, выражающаяся в степени почернения изображения инверсии на содарной записи, пропорциональна сечению рассеяния  $\sigma(180^\circ)$  (1), а оно, в свою очередь, зависит от структурной характеристики акустического показателя преломления, которая обычно близка к величине  $C_T^2$ . Последняя, с учетом эффектов рефракции, связана с градиентом потенциальной температуры в устойчивом АПС:

$$C_T^2 = a^2 L_0^{4/3} (d\Theta/dz)^2. \quad (3)$$

Здесь  $L_0$  – внешний масштаб турбулентности, обратно пропорциональный величине  $dv/dz$ . В.И. Татарский получил формулу (3) для случая перемешивания пассивной консервативной примеси, с помощью которой можно считать и неоднородности  $T$  в поле сдвига. Ясно, что оценивать интенсивность инверсии по степени почернения записи (как рекомендуют авторы [8] и [77]) удастся лишь приблизительно, так как при разной величине  $dv/dz$  и одинаковом вертикальном градиенте температуры  $\gamma$  мощность  $P$  окажется различной. В [15] отмечена неоднозначность влияния сдвига ветра и создаваемого им перемешивания на формирование эхосигнала.

Таково принятое ныне объяснение природы звуковых волн, рассеянных в слое воздуха, где  $-\partial\Theta/\partial z < 0$  или даже  $\gamma < 0$  (инверсия). Однако прямые измерения профилей  $T$  и  $v$  в пределах инверсий, особенно приземных, показывают подчас очень большие значения  $Ri$  [66]. Но даже в этих случаях, как увидим ниже, турбулизированные изображения областей инверсий обычно видны на содарной записи. Причины этого до конца не ясны. Считается, что в отдельных локальных зонах внутри инверсии значение  $Ri$  остается менее 1/4 [44]. Возможность же сохранения турбулентности при сверхбольших числах  $Ri$  остается открытым вопросом. Дополнительным источником ее при этом может служить разрушение внутренних волн в АПС или другие процессы [4].

При *безразличной стратификации* или при очень слабом сдвиге ветра в устойчивом АПС изображения на записи отсутствуют вовсе. В первом случае  $\gamma = 0,98$  °C/100 м и  $\partial\Theta/\partial z = 0$ . При этом  $C_T^2 = 0$  (3), и обратный сигнал согласно (1) не образуется. Поэтому содар не может регистрировать термическую турбулентность в нейтральном перемешанном АПС.

Истолкование стратификации АПС по виду турбулентных структур на содарной записи является косвенным методом. Неизбежный элемент субъективности связан с ее кодировкой «вручную» – до сих пор распространенной, несмотря на многочисленные попытки автоматизировать обработку факсимильной информации [5, 69]. Но погрешность такого качественного анализа в целом мала, поскольку сомнительные и неоднозначные по морфологии изображения приурочены в основном к переходным часам суток. Так, образование вечером приземных инверсий обычно удается проследить по содару с точностью до 0,5 ч [20, 61], т.е. с ошибкой  $\approx 5\%$  от общей их повторяемости. Утренний отрыв слоя инверсии от Земли проявляется в виде отчетливого светлого промежутка в нижней части записи с опозданием на 1 [74] или на 1,5 ч [60].

### 3. Сопоставления содарных данных с прямыми измерениями в АПС

Ныне накоплен обширный опыт сопоставлений факсимильных записей содаров с непосредственными измерениями метеозаэментов в АПС. Обычно сравниваются либо общий качественный вид турбулентной структуры на записи с величиной  $\gamma$  в этом слое, либо характерные высоты содарных изображений с особыми точками на вертикальных профилях  $T$  и  $v$ . Обобщим отдельно результаты сопоставлений в обоих аспектах.

Идеальных однозначных связей содарных изображений с диапазонами значений  $\gamma$  в АПС установить нельзя, так как величина  $C_T^2$  зависит не только от  $\gamma$ . К тому же иногда в образовании эхосигнала заметную роль играют и флуктуации влажности [83]. Попытки приблизительного установления таких связей обобщены в таблице.

Вид содарных изображений	Хаяши, Икэда [34]	Жуков, Прилепов, Пузаев [8]	Вальцевский, Фелекси-Биляк [88]
Перьевидные вертикальные	$\gamma > 1,0$	$\gamma \geq 1,2$	$\gamma > 1,0$
Отсутствие сигнала	$0,0 < \gamma \leq 1,0$	$0,5 \leq \gamma < 1,2$	$0,2 \leq \gamma \leq 1,0$
Слабые неупорядоченные		$-0,3 \leq \gamma < 0,5$	–
Горизонтальные слои	$\gamma \leq 0,0$	$\gamma < -0,3$	$\gamma < 0,2$

В [34, 60] тип содарных изображений сопоставлен с данными радиозондов и аэростатных измерений в Японии (см. таблицу). В одном из трех пунктов наблюдений слабые изображения преобладали в более широком диапазоне  $\gamma$ : от  $-0,2$  до  $1,2$ , хотя от  $1,0$  до  $1,2$  это и были в основном размытые «перья». Порой отчетливые «перья» проявлялись уже начиная с  $\gamma = 0,4$ , а иногда сигналов не было вовсе даже в слое интенсивной инверсии вплоть до  $\gamma = -6,4$ °C/100 м (по-видимому, при очень слабом сдвиге ветра). Но и четкие слоистые структуры обнаруживались подчас не только при инверсии, но и в слабоустойчивом АПС.

Жуков и др. [8] сопоставили вид содарных изображений с величиной  $\gamma$  в нижнем 100-метровом слое по измерениям *in situ* на телебашне в Москве. Тон горизонтальных слоев они тоже

соотнесли с  $\gamma$  (светло-серые слои наблюдались на записи при  $-0,3 \leq \gamma < 0,2$ ; темно-серые – при  $-1,2 \leq \gamma < -0,3$ ; черные – при  $\gamma < -1,2$ ). Однако достоверность определения  $\gamma$  на основе лишь тона факсимильного изображения сомнительна.

В Польше [88] 74 аэростатных измерения  $\gamma$  сравнивались с видом содарных записей. Не оговорено, правда, ухудшается ли приведенное соответствие при любом небольшом изменении границ диапазонов  $\gamma$ . Не ясно также, к какому типу отнесены переходные изображения между полным отсутствием сигнала и отчетливым видом слоев.

Как видим, в целом результаты сопоставлений показывают хорошее соответствие вида содарного изображения типу температурной стратификации. В неустойчивом АПС на записи видны отчетливые вертикальные «перья»; в нейтральном или слабоустойчивом АПС сигнал отсутствует, а в сравнительно более устойчивом пограничном слое отмечаются слабые изображения переходного вида. Инверсии же обычно связаны с наличием на эхограмме горизонтальных слоев отчетливого почернения.

В [82, 83] разработана подробная классификация содарных изображений по признаку их соответствия классам устойчивости Пасквила, определявшимся по флуктуациям направления ветра. Однозначной связи с величиной  $\gamma$  у таких классов, конечно, нет. Проанализировано  $\approx 1000$  ч содарных записей в Индии. Большинство классов оказались связанными сразу с несколькими видами изображений, которые различались очень подробно: слои с «гладкой» или «изрезанной» во времени вершиной, высокие или невысокие «перья» и пр. Однако, как и в [8] и в [88], не приводятся статистических данных о тесноте полученных связей.

Обратимся теперь к сравнениям факсимильных изображений слоев инверсий с вертикальными профилями метеоэлементов. Первое такое сопоставление осуществлено в 1968 г., когда содар был установлен в 500 м от радиобашни [74]. Представлены факсимильные записи с наложенными на них термо- и анемограммами на уровне 75 м. Отдельно приведены профили  $T$  по результатам пробегов подвижной каретки от основания до вершины башни. Показано соответствие горизонтальных слоев почернения инверсиям, а вертикальных «перьев» – неустойчивому профилю  $T$  у Земли. Слой почернения ночью отчетливо проявился на записи, когда скорость ветра  $v$  достигла некоторого порогового значения на высоте 75 м. Хотя соотношение высот специально не исследовалось авторами, тем не менее видно хорошее качественное соответствие отрыва и подъема утром инверсионного слоя форме профилей температуры.

В [43] впервые приведена эхограмма с наложенными на нее профилями  $T$  и относительной влажности  $f$  по данным радиозондов. Изгибы на профилях хорошо согласуются с содарным изображением инверсии оседания в тылу циклона. Выше этого слоя  $f$  резко падает на 40–50%.

Впервые такие сопоставления для приземных инверсий были обобщены в США [91] по данным 19 радиозондов. Содарные оценки мощности инверсий оказались заниженными в среднем на 1/4 (рис. 1, а). Заметим, что с учетом большого разброса значений выборка данных мала. Причинами тренда, по мнению авторов [91], являются изменение скорости звука с ростом высоты, а также наличие погрешности из-за инерции датчиков при подъеме зонда. Влиянием 1-го фактора можно объяснить ошибку лишь в 3%. Не сказано ими, однако, о том, что содарное изображение слоя не всегда тождественно области инверсии, хотя приведенный здесь же пример записи ярко это иллюстрирует. Слой почернения на ней совпадает с зоной быстрого роста и  $v$ , и  $T$  с увеличением высоты. Выше слабая инверсия еще существует, но вертикальный сдвиг ветра уже отсутствует, и обратного сигнала нет.

В [56] профили  $T$  обычных военных радиозондов в США сопоставлены с высотами приподнятых инверсий утром по содару (рис. 1, б). Соответствие в 6 случаях из 7 хорошее, но выборка очень мала.

В [61] содарные оценки границ приземных инверсий сравниваются с данными 26 стандартных зондов, выпускавшихся в 400 м от места установки содара в Калгари (рис. 1, в). Столбики у точек показывают изменчивость мощности инверсии по содару за 5-минутный период запуска. Видна довольно тесная связь оценок и хорошее их соответствие линии наклона «один к одному». Можно, правда, заметить, что при исключении самой верхней точки уже проявится небольшое отклонение – как и в [91]. В то же время сходное сравнение для приподнятых инверсий не обнаружило, как и в [3], явного согласия оценок. Здесь нужно учесть невысокое разрешение обычных радиозондов и низкую точность измерений ими границ инверсий на высотах – особенно очень тонких слоев.

Другое сопоставление, тоже в Канаде [51], охватывает данные 33 запусков зондов в моменты регистрации по содару приземных инверсий. Данные оценок очень близки; занижение мощности по содару составляет в среднем 15% зимой и почти отсутствует летом (здесь рисунок не приводится). В [58] все приземные инверсии, отмеченные радиозондами, одновременно проявились и на эхограмме. Содарные оценки их мощности немного занижены на высотах от 200 до 300 м (рис. 1,  $\varepsilon$ ).

Противоречивость первых результатов сравнений частично объясняется низким разрешением обычных радиозондов, мгновенными отсчетами на них в свободном полете, инерцией при этом отклика датчиков, сложностью точной привязки к содарной записи момента пересечения зондом вершины инверсии, а также малыми подчас выборками данных. Но к концу 70-х годов становятся известными тщательные сопоставления содарных изображений уже с более точными методами измерений в АПС.

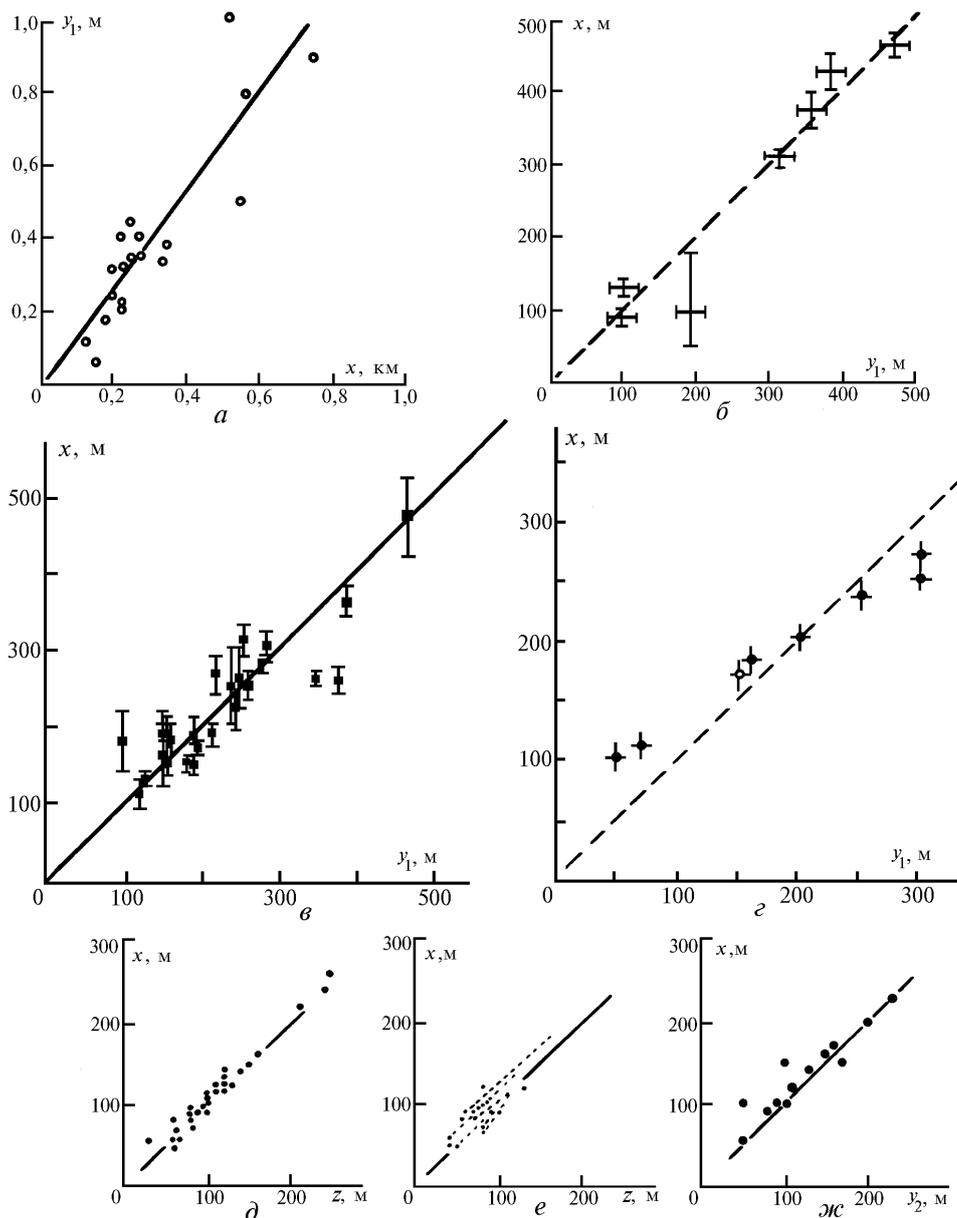


Рис. 1. Экспериментальные сопоставления градиентных и содарных оценок границ инверсий в АПС. По оси  $x$  – содар; по оси  $y_1$  – стандартные радиозонды; по оси  $y_2$  – низкоуровневые радиозонды; по оси  $z$  – привязной аэростат:  $a$  – Выкофф и др. [91];  $б$  – Гороч [56];  $в$  – Хикс и др. [61];  $г$  – Гуэдалиа [58];  $д$  – Хаяси

и Икэда [34, 60], измерения в Цукубе; *e* – Хаяси и Икэда, измерения в Кашиме; *жс* – Хаяси и Икэда, измерения в Куширо

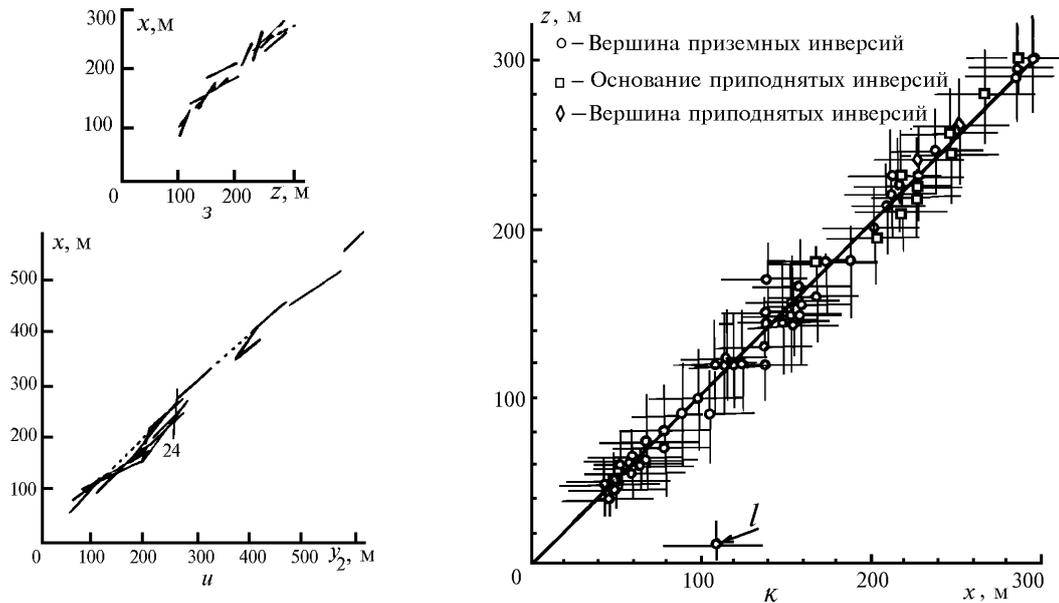


Рис. 1. Экспериментальные сопоставления градиентных и содарных оценок границ инверсий в АПС. *з* – Хаяси и Икэда, измерения в Цукубе, *u* – Хаяси и Икэда, измерения в Куширо (на рис. 1, *д*, *е*, *жс* – приземные инверсии, *з*, *u* – приподнятые инверсии), *к* – Ван Гог и Зиб [55]

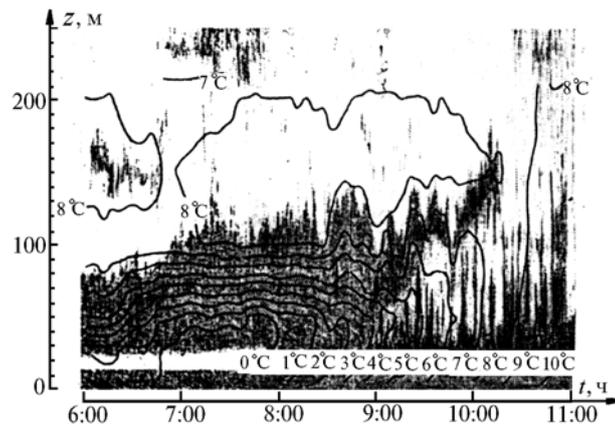


Рис. 2. Утренний подъем и разрушение радиационной приземной инверсии [34, 60]. На факсимильную запись содара наложены изоплеты температуры по измерениям на высотной мачте. По оси *t* – время, по оси *z* – высота

В [55] аэростатные измерения  $T$  и  $v$  в ЮАР сравниваются с границами инверсионных слоев по содару в диапазоне 40 – 350 м. Разрешение аэростатных данных –  $15 \div 30$  м, содарных – 30 м. Границы слоев сопоставлены с точками излома на профилях  $T$ , где  $\partial T/\partial z$  меняет знак на противоположный, и сумма по модулю разностей отсчетов  $T$  на соседних по высоте уровнях  $\geq 0,4^\circ\text{C}$ . На рис. 1, *к* представлены 45 измерений вершины приземных, а также 12 и 2 – основания и вершины приподнятых инверсий. Налицо превосходное совпадение оценок с очень тесной связью без отклонения. Лишь в одном случае *l* граница слоя почернения по содару (110 м) связана больше с изменениями  $\partial v/\partial z$ , чем  $\partial T/\partial z$ . При этом в диапазоне от 30 до 200 м наблюдалась изотермия, а наибольший сдвиг ветра был отмечен между 90 и 120 м. В другом примере изображения приземной и приподнятой инверсий разделены на записи отчетливым пробелом, хотя  $T$  в этом промежутке упала всего лишь на несколько десятых долей градуса

Цельсия. Таким образом, результаты [55] подтверждают достоверную связь высот содарных изображений с изломами профилей температуры.

В [69] наличие инверсий (по-видимому, приподнятых) определялось по нахождению максимумов на вертикальных профилях интенсивности эхосигнала. Согласие высот таких максимумов по содару с границами инверсий по аэростатным данным оказалось очень хорошим. Не ясно, правда, какие именно высоты инверсий при этом сравнивались.

Как видим, сопоставления содарных данных с более точными прямыми измерениями  $T$  показали впоследствии гораздо лучшее согласие, чем с обычными зондами в первые годы. Но остается не ясным, всегда ли содарные изображения можно объяснить, исходя лишь из термической структуры АПС. Иначе говоря, неизвестно, для каких именно сезонов года и географических условий этот вывод, безусловно, справедлив.

Представляется, что совпадение границ слоя на содарной записи и реальной инверсии возможно лишь при интенсивном сдвиге ветра во всей ее области. Но максимум низкоуровневого струйного течения может находиться и внутри инверсии. В Обнинске, например, так происходит почти в каждом десятом случае [32]. При этом содар может показать инверсию усеченной, т.е. занижить настоящую мощность [89 и др.]. Поэтому различия в результатах, помимо прочего, связаны и с климатическими особенностями АПС в разных местах. Оценки наиболее близки в том случае, когда приземные инверсии не развиты сильно по вертикали, и  $v$  растет в их пределах монотонно. Это наблюдается в зоне морского климата умеренных широт [34, 55, 60], а также во внутренних районах Канады в теплый период [51, 61]. Зимой же в континентальном климате инверсии более мощные и имеют часто сложное многослойное строение. В отдельных их зонах при ослаблении сдвига ветра число  $Ri$  очень велико. Содарное изображение приземных инверсий при этом расщепляется на отдельные слои, урезано по высоте или ослаблено в целом. Действительно, выводы о занижении содарных оценок их мощности получены зимой в глубине континента [51, 91]. На самом деле погрешность даже здесь не столь велика, поскольку сами зонды при подъеме немного завывают вершину инверсии из-за инерции датчиков.

Содарные изображения приподнятых инверсий также многократно сопоставлялись с изломами на профилях  $T$ . В [49, 51] слой почернения на записи соответствовал лишь основанию и нижней части приподнятой инверсии, имевшей большую мощность по данным единичных запусков обычных радиозондов. Но впоследствии, как и для приземных инверсий, согласие разных методов было показано очень хорошим и на отдельных примерах [43, 45, 52, 63, 77, 91], и для целых серий наблюдений [55, 56, 58, 60]. Интересные и остроумные примеры тесного соответствия таких оценок приведены в [57]. Вместе с тем в [58] некоторые приподнятые инверсии выше 500 м не обнаруживались содаром из-за сильного затухания звука. В [43] также приведен пример инверсии на высоте до 2 км, не зарегистрированной обычным, но отмеченной более мощным акустическим локатором. Особенности содарных изображений приподнятых инверсий различного происхождения рассмотрены в [21, 44, 47].

Что касается высоты вертикальных «перьев» на записи, то она заведомо занижена по сравнению с толщиной конвективного АПС и может служить только косвенной ее характеристикой (кроме случаев использования аппаратуры с очень высокой мощностью импульса [77]). Это связано с тем, что рассеяние звука на частотах порядка 1 кГц ограничено неоднородностями лишь инерционного интервала турбулентного спектра. В [82] высота «перьев»  $X$  сравнивалась с высотой перемешивания по Хольцворту  $Y$ , рассчитанной на основе дневных запусков зондов. Было получено эмпирическое выражение:  $Y = 4,24X + 95$  (в метрах). Разумеется, эта оценка связана с уровнем контрастности записи конкретного содара и с климатическими особенностями Индии. Однако сходные оценки для условий Москвы [22] оказались довольно близкими.

#### 4. Классификация факсимильных содарных изображений

Многообразие турбулентных изображений на содарных записях требует их систематизации для решения определенных задач. Число предложенных на сегодня кодировок таких данных огромно. Отсутствие стандартов в этой области затрудняет сравнение результатов. По-видимому, общими принципами при разработке подобных схем могут служить:

- 1) четкое и однозначное разделение турбулентных изображений по их морфологии, позволяющее свести к минимуму субъективность анализа;
- 2) в метеорологических исследованиях – обоснованная связь выделяемых классов со стратификацией АПС;

3) выбор оптимального числа таксономических единиц, достаточного для характеристики основных типов атмосферной устойчивости и вместе с тем избегающего излишнего усложнения схемы;

4) возможное выделение наряду с основными классами их разновидностей, описывающих дополнительные особенности структуры (тон, степень выраженности, характер границы изображения и пр.).

Фукушима и др. [52] различают лишь 3 класса: слои, волны и «перья». В основе этой схемы – связь изображений с динамическими характеристиками, и ее трудно интерпретировать с точки зрения стратификации АПС. Нет четкого критерия разделения «слоев» и «волн» при колебаниях горизонтального изображения во времени. Не ясно также, к какому из трех типов отнести «запертую» утроб конвекцию под инверсионным слоем (который при этом, кстати, часто возмущен колебаниями).

Классификация Кларка и др. [47] включает 14 типов (по существу – 13). Из них один («перья») связан с конвекцией; 12 других представляют комбинации приземного и приподнятого слоев. Типы выделяются попарно в зависимости от мощности приземного слоя, изрезанности его вершины, зазора между слоями, их вертикальной тенденции. Сами авторы считают достоинством схемы ее детальность. Многие типы сопоставлены с конкретными метеорологическими процессами, но однозначность такой интерпретации не всегда бесспорна. Некоторые типы явно излишни. В то же время случаи «запертой» конвекции, влияющей на рассеивание примесей (на рис. 2 – с 9 до 10 ч), не учитываются отдельно.

Классификация [79] намного проще, так как ориентирована на исследование атмосферного загрязнения. По словам авторов, нельзя установить достоверное влияние на выбросы любого сложного профиля и детальных особенностей содарных изображений. Поэтому выделено всего 5 классов, к последнему из которых отнесены вообще любые сложные случаи. Если схема [47] перегружена количественными критериями, то здесь их, напротив, недостает (например, при определении «малого зазора» между слоями). В целом схема [79] лаконична и учитывает связь с устойчивостью АПС. Слабое ее место – регистрация приподнятых инверсий, поскольку случаи с ними попадают сразу в 3 последних класса.

Хаяши [60] исходил сначала из трех основных типов изображений, а затем разработал более подробную схему. Отдельно для каждого класса он разделяет изображения на интенсивные и слабые, пометая их код соответственно заглавной или строчной буквой. Дополнительно характеризуется им также тенденция изменения высоты структуры на записи. Такая двухступенчатость схемы, позволяющая учесть второстепенные особенности изображений отдельно от их основного разделения, – несомненный шаг вперед. Очевидна и связь выделенных классов с атмосферной устойчивостью. Не ясно лишь, учитывается ли отдельно в этой схеме одновременное наличие приземной и приподнятой инверсий.

Очень простая схема Вальцевского [88] включает всего 4 типа. Ее достоинства – лаконичность и связь со стратификацией АПС. Ограничение то же – неучет приподнятого слоя над приземным как отдельной ситуации. Похожие простые типизации предложены Хиксом и др. [61], Красненко и Фурсовым [17, 19]. Классификации Пекура и др. [11, 27] и Маухана [71] – несколько более подробные (9 и 8 классов). Развернутые схемы разработали Сингал и др. [83]; Томсон [67]. Основное разделение в них проведено в соответствии с устойчивостью АПС. Учет же дополнительных особенностей морфологии напоминает классификацию Кларка (так, Сингал отдельно обозначил слои с разной степенью изрезанности вершины; Томсон – с разной тенденцией наклона и т.д.). Отдельно Сингал выделяет изображения слоев в виде множества точек, связанные с влиянием характеристик влажности на рассеивание звука.

## 5. Использование содаров для контроля загрязнения атмосферы

Быстрое затухание звука ограничивает диапазон зондирования содаров средней мощности пределами АПС – естественного резервуара атмосферного загрязнения. Поэтому чаще всего они используются именно для контроля состояния воздушной среды. Литература на эту тему обширна. Единичные примеры и качественные выводы уступают место статистическим обобщениям связей содарных данных с показателями загрязнения.

В [91] Выкофф и др. показали примеры эхограмм в случаях «опасного загрязнения». Авторы не приводят концентраций и даже не поясняют, о каком именно загрязнении идет речь. Тем не менее ими подмечен ряд интересных особенностей: резкий рост загрязнения у Земли при

слиянии инверсии оседания с ночной приземной; очищение от примесей нижнего слоя спустя 2 ч после разрушения приподнятой инверсии и пр. Рассмотрен пример загрязнения в течение 3 дней, связанного с непрерывным существованием инверсии у Земли и на небольших высотах.

В те же годы Беран и Холл [41] обобщают многообразие возможных применений содара в абстрактном городе или промышленной зоне и анализируют его преимущества в сравнении с другими методами.

Прагер и Коллс [79] сопоставили концентрации двуокиси серы и твердых частиц в районе Кливленда (Соединенное Королевство) с мощностью приземных инверсий, отмеченных там же по содару. Все почасовые измерения мощности были разделены на высотные интервалы по 25 м, и для каждого из них рассчитаны средние концентрации. Так проанализировано 3000 ч с приземными инверсиями и одновременными измерениями  $\text{SO}_2$  (рис. 3) и сажи. В обоих случаях видно повышение концентраций по мере роста мощности инверсии вплоть до 200–250 м, а при больших ее величинах – разброс данных с общей тенденцией к ослаблению загрязнения. Очевидно, что чем толще инверсия, тем больше источников выбросов на высотах охватывает ее слой. Наибольшие же эффективные высоты промышленных труб в этой местности составляют как раз 170–200 м.

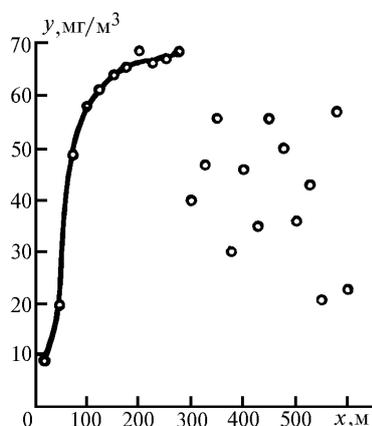


Рис. 3. Связь среднечасовых значений концентрации двуокиси серы у Земли с мощностью приземной инверсии [79]. По оси  $x$  – мощность инверсии; по оси  $y$  – среднечасовые концентрации  $\text{SO}_2$

Расселл и Ют [80] изучали условия накопления у Земли озона и сажи в районе бухты Сан-Франциско. Приведены содарные записи, полученные одновременно в трех пунктах в течение недели, а также профили  $T$  и  $v$  в эти дни. На основе факсимильной информации определялись: 1) высота перемешивания, т. е. основание приподнятой инверсии, обычно ограничивающей здесь слой морского воздуха; 2) интенсивность перемешивания (качественно – по наличию или отсутствию на записи «перьев»). Отмечена в целом хорошая связь концентраций загрязнителей с характеристиками перемешивания по содару. Однако этот вывод, сделанный авторами, неочевиден. При внимательном рассмотрении материалов можно заметить, что уровни загрязнений, как и в [28], больше зависят от скорости ветра, чем от температурной стратификации. Так, в первые два дня содары постоянно регистрировали невысокую приподнятую инверсию, затрудняющую рассеивание. Но концентрации при умеренном ветре оставались небольшими. В последующие двое суток ситуация с точки зрения термической структуры явно улучшилась – особенно на 4-й день, когда во всех пунктах после полудня наблюдалась конвекция, не запертая инверсией на высотах. Тем не менее условия, близкие к штилю ( $v$  всюду  $\leq 2$  м/с), привели к резкому росту загрязнения у Земли.

Гуэдалиа и др. [58] использовали акустическую локацию и радоновые измерения для определения коэффициентов турбулентного обмена в устойчивом АПС. Концентрации радона измерялись в центре города и на расстоянии 8 км. Попеременно в обоих пунктах работал также содар. Определив по содарной записи утром реальную высоту перемешивания (т. е. основания приподнятой инверсии), авторы рассчитывали по разности концентраций радона величину его потока, а затем – и эквивалентную высоту перемешивания  $H_e$  – характеристику, свя-

занную с интенсивностью вертикальной диффузии в устойчивом АПС. Полученные значения  $H_e$  сопоставлены с высотой ночных приземных инверсий по содару.

Концентрация озона ночью уменьшается в слое приземной инверсии вследствие химических стоков  $O_3$  у Земли и скачкообразно возрастает у ее вершины. В [40] проверялась возможность оценки верхнего переноса озона по значениям его приземных концентраций в момент разрушения утром инверсии. С помощью четырех содаров, размещенных вдоль побережья США от Вашингтона до Бостона, отслеживалась высота слоя перемешивания и время исчезновения инверсии в утренние часы.

В [42] показана связь концентрации озона с изменениями стратификации АПС по содару в течение суток, а также соответствие резких скачков на вертикальных профилях  $[O_3]$  областям инверсий на записи.

Н.П. Красненко и др. проводили в Томске (Россия) совместные наблюдения содаром и поляризационным аэрозольным лидаром. В [16] приведена содарная запись с изображением приподнятой инверсии. Наложенные на нее изоплеты коэффициента обратного рассеяния атмосферного аэрозоля показывают аэрозольное облако под основанием турбулизированного слоя. Коэффициент корреляции высоты нижней границы инверсии и вершины этого облака составил 0,9. После прояснения в облачности и прогрева воздуха составлявший облако мелкий водный аэрозоль испарился, а инверсия еще продолжала существовать. В [18] таким же образом показано накопление аэрозолей в слое уже приземной инверсии.

В [19] представлены результаты содарного зондирования и одновременных измерений  $CO_2$ ,  $O_3$  и  $NH_3$  трассовым лазерным газоанализатором. На основе таких наблюдений в Томске в течение 7 ч одного дня рассчитаны коэффициенты корреляции определенной по содару высоты слоя перемешивания (ВСП) и полученных концентраций. Однако достоверность их сомнительна из-за малой выборки данных. К тому же авторы, по-видимому, отождествляют ВСП при конвекции днем с высотой изображений «перьев» на записи [5], что приводит к заниженным оценкам ВСП.

В [31] вид содарной записи в Москве сопоставлен с измерениями  $CO$  в 2 км от содара, проводившимися так же, как и в [19], и тоже несколько часов. Сделана попытка связать полученные концентрации  $CO$  с прохождением на содарной записи отдельных конвективных термиком.

В [6] мощность приземных инверсий в Москве по содару за один месяц сопоставлена с концентрациями  $CO$ . Хотя разброс данных довольно сильный, тем не менее сделан вывод об однозначном уменьшении  $[CO]$  с ростом инверсионного слоя. Это противоречит результату [79] для  $SO_2$ , что можно объяснить решающим вкладом низких источников в общее загрязнение воздуха в Москве. В [14] исследовано загрязнение сажевым аэрозолем в Москве. Концентрации его в центре города были в среднем лишь на 10% выше, чем на окраине. Обнаружена их связь как с  $v$ , так и с температурной стратификацией по содару. Содержание сажи зимой наименьшее при отсутствии приземных инверсий, а летом – в период дневной конвекции, особенно при вхождениях арктических воздушных масс. Так же и в [6], отмечено усиление загрязнения при дожде.

Ограниченный объем обзора не позволяет упомянуть все работы этого направления. Часть их рассмотрена в [84]. Ныне содары с успехом используются в оперативном мониторинге условий загрязнения. Так, в [89] описано подключение содарных наблюдений к системе прогнозов на 12 ч полей концентраций  $SO_2$  в индустриальной зоне Верхней Силезии. При неблагоприятной стратификации АПС используются резервы угля с пониженным содержанием серы, а некоторые технологические процессы оперативно приостанавливаются. В ЮАР акустические локаторы используются для отслеживания условий атмосферной устойчивости, влияющих на работу установок сухого охлаждения энергетических станций [87]. В промышленной зоне г. Кемерово (Россия) вертикальный содар был применен для оперативного предупреждения об опасном загрязнении воздуха [5].

## 6. Содарные исследования горизонтальной структуры АПС

Содары используются и для изучения локальных закономерностей пространственной структуры АПС – например, влияния крупного города, а также особенностей местных циркуляций, проявляющихся в виде сдвига ветра и инверсий на небольших высотах. С этой целью организуется либо одновременная работа нескольких содаров в разных пунктах, либо быстрая

перевозка одного содара вдоль заданного профиля с короткими остановками и зондированием в каждой из точек.

Окрестность г. Кристчерч (Новая Зеландия) находится на побережье Тихого океана вблизи склонов Южных Альп. Граница сдвига теплого фонового ветра с этих склонов и холодного океанического бриза образует приподнятую инверсию, проявляющуюся на содарной записи. К югу от города расположены невысокие Портовые холмы. В условиях С-З ветра с Южных Альп и постепенного понижения границы сдвига передвижная установка с содаром 4 раза за 10 ч объехала линию в 35 км, соединявшую 8 точек [86]. В каждой из них локатор работал по 10 мин. Неподалеку в опорной точке проводилось зондирование с помощью второго содара. Линейная интерполяция данных позволила построить карты поверхности приподнятой инверсии над городом за каждый час (рис. 4). В целом она последовательно понижалась, сохраняя общий наклон к Земле по направлению в глубь острова, т.е. к Южным Альпам. Однако по достижении высоты Портовых холмов поверхность внезапно обнаружила над городом замкнутое понижение, по-видимому, вследствие кататических ветров с их вершин. Построен был также профиль мощности приземной инверсии, показавший ее уменьшение в сторону океана на восток.

Впоследствии Сарридж повторил эксперименты с передвижным содаром в районе Йоханнесбурга в ЮАР [87]. Он получил профиль мощности ночной приземной инверсии в условиях общего наклона поверхности к уровню моря. Оказалось, что абсолютная высота вершины инверсии тоже непостоянна в разных точках и в целом старается следовать контуру рельефа. Однако удается ей это лишь отчасти, так как над местными понижениями мощность была несколько выше, чем над поднятиями. Самая же большая мощность отмечена в двух точках в центре города.

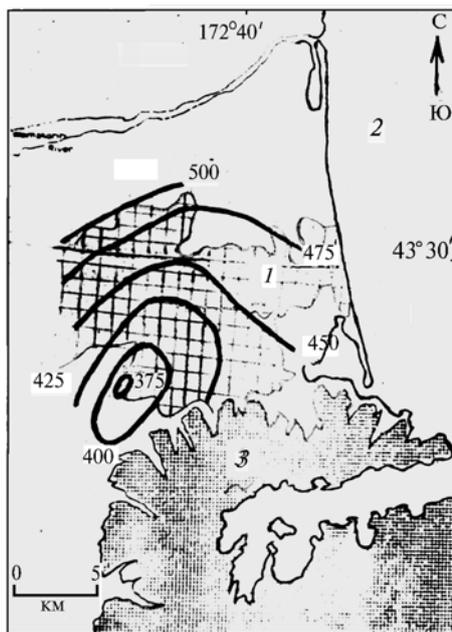


Рис. 4. Карта поверхности границы сдвига ветра, связанной с приподнятой инверсией в районе г. Кристчерч (Новая Зеландия) за 12 ч 5 марта 1979 г. по содарным данным (в метрах), [86]. 1 – г. Кристчерч, 2 – Тихий океан, 3 – Портовые холмы

Одновременные наблюдения двумя содарами в Нефтяных Песках Альберты в Канаде сопровождались подъемами аэростатов и запусками зондов [51]. Оба локатора работали в 4 км друг от друга. Различия в условиях точек (близость одной из них к реке) проявились, помимо прочего, в большом количестве и более интенсивном почернении там турбулизированных приподнятых слоев на факсимильной записи. Наблюдения четырьмя содарами на северо-востоке США [40] показали, что инверсия утром разрушается в Вашингтоне в среднем на полчаса позднее, чем в Бостоне. На основе содарных данных и измерений радона в двух точках

[58] получен косвенный вывод о большей интенсивности ночных приземных инверсий в пригороде по сравнению с центром города.

В [39] по данным долговременных – правда, в разные годы – содарных наблюдений рассмотрены особенности стратификации АПС в трех точках: на вершине горы, в долине и в центре большого города (Афины).

Синхронные наблюдения двумя и тремя содарами проводились и в районе Москвы [9, 12, 23, 28, 78]. Показано влияние крупного города как мезоклиматического объекта на структуру АПС. Повторяемость приземных инверсий закономерно уменьшается, а конвективной стратификации растет от периферии к центру. Отрыв утром слоя инверсии от Земли происходит в центре на 1 ч раньше, а его образование вечером – на 2 ч позже, чем за городом. В центре города приземные инверсии (как и по данным [87]) более мощные из-за усиления турбулентного обмена.

Синхронные содарные наблюдения проводились 2 года в центре и за пределами Лондона [85]. Влияние города также проявилось в более частой здесь конвекции и более редкой безразличной стратификации. Но трудно поверить, что в Лондоне вообще никогда не бывает приземных инверсий – даже с учетом влияния городского «острова тепла».

## 7. Регистрация атмосферных фронтов

Трудно однозначно выделить инверсии, связанные с фронтами. Собственно фронтальная поверхность, разделяющая воздушные массы, далеко не всегда видна на эхограмме [21]. В анафронтах при восходящем скольжении теплового воздуха такие инверсии часто сходят на нет. В других случаях изображение слоя на записи маскируется усилением турбулентности в зоне фронта и акустическими помехами при осадках.

Однако в литературе о содарах нередко примеры отмеченных фронтальных инверсий: нисходящего наклонного слоя по ходу протяжки записи при прохождении теплого фронта [61] (рис. 5) или восходящего в случае холодного [50]. В [53] обобщены 26 таких изображений, полученных в Индии и Франции. Но в подтверждение интерпретации слоев в качестве поверхности фронта в этих работах не приведено ни одновременного вида барограммы, ни какой-либо синоптической информации. Сам по себе не убеждает во фронтальном происхождении отмеченной на Южном полюсе инверсии [76] и спутниковый снимок через 18 ч с изображением циклонического вихря в 500 км от места содарных наблюдений. Вероятно, отсутствием четких критериев в понимании фронта объясняется регистрация иногда нисходящих со временем слоев при холодном фронте, а также рассчитанные по содарной записи углы наклона фронта в единицы и даже десятки градусов [53] (!). В то же время интересный пример фронтальной инверсии на высотах в зоне действия волны на Полярном фронте приведен в [77]. Связь отмеченного по содару слоя с поверхностью раздела воздушных масс подтверждается фрагментом синоптической карты. Однако там же объяснение другого подобного примера кажется уже неоднозначным. Очевидно, что предполагаемые содарные изображения поверхности фронта представляют большой интерес. Но каждый такой случай требует от исследователя самой тщательной проверки.

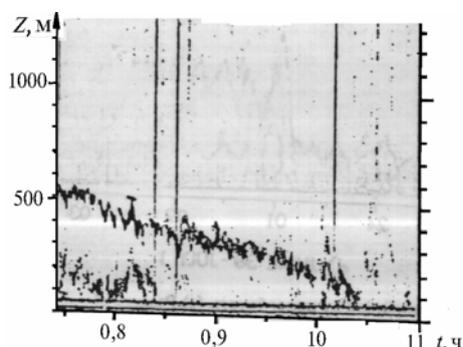


Рис. 5. Прохождение теплого атмосферного фронта на факсимильной записи содара [61]. По оси  $t$  – время, по оси  $z$  – высота

## 8. Изучение синоптических особенностей стратификации АПС

Высокое разрешение содарных данных позволяет использовать их и для подробного анализа связей структуры АПС с синоптическими условиями. Но это направление почти не освещено в литературе. Отдельные примеры показывают лишь влияние адвективных факторов на повторяемость и высоту конвективных изображений. Об этом стоит сообщить подробнее. Так, содарная запись с отчетливыми «перьями» была получена даже на Южном полюсе [44]. Причиной развития конвекции стало вхождение холодной воздушной массы с  $T = -40^\circ$  на сравнительно «горячую» поверхность льда с  $T = -30^\circ$ . Противоположная ситуация отмечена в [10] под Цимлянском. Изображения «перьев» на записи в один из дней оказались ослабленными к вечеру на 4 ч раньше обычного. Преждевременное затухание конвекции было вызвано выносом горячего степного воздуха в район наблюдений. В [82] показано ослабление и понижение на 1/3 высоты «перьев» в часы солнечного затмения над Индией. Над теплым океаном почти всегда регистрируются «перья» [66]: в районе Гольфстрима – в 80 [2] или в 84% [29] времени наблюдений.

Но статистического анализа долговременных рядов содарных данных с точки зрения синоптических условий до сих пор не проводилось, за исключением, по-видимому, трех работ. В [89] повторяемости трех типов изображений, соотношенных с категориями Пасквилла, отдельно рассчитаны для условий центра антициклона или гребня. Однако выделение лишь одной синоптической ситуации малоинформативно. В [24] на примере одного месяца показано закономерное изменение высоты «перьев» в зависимости от типа господствующей воздушной массы и ее температурного контраста с подстилающей поверхностью. В [22] сходные результаты для высоты и повторяемости конвективных изображений получены уже на примере 5 месяцев в разные сезоны в Москве. Однако сделанные там выводы требуют уточнения на основе большей выборки данных.

## 9. Содарные наблюдения региональных климатических явлений

Наблюдения с помощью вертикальных содаров оказываются полезными при изучении отдельных видов атмосферных течений: чинука в Канаде [70]; харматтана в Нигерии [36]; летнего муссона в Индии [82, 83]; летнего и зимнего муссонов в Гонконге [62]; динамики оседания в субтропическом антициклоне над Средиземным морем [68] и т.д. Перспективны содары и для исследования локальных особенностей АПС, например, условий береговой линии, связанных с влиянием бриза [33], а также некоторых метеоявлений (пыльных бурь в Приаралье [13] и др.).

Расшифровка содарных записей обычно производится с интервалом в 1 ч. Это позволяет получить очень точные оценки климатических характеристик стратификации АПС в местах, где непрерывное зондирование проводилось хотя бы год или дольше. Такая статистика накоплена в Тирупати [75] и Нью-Дели [81] – уточненные данные в [82, 83] (Индия); в Кракове (Польша) [88]; в Пекине (КНР) [67]; в Москве (СССР) [20–23, 27]; в трех пунктах Греции [39]; в двух пунктах Англии [85]. Данные 7 месяцев наблюдений в Калгари (Канада) опубликованы в [61]. Первичная кодировка неполных наблюдений за один год в Токио (Япония) приведена в [52]. К сожалению, сравнивать все эти результаты трудно из-за отсутствия общепринятой методики обработки содарных данных.

Акустическая локация применяется также для мониторинга осадков [35], высоты слоя тумана [45], прохождения гравитационных волн в слое приземной инверсии [1], общего сдвига ветра в АПС [81] и пр.

## 10. Содарные оценки высоты слоя перемешивания

Высота слоя перемешивания (ВСП) – важный входной параметр в модельных расчетах загрязнения воздуха. Но классический метод Хольцворта определения ВСП по данным измерений  $T$  радиозондами и  $u$  Земли имеет серьезные ограничения [26, 37]. Надежды на более точное знание этой характеристики связаны с ее оперативными оценками дистанционными методами зондирования, в том числе по содарным данным. Надежность таких оценок и проблемы их согласия друг с другом рассмотрены в [48, 84]. Строго говоря, содарная запись показывает не реальное распространение примесей по вертикали, а его предельно возможное значение в данный момент. Кроме того, основание инверсии не всегда служит непроницаемым барьером для перегретых атмосферных примесей.

Вначале ВСП отождествлялась по содару лишь с основанием инверсионного слоя после его отрыва утром от Земли [40, 58]. Такая ситуация «запертой конвекции» – самая наглядная и простая в истолковании. Затем определение ВСП по содарным данным было расширено и на другие случаи. Ее стали связывать с границами уже любых приподнятых [67] или приземных [89] инверсий. Сложнее распознавать ВСП днем при конвекции, если на факсимильной записи нет видимых задерживающих слоев. При этом в [5, 67, 75, 89] высота слоя перемешивания связывается с высотой «перьев», что дает сильно заниженные оценки; в [72] – формально предполагается равной диапазону зондирования содара. В [46] в качестве ВСП рассматривается наименьшая из двух высот: основания самого нижнего кучевого облака (или слоистой облачности в период зимнего муссона) и слоя инверсии по содару. Если же погода ясная и слои на эхограмме не видно, рекомендуется обычный расчет ВСП по Хольцворту. Оценивая методику [46], нужно отдать должное самой логике альтернативного подхода. Однако основание облаков  $C_i$  никак нельзя считать потенциальным барьером для распространения примесей. По-видимому, наилучшие содарные оценки дневной ВСП можно получить путем сравнения прямых измерений  $T$  с высотой конвективных «перьев» на записи и введения к ней соответствующей поправки [11]. Уязвимой ситуацией для оценок ВСП, измеренной содаром (к счастью, относительно редкой), является и нейтральная стратификация, когда эхосигнала на записи нет.

## 11. Заключение

Обобщая изложенное, можно сделать вывод, что вертикальные содары по сравнению с другими акустическими методами исследования АПС имеют ряд преимуществ – это экономичность, возможность постановки непрерывных наблюдений, детальность и высокое разрешение данных. Однако анализ температурной стратификации по факсимильным содарным изображениям всегда желательно подкреплять попутными прямыми измерениями в АПС.

Автор признателен М.А. Калистратовой за предоставленные ею материалы международных симпозиумов и М.А. Петросянцу за ценные советы.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проект N 95–051694.

1. Андрианов В.А., Ветров В.И., Ракитин Б.В. Исследование частотных спектров флуктуаций границы инверсии температуры по результатам акустического зондирования // Тр. 6-го Всес. симп. по лазерному и акустическому зондированию. Томск, 1980. Ч. II. С. 142–146.
2. Белявская В.Д. и др. Содарные исследования АПС над океаном. М., 1990. Ч. 1. С. 55–61. (Препринт/ИФА АН СССР, N. 7).
3. Белявская В.Д. и др. О структуре АПС над г. Алма-Ата по результатам акустического зондирования. Там же. Ч. 2. С. 5–14.
4. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 264 с.
5. Гладких В.А. и др. Акустический локатор «Звук-1»: новый подход к разработке // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. N. 7. С. 751–756.
6. Гречко Е.И. и др. Изучение влияния параметров атмосферного пограничного слоя на изменчивость содержания окиси углерода в центре Москвы // Известия РАН. Сер. ФАО. М., 1993. Т. 29. N. 1. С. 11–18.
7. Гурьянов А.Э. и др. Комплексное исследование оптически активной атмосферной турбулентности в двух горных обсерваториях // Астрономич. журнал. М., 1988. Т. 65. Вып. 3. С. 637–644.
8. Жуков В.П., Прилепов В.Н., Пузаев В.Н. О сравнимости оценок инверсии температуры в нижнем слое атмосферы акустико-локационным и прямыми стационарными методами измерения // Тр. ЦВГМО. М.: Гидрометеиздат, 1984. Вып. 20(1). С. 124–132.
9. Исаев А.А. и др. Термическая структура атмосферного пограничного слоя над Москвой // Оптика атмосферы и океана. Томск. 1994. Т. 7. N. 5. С. 85–98.
10. Калистратова М.А. и др. Сопоставление качественных и количественных измерений температурной турбулентности моностатическим содаром // Известия АН СССР. Сер. ФАО. М., 1984. Т. 20. N. 2. С. 162–172.
11. Калистратова М.А. и др. Методика дистанционного измерения параметров слоя перемешивания доплеровским акустическим локатором (содаром). М., 1991. С. 77–94. (Препринт/ИФА АН СССР, N. 1).
12. Калистратова М.А., Пекур М.С., Тиме Н.С. Содарные исследования слоя перемешивания над Москвой. М., 1992. С. 116–148. (Препринт/ИФА РАН, N. 9. Ч. II).
13. Климов Д.В. и др. Применение содара в мониторинге пыльных бурь Приаралья // Труды II-й сессии Российского акустического общества «Акустический мониторинг сред». М., 1993. С. 210–212.
14. Копейкин В.М., Капустин В.Н., Пекур М.С. Контроль сажевого аэрозоля в атмосфере города Москвы // Изв. РАН. Сер. ФАО. М., 1993. Т. 29. N. 2. С. 213–217.
15. Корниенко В.И., Смирнов В.В. Использование акустической локации для диагностики пограничного слоя атмосферы при антициклонах // Труды ИЭМ. М.: ГМИ, 1990. Вып. 51(142). С. 87–93.
16. Красненко Н.П. Акустическое зондирование атмосферы. Новосибирск: Наука, 1986. 168 с.

17. Красненко Н.П., Федоров В.А., Фурсов М.Г. Результаты экспериментальных исследований пограничного слоя атмосферы с помощью акустического локатора // Тр. 6-го Всес. симп. по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. Томск, 1980. Ч. II. С. 135–138.
18. Красненко Н.П., Фурсов М.Г. Содарный мониторинг загрязненности городов. М., 1990. Ч. I. С. 30–33. (Препринт/ИФА АН СССР, N. 7).
19. Красненко Н.П., Фурсов М.Г. Дистанционный акустический мониторинг полей метеозлементов в пограничном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. N. 6. С. 652–654.
20. Локощенко М.А. Исследование приземных инверсий методом акустического зондирования // Метеорология и гидрология. 1994. N. 6. С. 54–65.
21. Локощенко М.А. Акустическое зондирование приподнятых инверсий // Метеорология и гидрология. 1994. N. 7. С. 24–38.
22. Локощенко М.А. О содарных наблюдениях свободной конвекции // Вестник МГУ. Сер. 5 География. М., 1995. N. 4. С. 43–51.
23. Локощенко М.А., Пекур М.С. Использование эффекта рассеяния звука для изучения температурной стратификации атмосферного пограничного слоя // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. N. 3. С. 313–316.
24. Локощенко М.А. и др. О связи с синоптическими условиями высоты слоя перемешивания // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N. 7. С. 976–985.
25. Осташев В.Е. Распространение звука в движущихся средах. М.: Наука, 1992. 208 с.
26. Пекур М.С. Определение параметров высоты слоя перемешивания по факсимильным записям эхосигнала содара (обзор). М., 1990. Ч. I. С. 15–29. (Препринт/ИФА АН СССР, N. 7).
27. Пекур М.С. Предварительные результаты содарных исследований АПС над Москвой. М., 1990. Ч. I. С. 62–71. (Препринт/ИФА АН СССР, N. 7).
28. Пекур М.С., Локощенко М.А. Содарные наблюдения атмосферного пограничного слоя над центром Москвы // Тр. 11-й сессии РАО «Акустический мониторинг сред». М., 1993. С. 142–144.
29. Пекур И.В. Содарный мониторинг атмосферного пограничного слоя над океаном в эксперименте «ASTEX-91» // Тр. 11-й сессии РАО «Акустический мониторинг сред». М., 1993. С. 66–67.
30. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере М.: Наука, 1967.
31. Тиме Н.С. и др. Содарные эхограммы и концентрация СО над Москвой // М., 1990. Ч. 2. С. 15–19. (Препринт/ИФА АН СССР, N. 7).
32. Типовые характеристики нижнего 300-метрового слоя атмосферы по измерениям на высотной мачте / Под ред. Н.Л. Бывовой М.: ГМИ, 1982. 68 с.
33. Ульянов Ю.Н. и др. Результаты совмещенного акустического и радиоакустического зондирования атмосферы на границе суша–море. М., 1990. Ч. I. С. 47–54. (Препринт/ИФА АН СССР, N. 7).
34. Хаяси М., Икэда А. Исследование инверсионного слоя с помощью акустического зондирования. Когай, 1979. Т. 14. N 5–6. С. 263–277; М., 1981. ВЦП. Пер. с японского. N. В 64628.
35. Шаманаева Л.Г. Акустическое зондирование осадков // Тезисы 6-го Всес. симп. по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. Томск, 1980. Ч. II. С. 146–149.
36. Adedokun J. A. Sodar Monitoring of Nocturnal Boundary Layer During the Harmattan Ile-Ife, Nigeria // Proc. of the 6-th Int. Symp. on Acoustic Remote Sensing, Athens, Greece, 1992. P. 321–326.
37. Aron R. Mixing Height an Inconsistent Indicator of Potential Air Pollution Concentrations // Atm. Environ. 1983. V. 17. N. 11. P. 2193–2197.
38. Asimakopoulos D. N. High Frequency Acoustic Sounding and its Applications // Proc. of the 5-th Int. Symp. On Acoustic Remote Sensing of the Atmosph. & Oceans. New Delhi, 1990. P. 75–87.
39. Asimakopoulos D. N., Helmis C. G., Deligiorgi D. G. Climatological evaluation of sodar recordings over complex terrain // Intern. J. of Remote Sensing, January 1994. V. 15. N. 2. P. 383–392.
40. Baxter R. A., Chan M. W., Marlia J. C. Acoustic Radar Derived Mixing Heights and Their Relation to Observed Changes in Ozone Concentrations in the Northeast Corridor // Proc. of the Int. Symp. on Acoustic Remote Sensing of the Atmosph. & Oceans. Calgary, 1982.
41. Beran D. W., Hall F. F. Remote Sensing for Air Pollution Meteorology // Bulletin American Meteorol. Soc. 1974. V. 55. N. 9. P. 1097–1105.
42. Beyrich F., Kalass D., Weisensee U. Sodar Studies of ABL-Processes Affecting Observed Immission Concentrations of Atmospheric Trace Gases under Different Site Conditions // Proc. of the 7-th Inter. Symp. on Acoustic Remote Sensing, October 1994. USA. P. 6–11, 6–16.
43. Bourne I. A., Keenan T. D. High Power Acoustic Radar // Nature, 1974. V. 251. September 20 P. 206–208.
44. Brown E. H., Hall F. F. Advances in Atmospheric Acoustics // Reviews of Geoph. and Space Physics, February 1978. V. 16. N. 1. P. 47–110.
45. Caughey S. J., Dare W. M., Crease B. A. Acoustic Sounding of Radiation Fog. // Meteorological Magazine. 1978. V. 107. P. 103–112.
46. Chang W. L., Lau S. Estimating Mixing Heights from Acoustic Sounding // Proc. of the 5-th Int. Symp. on Acoustic Remote Sensing of the Atmosph. and Oceans. New Delhi, February 1990. P. 500–505.
47. Clark G. H., Charash E., Bendun E. O. K. Pattern Recognition Studies in Acoustic Sounding // J. Appl. Meteorol. 1977. V. 16. P. 1365–1368.
48. Coulter R. L., A Comparison of Three Methods for Measuring Mixing-Layer Height // J. Appl. Meteorol. 1979. V. 18. P. 1495–1499.
49. Crease B., Caughey S., Tribble D. Information on the Thermal Structure of the Atmospheric Boundary Layer from Acoustic Sounding // Meteorological Magazine. 1977. V. 106. P. 42–52.
50. Cronenwett W. T., Walker G. B., Inman R. L. Acoustic Sounding of Meteorological Phenomena in the Planetary Boundary Layer // J. Appl. Meteorol. 1972. V. 11. N. 12. P. 1351–1358.
51. Fanaki F. Acoustic Sounder Measurements at the Alberta Oil Sands // Proc. of the Int. Symp. on Acoustic Remote Sensing of the Atmosph. & Oceans. Calgary, 1982. P. VII–19–VII–34.

52. Fukushima M., Akita K., Tanaka H. Sodar Probing of Small-Scale Ordered Motions Appeared in the Atmospheric Planetary Boundary Layer // *J. of the Meteorol. Soc. of Japan*, October 1974. V. 52. N5. P. 428–438.
53. Gera B.S., Weill A. Sodar Observations of Fronts in India and France // *Proc. of the 4-th. Symp. of the Intern. Society of Acoustic Remote Sensing*. Canberra, Australia, February 1988.
54. Gilman G.W., Coxhead H.B., Willis F.H. Reflection of Sound Signals in the Troposphere // *J. of the Acoust. Society of America*, October 1946. V. 18. N. 2. P. 274–283.
55. Von Gogh R.G., Zib P. Comparison of Simultaneous Tethered Balloon and Monostatic Acoustic Sounder Records of the Statically Stable Lower Atmosphere // *J. Appl. Meteorol.* 1978. V. 17. N. 1. P. 34–39.
56. Goroch A.K. Comparison of Radiosonde and Acoustic Echo Sounder Measurements of Atmospheric Thermal Strata // *J. Appl. Meteorol.* 1976. V. 15. N. 5. P. 520–521.
57. Gossard E. et al. Finestructure of Elevated Stable Layers Observed by Sounder and in Situ Tower Sensors // *J. of Atm. Scienc.* October 1985. V. 42. N. 20. P. 2156–2169.
58. Guedalia D. et al. Monitoring of the Atmospheric Stability above an Urban and Suburban Site Using Sodar and Radon Measurements // *J. Appl. Meteorol.* 1980. V. 19. N. 7. P. 839–848.
59. Hall F.F., Edinger J.G., Neff W.D. Convective Plumes in the Planetary Boundary Layer, Investigated with an Acoustic Echo Sounder // *J. Appl. Meteorol.* 1975. V. 14. N. 6. P. 513–523.
60. Hayashi M. Acoustic Sounding on the Lower Atmospheric Inversion Layer // *J. of the Meteorol. Soc. of Japan*. June 1980. V. 58. N. 3. P. 194–201.
61. Hicks R.B. et al. Preliminary Results of Atmospheric Acoustic Sounding at Calgary Boundary-Layer Meteorol. 1977. N. 12. P. 201–212.
62. Hui Koo E., Chang W.L., Tam C.M. Acoustic Sounding in a Tropical Coastal Environment // *Proc. of the 2-nd Inter. Symp. on Acoustic Remote Sensing of the Atmosph. & Oceans*. Rome, Italy, 1983.
63. Kallistratova M.A. et al. Erste Ergebnisse von Messungen mit einem Vertical-SODAR // *Z. Meteorolog.* 1986. B. 36. N. 4. S. 229–237.
64. Kallistratova M.A. Acoustic and Radioacoustic Remote Sensing Studies in CIS (former USSR) // *Proc. of the 6-th Inter. Symp. on Acoustic Remote Sensing of the Atmosph. & Oceans*. Athens, 1992.
65. Little C.G. Acoustic Methods for the Remote Probing of the Lower Atmosphere // *Proc. of the IEEE*. April, 1969. V. 57. N. 4. P. 571–578.
66. Little C.G. The Atmospheric Boundary Layer, as Revealed by Sodar // *Proc. of the 4-th Inter. Symp. on Acoustic Remote Sensing*, Canberra, Australia, 1988.
67. Lu Naiping et al. The Detection of Boundary Layer Structure with Sodar in Western Mountain Area of Beijing // *Proc. of the 5-th Inter. Symp. on Acoustic Remote Sensing of the Atmosph. & Oceans*. New Delhi, India, February 1990. P. 345–356.
68. Manes A. et al. The Structure and Dynamics of a Desert PBL (Negev, Israel) Revealed by Combined Acoustic Radar and Minisonde Soundings // *Proc. of the 4-th Inter. Symp. on Acoustic Remote Sensing*, Canberra, Australia, 1988.
69. Marzorati A., Mastrantonio G., Fiocco G. Criteria for the Automatic Classification of Micrometeorological Situations by the Analysis of Sodar Intensity Profiles // *Proc. of the 4-th Inter. Symp. on Acoustic Remote Sensing*, Canberra, Australia, 1988.
70. Mathews T., Lester P.F. Sodar Observations of Arctic Frontal Passages // *Proc. of the 2-nd Inter. Symp. on Acoustic Remote Sensing of the Atmosph. & Oceans*. Rome, Italy, 1983.
71. Maughan R.A. Frequency of Potential Contributions by Major Sources to Ground Level Concentrations of SO<sub>2</sub> in the Forth Valley, Scotland: an Application of Acoustic Sounding // *Atm. Environment*. 1979. V. 13. P. 1697–1706.
72. Maughan R.A., Spanton A.M., Williams M.L. An Analysis of the Frequency Distribution of Sodar Derived Mixing Heights Classified by Atmospheric Stability // *Atm. Environment*. 1982. V. 16. N. 5. P. 1209–1218.
73. McAllister L.G. Acoustic Sounding of the Lower Troposphere // *J. of Atmospheric and Terrestrial Physics*. 1968. V. 30. P. 1439–1440.
74. McAllister L.G. et al. Acoustic Sounding—A New Approach to the Study of Atm. Structure // *Proc. of the IEEE*. April 1969. V. 57. N. 4. P. 579–587.
75. Narayana Rao D. et al. Atmospheric Boundary Layer Studies over Tirupati Using Sodar // *Proc. of the 5-th Inter. Symp. on Acoustic Remote Sensing of the Atmosph. & Oceans*. New Delhi, India, February 1990. P. 401–406.
76. Neff W.D. Boundary Layer Research at South Pole Station using Acoustic Remote Sensing // *Antarctic J. of the United States*. October 1978. V. 13. N. 4. P. 179–181.
77. Parry H.D., Sanders M.J., Jensen H.P. Operational Application of a Pure Acoustic Sounding System // *J. of Appl. Meteorol.* 1975. V. 14. N. 2. P. 67–77.
78. Pekour M.S., Kallistratova M.A. SODAR Study of the Boundary Layer over Moscow for Air-Pollution Application // *Appl. Phys.* 1993. B 56. P. 1–7.
79. Prater B.E., Collis J.J. Correlations between Acoustic Sounder Dispersion Estimates, Meteorological Parameters and Pollution Concentrations // *Atm. Environment*. 1981. V. 15. N. 5. P. 793–798.
80. Russell P.B., Uthe E.E. Acoustic and Direct Measurements of Atmospheric Mixing at Three Sites During an Air Pollution Incident // *Atm. Environment*. 1978. V. 12. P. 1061–1074.
81. Singal S.P., Aggarwal S.K., Gera B.S. Studies of Correlation between Sodar Observed Stratified Layer Structures and Wind Shear // *Mausam*. 1982. V. 33. N. 4. P. 439–444.
82. Singal S.P., Gera B.S., Aggarwal S.K. Nowcasting by Acoustic Remote Sensing: Experiences with the Systems Established at the NPL, New Delhi // *J. of Scient. & Industr. Res.* Sept. 1984. V. 43. P. 469–488.
83. Singal S.P. et al. Stability Studies with the Help of Acoustic Sounding // *Atm. Environment*. 1985. V. 19. N. 2. P. 221–228.
84. Singal S.P. The Use of an Acoustic Sounder in Air Quality Studies // *J. of Scient. & Industr. Res.* Sept. 1988. V. 47. P. 520–533.
85. Spanton A.M., Williams M.L. A comparison of the Structure of the Atmospheric Boundary Layers in Central London and a Rural/Suburban Site using Acoustic Sounding // *Atm. Environment*. 1988. V. 22. N. 2. P. 211–223.

86. Surridge A. D. Examples of Wind Shear and Temperature Inversion Surfaces over Christchurch // *New Zealand J. of Science*. 1980. V. 23. N. 3. P. 283–288.
87. Surridge A. D. Acoustic Sounding for Air Pollution Applications // In: *Proc. of the 5-th Intern. Symp. on Acoustic Remote Sensing of the Atmosphere and Ocean*, New Delhi, February 1990. P. 482–489.
88. Walczewski J., Feleksy-Bielak M. Diurnal Variation of Characteristic Sodar Echoes and the Diurnal Change of Atmospheric Stability // *Atm. Environment*. 1988. V. 22. N. 9. P. 1793–1800.
89. Walczewski J. Sodar Applications in Air Pollution Studies and Control in Poland // In: *Proc. of the 5-th Intern. Symp. on Acoustic Remote Sensing of the Atmosphere and Oceans*, New Delhi, February 1990. P. 477–481.
90. Weill A. Sodar Micrometeorology // In: *Proc. of the Intern. Symp. on Acoustic Remote Sensing of the Atmosphere and Oceans*. Calgary, 1982.
91. Wyckoff R. J., Beran D. W., Hall F. F. A Comparison of the Low-Level Radiosonde and the Acoustic Echo Sounder for Monitoring Atmospheric Stability // *J. of Applied Meteorol.* 1973. V. 12. N. 10. P. 1196–1204.

Московский государственный университет  
им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию  
10 ноября 1995 г.

**М. А. Локощенко. The Application of the Vertical Sodars to Meteorology (Review).**

The meteorological aspects of non-Doppler acoustic sounding of the atmosphere are treated in the paper. A great deal of facsimile records by the acoustic echosonde (sodar) are compared with the results of direct measurement of meteorological elements in the atmospheric boundary layer (ABL). The data obtained are generalized in order to be used in the environmental monitoring, studying the regional atmospheric flows and the mesoscale peculiarities of the horizontal thermal structure of the boundary layer (associated with the «heat islands» of towns, etc). The possibility is discussed of the facsimile records to be applied to the determination of the mixing height, detection of the atmospheric fronts, etc. A lot of works of Soviet researchers is presented in the review.