

Академия наук СССР

Межведомственный геофизический комитет

Секция гляциологии

Институт географии

МАТЕРИАЛЫ  
ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ХРОНИКА  
ОБСУЖДЕНИЯ

ВЫПУСК 44

Москва

Март 1982

ISSN 0130-3686

ACADEMY OF SCIENCES OF THE U.S.S.R.

SECTION OF GLACIOLOGY  
OF THE  
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE  
AND  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

DATA OF GLACIOLOGICAL STUDIES

CHRONICLE

DISCUSSION

Publication № 44

March 1982

Moscow

4767

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЛАВИННОЙ ВОЗДУШНОЙ ВОЛНЫ

Статья поступила в редакцию 13 ноября 1981 г.

Проблеме воздушной волны, образующейся при сходе снежных лавин, посвящено много работ [3,4,8,10]. В большинстве из них делается попытка объяснить природу этого явления на основе единичных наблюдений или же рассказов очевидцев. Систематические наблюдения за лавинами и их воздушными волнами, проведенные в Приэльбрусье, дали результаты, которые можно суммировать следующим образом.

1. Воздушные волны разрушительной силы образуются только у лавин из сухого снега, а наиболее мощные воздушные волны образуются у лавин из сухого свежевыпавшего снега [2, 5].

2. Воздушная волна оставляет на местности характерные для нее признаки, по которым как в зимний, так и в летний период можно определить наличие и дальность зон действия воздушных волн разной интенсивности, а также основные особенности ее движения и воздействия [5].

3. Дальность действия воздушной волны зависит от объема лавины, геометрии лавинного очага и свойств снега. Получены зависимости размеров зоны разрушительного действия воздушных волн от площади и длины лавинного очага, а также объема лавины. На Центральном Кавказе при расчете дальности выброса лавин следует добавлять на действие воздушной волны не менее 12% длины пути лавины [6]. Большая дальность зоны разрушительного воздействия воздушной волны в 200-300 м характерна только для сухих лавин объемом более 100 тыс. $m^3$ . С дальнейшим увеличением объемов лавин эта дальность растет все медленнее [2].

4. Разработана методика оценки параметров воздушной волны по поломам и повалам деревьев, которая может применяться при изысканиях и оценке лавиноопасных территорий. Полученные по этой методике оценки давления динамического напора воздушной волны у наиболее крупных лавин в Приэльбрусье дали величину около 2000 кг/м<sup>2</sup> сразу за границей лавинных отложений [2].

5. С помощью специально изготовленных датчиков проведены единичные измерения давления в зоне действия волны [6]. На основе наблюдений, данных расчетов и проведенных измерений предложена новая концепция природы воздушной волны, суть которой заключается в следующем [2]. При сходе сухой лавины образуется мощное снеговоздушное облако, окутывающее тело лавины, которое при выходе лавины на конус обгоняет последнее из-за меньшего сопротивления и проходит на десятки и сотни метров дальше остановившейся лавины. Поскольку плотность снеговоздушного облака в 5-20 раз больше плотности воздуха, при сравнительно небольших скоростях 10-50 м/с оно развивает значительные давления.

Поскольку выдвигавшиеся до сих пор гипотезы о природе возникновения воздушной волны лавины основаны преимущественно на качественных и оценочных данных, что не позволяет исследователям принять единую точку зрения на механизм возникновения воздушной волны, интерес к этому явлению остается повышенным и появляются новые гипотезы. В связи с интенсивным освоением горных территорий вопрос о воздушной волне приобретает и существенный практический интерес. Инженерная практика требует обоснованных расчетных методов оценки пределов разрушительного воздействия воздушных волн и способов защиты от них.

Для получения экспериментальных данных в верховьях р.Баксан на Центральном Кавказе на лавинном конусе очага № 2 (под названием "домашняя лавина") был построен экспериментальный телеметрический комплекс для измерения основных параметров воздушной волны в натурных условиях. Выбранный лавинный очаг средних размеров типичен для Центрально-го Кавказа - это лотковая лавина из денудационной воронки по классификации Г.К.Тушинского. Описание и морфометрические данные очага № 2 представлены в работе [7]. Теле-

метрический комплекс состоит из трех мачт высотой 20 м, расположенных последовательно одна за другой по направлению движения лавины и ее воздушной волны, измерительной аппаратуры, размещенной на мачтах, сигнального кабеля, по которому проводится передача информации на регистрирующую аппаратуру, силового кабеля для питания датчиков измерительной аппаратуры и датчика включения регистрирующей аппаратуры. Комплекс предназначен для одновременного измерения в нескольких точках и автоматической регистрации параметров снеговоздушного облака, сопровождающего склон лавин. Подробное описание телеметрического комплекса дано в работе [7].

С помощью экспериментального комплекса измерялись динамические характеристики снеговоздушного потока - скорость и давление торможения (динамический напор). Плотность потока вычислялась, так как прямое его измерение связано с большими техническими трудностями. Единственный опыт измерения плотности лавинного потока с помощью гамма-источника описан в работе [9]. Выбор типа датчиков и их разработка также связаны с известными трудностями. Мы выбрали датчики, исходя из опыта наших предварительных экспериментальных работ по измерению давлений и скоростей лавины [6]. Для повышения надежности информации о параметрах движущейся лавины наряду с телеметрическими датчиками применялись контрольные датчики с визуальным отсчетом.

Среди параметров лавинного потока наибольший интерес представляют скорость, плотность и давление, связанные между собой в условиях квазистационарности потока функциональной зависимостью. Любой из этих трех параметров вычисляется, если известны значения двух других. Труднее всего измерить мгновенную плотность потока, поэтому были разработаны и изготовлены датчики для измерения скорости и давления снеговоздушного потока.

На рис. 1 показаны результаты синхронных измерений скорости и динамического напора на высоте 5,5 м от поверхности земли. При анализе этого графика следует иметь в виду, что датчик скорости обладает значительной инерцией (постоянная времени около 0,5 с), в то время как датчик динамического напора практически безинерционен. Поскольку в пульсации динамического напора

$$\rho = \frac{F}{C_x S} \quad (1)$$

вносят вклад и пульсации плотности, и пульсации скорости, то по зарегистрированным в экспериментах данным трудно судить о пространственно-временной изменчивости каждого из этих параметров в отдельности. Плотность потока вычислялась по соотношению (1), но поскольку датчики динамического напора калибровались в аэродинамической трубе с помощью формулы

$$\rho = \frac{F}{C_x S},$$

где  $F$  - сила, действующая на пластинку, ориентированную нормально к потоку,  $S$  - ее площадь,  $C_x$  - коэффициент лобового сопротивления, то вычисленные значения плотности

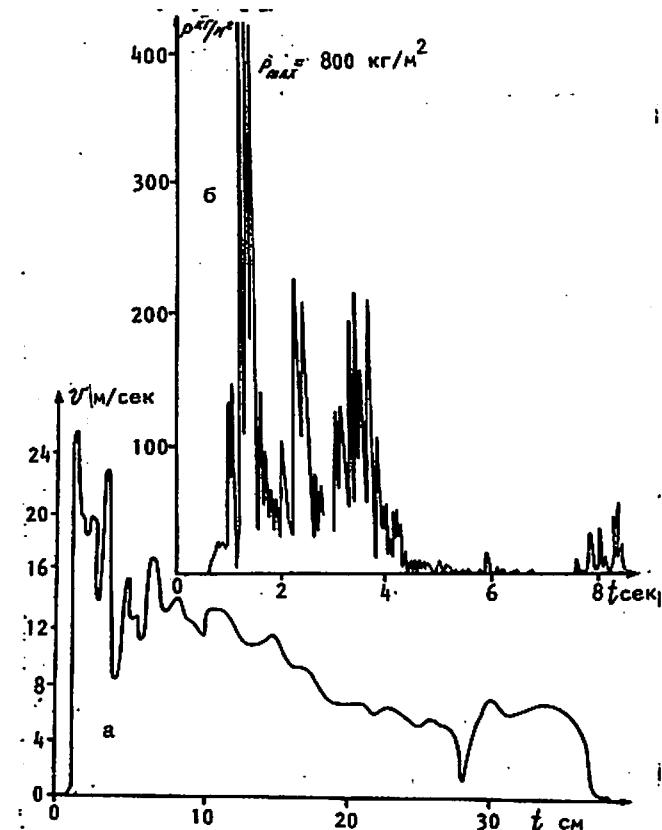


Рис. 1. Изменение во времени  $t$  динамического напора  $P$  и скорости  $V$  воздушной волны лавины

могут отклоняться от действительных в той степени, в какой коэффициент  $C_x$  пластиинки изменяется из-за присутствия в потоке снежной фазы.

Анализ зарегистрированных в опытах зависимостей скорости и динамического напора от времени показывает следующее. В момент прихода лавины значения скорости и плотности в течение долей секунды нарастают до своего максимального значения. Дальнейший ход этих временных зависимостей резко различен. Огибающая зависимости скорости от времени медленно спадает, причем закон этого спада удовлетворительно описывается формулой

$$\frac{v(t)}{v_0} = \frac{1}{1 + \frac{v_0 t}{\lambda}}, \quad v_0 = v(0), \quad (2)$$

где  $\lambda = \text{const}$ ,  $t$  - время с момента прихода к датчику фронта облака. Зависимость (2), естественно, справедлива при  $t \leq T_k$ , где  $T_k$  - время прохождения лавины. Значения  $\lambda$ , удовлетворяющие наилучшей аппроксимации экспериментальных данных с помощью (2), лежат в пределах  $\lambda \sim 200-400$  м. Длины типичных лавин, рассчитанные по формуле

$$L = \int_0^{T_k} v(t) dt = v_0 T_k,$$

составляют примерно 200-300 м.

Огибающая зависимости плотности снегово воздушной смеси от времени из-за медленного убывания скорости весьма близка к огибающей динамического напора. Характерной чертой зависимости плотности от времени является ее резкое убывание уже на второй секунде после прохождения фронта лавины. После нескольких колебаний плотность смеси на четвертой секунде после прохождения фронта уже мало отличается от плотности воздуха, хотя на восьмой секунде зарегистрировано незначительное скопление снежной пыли со средней плотностью около  $2,5 \text{ кг}/\text{м}^3$ . Максимальная плотность смеси в рассматриваемом случае превышала  $20 \text{ кг}/\text{м}^3$ .

Для других лавин, зарегистрированных измерительным комплексом, зависимости скорости и плотности от времени сохраняют такой же характер. С удалением от поверхности земли отмечается более поздний приход фронта лавины, уменьшение максимальных значений

динамического напора и расширение временного интервала, в течение которого плотность смеси существенно отличается от плотности воздуха.

Анализ результатов синхронных измерений скорости и давления в снегово воздушном потоке позволяет проникнуть в детали механизма генерации снегово воздушной волны. Во время стационарного движения пылевой лавины от передней кромки лавинного тела отходит присоединенная снегово воздушная волна. Качественная схема об-

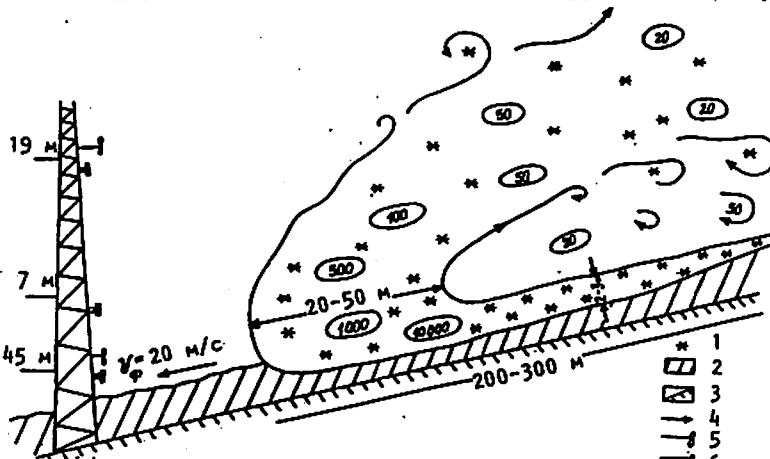


Рис.2. Схема образования снегово воздушной волны лавины. 1 - снежинки, 2 - подстилающая поверхность, 3 - старый снег, 4 - линии тока, 5 - датчик скорости, 6 - датчик давления, 7 - давление,  $\text{kg}/\text{m}^2$

разования этой волны показана на рис.2. Присоединенная волна представляет собой отходящую от головной части лавины вверх и назад и насыщенную снежной пылью сравнительно узкую воздушную пелену, толщиной примерно 10-20% длины лавины. Вне пелены скорость потока изменяется незначительно, в то время как плотность смеси падает практически до плотности воздуха. Сама пелена имеет тонкую структуру и может состоять из ряда полос и сгустков с большими, чем в промежутках между ними, значениями плотности и динамического напора.

Отдельные пики в показаниях датчика динамического напора могут быть обусловлены прохождением таких сгустков и ударами снежных комьев.

Продольные градиенты плотности, оцениваемые по результатам измерений, даже после их осреднения достигают значительных величин

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial x} \approx \frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial t} = k,$$

здесь  $\rho_0$  - плотность воздуха.

Известные предложенные механизмы [3] образования снежнопылевой части лавины предполагают одновременное и однородное поступление снежной пыли в воздух со всей поверхности лавинного тела. При этом, естественно, предполагается, что в образующемся облаке существует стратификация плотности по высоте, а горизонтальные неоднородности могут возникать лишь благодаря крупномасштабной турбулентности. Однако, как уже указывалось, основная масса снежной пыли сосредоточена во фронтальной зоне снеговоздушного облака лавины. В остальной части облака количество снежной пыли настолько мало, что плотность смеси практически не отличается от плотности воздуха, хотя она и содержит достаточное количество пыли, чтобы быть непрозрачной для глаза.

Усиленную генерацию снежной пыли на переднем фронте лавины можно объяснить следующим образом. Головная часть лавины имеет плавный и довольно крутой профиль. При ее обтекании воздухом происходит оттеснение набегающего воздушного потока в поперечных к направлению движения лавины направлениях, и этот поток уносит с собой сдувающую снежную пыль, питая тем самым снеговоздушную пелену. Аналогичную картину можно наблюдать при обтекании достаточно крутого снежного бугра или песчаного бархана. Однако обтекаемая воздухом головная часть лавины не есть твердое тело, она под действием скоростного напора воздуха деформируется и растекается в поперечных направлениях, резко увеличивая количество снежной пыли, поступающей в пелену. Этот эффект аналогичен явлению растекания кумулятивной струи, проникающей в преграду. В данном случае "струей" является лавина, а "преграда" - это окружающий воздух. Неоднородность распределения плотности, скорости и глубины потока вдоль лавинной "струи" приводит к соответствующей неоднородности мощности источника, питающего пелену, и, как следствие, к неоднородности пространственного строения самой пелены и распределения параметров в ней. Предлагаемая схема описывает механизм возникновения плотной снеговоздушной струи у головной части лавины и предполагает, что дальнейшее уменьшение плотности смеси будет происходить за счет турбулентной диффузии и седimentации снежной пыли.

Таким образом, присоединенная снеговоздушная волна является фазовым образованием, движущимся со скоростью фронта лавины. Снежная пыль в этом образовании все время обновляется, поступая из головной части лавины и, возможно, из ее внутренней части за счет турбулентного взаимодействия облака с телом лавины. Границы присоединенной волны, вначале резко очерченные, постепенно размываются с удалением вверх и вглубь за счет турбулентной диффузии и седimentации.

Во время замедления движения лавинного тела при выходе его на выполаживающейся участок тяжелая снеговоздушная масса продолжает двигаться по инерции, присоединенная воздушная волна отрывается от головной части лавины и становится свободной. В ней возникают два новых фактора: практически полное прекращение подпитки снежной пылью из тела лавины и появление дополнительной силы касательного напряжения, действующей на свободную волну со стороны подстилающей поверхности. Воздействие этих двух факторов приводит к появлению новых черт, отличающих свободную воздушную волну от присоединенной. Действительно, свободная воздушная волна представляет собой уже не присоединенную. Действительно, свободная воздушная волна представляет собой уже не фазовое образование, а материальное тело, движущееся с групповой скоростью составляющих его частиц. Импульс центра масс свободной волны убывает за счет убыли массы в силу выпадения снежной пыли и действия сил аэродинамического сопротивления и сил трения о подстилающую поверхность.

Структура снеговоздушной волны напоминает структуру кометы: плотная головная часть и длинный разреженный хвост. Плотность аэрозоля в головной части волны довольно быстро убывает по мере ее продвижения как вследствие описанных выше процессов диффузии и седиментации, так и из-за расширения головной части, происходящего с вовлечением окружающего воздуха, не содержащего снежной пыли. Отметим, что этот последний процесс приводит к росту миделева сечения волны и соответствующему увеличению аэродинамического сопротивления.

Для расчета закона движения центра масс оторвавшейся снеговоздушной волны по плоской поверхности можно в первом приближении написать уравнение движения в виде

$$M \frac{dv}{dt} = -C_x \frac{\rho v^2}{2} S - \sigma L x, \quad (3)$$

где  $M \sim \rho_c L S$  - масса головной части снеговоздушного облака,  $S \sim \mathcal{D}H$  - площадь миделева сечения,  $\mathcal{D}$  - ширина по фронту,  $L$  - глубина,  $\sigma$  - напряжение турбулентного трения о подстилающую поверхность. Уравнение (3) без второго члена в правой части использовалось в работе [10].

Для оценки турбулентного трения воспользуемся известным из гидравлики соотношением  $\sigma = \frac{K}{4} \frac{\rho_c v^2}{2}$ , где  $K = 0,01-0,04$  для широкого диапазона чисел Рейнольдса и параметра шероховатости подстилающей поверхности. Деля уравнение (3) на массу  $M$ , можно привести его к следующему виду:

$$\frac{dv}{dt} + \frac{1}{\lambda} v^2 = 0, \quad \frac{1}{\lambda} = \frac{1}{\lambda_1} + \frac{1}{\lambda_2},$$

$$\lambda_1 = \frac{2\rho_c L}{\rho C_x}, \quad \lambda_2 = \frac{8H}{K}, \quad (4)$$

где  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  - коэффициенты затухания, обусловленные соответственно аэродинамическим сопротивлением и трением о поверхность.

Численные оценки коэффициентов уравнения (4) на начальном этапе движения снеговоздушного облака приводят к следующим значениям, типичным для данного лавинного лотка. Поскольку плотность смеси  $\rho_c$  в среднем в 10 раз превышает плотность воздуха, а  $L$  лежит в пределах 20-60 м, получим при  $C_x \sim 1$ , что  $\lambda_1 \approx 400-1200$  м. При начальном зна-

чении высоты облака  $H \sim 10$  м и указанном значении  $K$  второй коэффициент затухания лежит в пределах  $\lambda_2 \approx 2000-8000$  м. Сравнение  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  показывает, что основным фактором, определяющим замедление снеговоздушного облака, является аэродинамическое сопротивление. По мере продвижения облака  $\lambda_1$  убывает из-за преобладающего убывания плотности  $\rho_c$  по сравнению с незначительным ростом глубины  $L$ . В то же время вместе с ростом высоты облака возрастает  $\lambda_2$ . В силу этого увеличивается относительный вклад аэродинамического сопротивления в силы, тормозящие дальнейшее продвижение снеговоздушного облака.

Решение уравнения (4) при  $\lambda = \text{const}$  имеет вид

$$v = v_0 e^{-\frac{x}{\lambda}}, \quad x = \lambda \ln \left( 1 + \frac{v_0 t}{\lambda} \right), \quad (5)$$

где  $v_0 = v(0)$ ,  $x$  - координата центра масс. Оценка коэффициента по экспериментальным данным приводит к величине  $\lambda \approx 200$  м, что совпадает с качественными оценками по визуальным наблюдениям. Соответствующие данные представлены на рис.3, где по оси абсцисс отложено расстояние в метрах, а по оси ординат - логарифм отношения максимальной скорости в данной точке пространства к максимальной скорости, измеренной на первой мачте. Группировка данных проводилась качественно с учетом объема лавины, ее скорости и дальности выброса. Отметим дополнительно, что подстановка второго из уравнений (5) в пер-

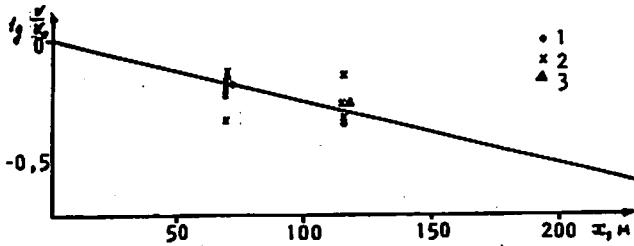


Рис.3. Зависимость изменения скорости воздушной волны лавины от расстояния. 1 - слабая лавина, 2 - средняя лавина, 3 - сильная лавина

симации изменения скорости во времени в фиксированной точке пространства. Близость значений  $\lambda$ , определенных обоими способами, подтверждает гипотезу, что в первом приближении движение снеговоздушного облака может рассматриваться как движение твердого тела.

Другой важной характеристикой свободной снеговоздушной волны является деформация профиля скорости в ее головной части из-за трения о подстилающую поверхность. На рис.4 показаны значения максимальной скорости на разных высотах на всех трех мачтах,

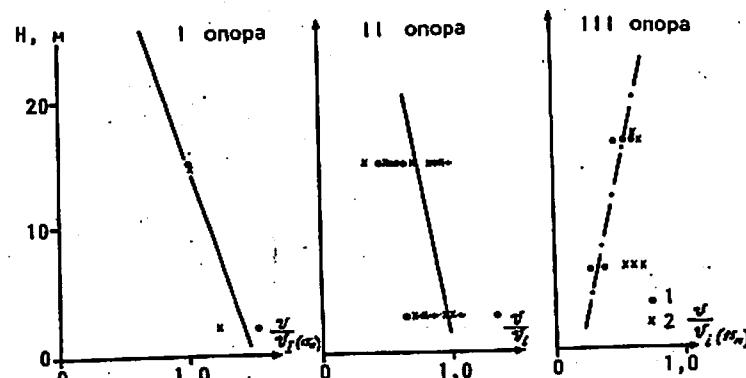


Рис.4. Деформация вертикального профиля скорости головной части воздушной волны. 1 - слабая лавина, 2 - средняя лавина

нормированные на значение скорости, полученное на первой мачте на высоте 15 м. Как и следовало ожидать, в нижней части поток тормозится быстрее, чем в верхней. При этом для слабых лавин, у которых отрыв снеговоздушной волны происходит ближе к лавинному конусу, измерения на третьей мачте показывают относительно более позднюю стадию деформации поля скоростей, когда скорость в верхней части волны больше, чем в нижней.

Данных по синхронным измерениям динамического напора и скорости недостаточно, чтобы построить осредненные профили плотности аэрозоля. Отметим лишь, что средняя плотность убывает в 3-5 раз на расстоянии порядка 100 м, в то время как толщина снежной пелены остается практически без изменения. Это означает, что убыль плотности происходит в основном из-за седиментации снежной пыли и ее диффузии внутри сформировавшейся снежной пелены, а не вследствие ее расширения.

Для практических приложений наибольший интерес представляет прогноз дальности действия снеговоздушной волны. Из приведенных экспериментальных данных видно, что путь затухания квадрата скорости равен  $\frac{A}{2} \approx 100$  м. Учитывая приведенные выше оценки об убытании плотности, можно получить, что для типичных в данном очаге лавин динамический напор убывает в 10-20 раз на расстоянии в 100 м.

Вопрос о возможности перенесения полученных результатов на другие, более мощные лавинные очаги следует разделить на две независимые задачи. Первая состоит в определении начальных профилей плотности  $\rho$  и скорости  $V$  в присоединенной снеговоздушной волне как функций параметров лавинного потока. Вторая заключается в прогнозе динамики оторвавшейся волны и определении функций  $\rho(x, y, z, t)$  и  $v(x, y, z, t)$ , по которым можно определить значение динамического напора в любой точке пространства и времени.

В настоящее время экспериментальных данных недостаточно для построения расчетных моделей даже для простейших форм рельефа. Укажем лишь на возможность существования "масштабного эффекта" в этом явлении. Представляется довольно очевидным, что плотность снежного аэрозоля в присоединенной волне является функцией мощности лавины. Действительно, если для исследованных лавин построить график зависимости максимального динамического напора в функции квадрата максимальной скорости, то точки, изображающие лавины первой группы, имеют тенденцию группироваться около прямой, наклон которой соответствует плотности  $\rho_0^{(1)}|_{z=2-4n} = 10 \text{ кг}/\text{м}^3$ , в то время как для более мощных лавин второй группы соответствующая плотность ближе к значению  $\rho_0^{(2)}|_{z=2-4n} = 20 \text{ кг}/\text{м}^3$ .

"Масштабный эффект" может также существовать и в динамике оторвавшейся волны. Убытие средней плотности кинетической энергии  $\frac{1}{2}\rho v^2$  снежного облака обусловлено рядом процессов, имеющих, вообще говоря, разные характерные масштабы времени. Действительно, как было показано, средняя скорость затухает с временным масштабом  $\sigma_t = \frac{A}{V_0}$ , зависи-

сящим от сил лобового сопротивления и в меньшей степени от трения о подстилающую поверхность, а вообще говоря от средней плотности. В свою очередь, уменьшение плотности снежной пыли происходит из-за вовлечения чистого воздуха, диффузии пыли и ее седimentации. Каждый из этих процессов в основном определяется турбулентной энергией  $\epsilon$ , которая убывает с характерным масштабом  $C_2 \sim \frac{\epsilon}{\delta}$ , где  $\delta$  - скорость диссипации турбулентной энергии. Третьим важным процессом, от которого зависит дальность распространения снеговоздушной волны, служит деформация поля средней скорости, обусловленная изменением знака касательного напряжения, и формирование новой системы крупномасштабных вихрей. Характерная постоянная времени этого процесса в соответствии с рис.4 может быть оценена как  $C_3 \sim (\frac{\partial u}{\partial x})^{-1}$ .

В наших экспериментах для лавин сравнительно небольших размеров постоянные времени  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$  имеют одинаковый порядок. Однако вполне вероятно, что для лавин больших размеров процесс "сворачивания" присоединенной снежной волны в систему кольцевых вихрей может завершаться быстрее, чем затухание средней кинетической энергии. По известным аэродинамическим законам, такая вихревая структура существует дальше и, соответственно, по сравнению со структурно неорганизованным снежным облаком имеет большую дальность действия. Например, в работе [1] по экспериментальному исследованию движения вихревых колец показано, что в определенных условиях такое кольцо проходит расстояние, превышающее 12 его радиусов, без сколько-нибудь заметного замедления.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Владимиров В.А., Тараков В.Ф. Формирование вихревых колец. - Изв.Сибирск.отделения АН СССР, сер.техн.наук, № 3, вып.1, 1981, с.3-11.
2. Григорян С.С., Урумбаев Н.А. О природе воздушной волны. - Тр.Ин-та механики МГУ, № 42. М., 1975, с.74-82.
3. Москалев Ю.Д. Динамика снежных лавин и снеголавинные расчеты. - Тр.САРНИГМИ, вып. 36 (117), 1977, 230 с.
4. Тушинский Г.К. Лавины, возникновение и защита от них. М., Географгиз, 1949, 213 с.
5. Урумбаев Н.А. Результаты исследований природы и деятельности лавинных воздушных волн. - Тр.САРНИГМИ, вып.15(96), 1974, с.31-38.
6. Урумбаев Н.А. Определение давления, скорости и плотности лавинной воздушной волны. - Вестн.МГУ, география, 1974, № 3, с.65-72.
7. Урумбаев Н.А., Струков Б.Б. Экспериментальный комплекс для телеметрического изучения параметров движущейся лавины. - Тр.ВГИ, вып.49, 1980, с.21-29.
8. Якимов Ю.Л., Шурова И.Е. Природа воздушной волны, вызванной снежной лавиной. - В сб.: Успехи советской гляциологии. Материалы Третьего всес.гляциол.симпозиума. Франкфурт, 1968, с.355-358.
9. Allera J.L., Bon-Mardion G. et al. La dinamique des avalanches d'aprel les resultats des expériences de déclenchement artificiel au Lautaret. - Houille blanche, v.31, № 6-7, 1976, p.489-501.
10. Grigorian S.S. Mechanics of snow avalanches. - Proc. of the Grindelwald Symposium, April 1974. Intern.Assoc.Hydrol.Sci., Publ. № 114, 1975, p.355-368.

#### S U M M A R Y

Dynamic properties of an avalanche air wave - air-snow flow following a dry avalanche - were measured with the help of experimental facilities located in the Elbrus area. The experimental complex includes the air-flow velocity and dynamic pressure sensors, installed at three 20-meter masts placed below the cone of a middle-size avalanche hearth. The data on the air waves of more than 15 avalanches collected in 1974-1979, are discussed. The density of an air-snow flow proved to be 10 to 20 times as large as the pure air density, while the dynamic pressure in the avalanche hearth under investigation, may reach  $8000 \text{ kg/m}^2$ . The data collected, suggest that the greater part of an air wave mass is concentrated in the narrow frontal zone, making up less than 10% of the length (of the length) of the whole flow. The frontal zone has a fine structure, manifested in active oscillations of dynamic pressure. Thus the duration of

the maximum impact of the air wave on the obstacles makes up just fraction of a second - very small part of the travelling time of an air wave. A simple model of an air wave propagation is discussed. The data collected can be used for the refinement of theoretical models of an air wave as well as for practical applications.

Л.А.Суханов

## МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ВОЗДУШНЫХ ВОЛН ЛАВИН ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ИХ ПАРАМЕТРОВ

Статья поступила в редакцию 26 мая 1981 г.

Параметры воздушных волн лавин, измеренные на экспериментальном очаге Эльбруссской станции МГУ [4], позволяют представить механизм их образования и структуру, которые подтвердились нашими опытами по моделированию воздушной волны с помощью порошкообразных материалов. Однако, объем и точность результатов натурных измерений недостаточны для однозначного ответа на некоторые вопросы, а опыты с моделированием носили качественный характер.

Если под термином "воздушная волна лавин" понимать всю совокупность аэродинамических процессов, сопровождающих сход лавин от момента их срыва до восстановления в окружающем пространстве исходного метеорологического режима, то весь процесс образования и распространения воздушной волны лавин можно разбить на три основных стадии.

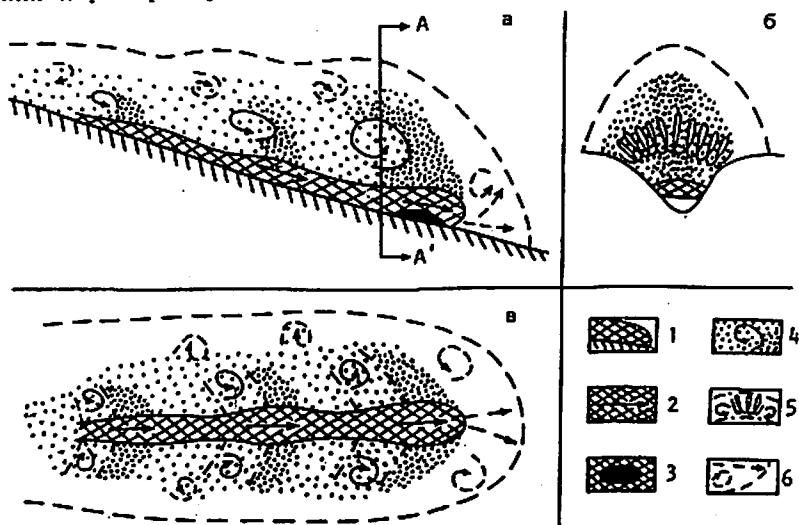


Рис.1. Схема образования воздушной волны лавины. Первая стадия формирования спутного потока: а/ сечение по продольной оси, б/ поперечное сечение по AA'; в/ сечение параллельно склону на малой высоте от него. 1 - лавинный снег, 2 и 3 - области повышенных и пониженных скоростей движения лавинного снега, 4 - снеговоздушный поток, вихри, струи, области повышенной плотности в нем, 5 - границы вихрей снеговоздушного потока, 6 - вихри и граница приведенного в движение чистого воздуха

Первая стадия - подготовительная (рис.1). Образование спутного потока воздуха, насыщение его снегом, рост объема происходит от начала движения снега в лавиносборе до начала интенсивного торможения лавины. Спутный поток воздуха образуется из-за вязкости воздуха вокруг любого движущегося тела и состоит из трех основных зон: первая - зона уплотнения воздуха перед телом, где продольная составляющая скорости движения воздуха увеличивается от нуля до скорости тела у его поверхности  $V_t$ ; вторая - зона пограничного слоя вдоль боковой поверхности тела, в

которой скорость движения воздуха меняется от  $V_t$  у поверхности тела до нуля и  $1/2 V_t$  на некотором удалении от нее, где воздух движется в направлении, обратном движению тела, перетекая из зоны уплотнения; третья - зона частичного разрежения и турбулентного следа за телом, где продольная скорость воздуха довольно быстро падает до нуля по мере удаления от тела.

Геометрические параметры спутного потока зависят также от поперечных и продольных размеров тела, шероховатости его поверхности, скорости и продолжительности движения, если оно нестационарное. С ростом последних геометрические параметры спутного потока возрастают. Кроме того, в лавинах из сухого снега, как и при движении пылевидных порошков, объем спутного потока увеличивается в результате перехода в воздух все новых

и новых порций снега, передающих потоку свою кинетическую энергию и увеличивающих его плотность. Этот процесс можно считать эквивалентным резкому увеличению шероховатости и площади поверхности движущегося тела. При этом за головной, утолщенной частью лавины образуется вихрь, возможно, с аркообразной осью [5], который откатывается к хвосту лавины, уступая место для образования нового вихря и способствуя образованию волн на поверхности лавины, подобных волнам на поверхности воды или барханам песчаной пустыни.

Переход части лавинного снега в поток, как и песка с барханов в пустыне [2], происходит главным образом с передних, "наветренных" склонов волн и их вершин, причем наиболее интенсивно этот процесс идет в головной части лавины, где градиенты скорости движения воздуха максимальны. На тыльных склонах происходит частичное оседание снега. По своей структуре снеговоздушный спутный поток лавин, называемый в некоторых работах "аэрозольной составляющей лавины", состоит из нескольких сравнительно тонких слоев снеговоздушной смеси повышенной плотности, присоединенных к вершинам волн и к головной части лавины, и более толстых слоев пониженной плотности с вихрями, наклоненных под острым углом к поверхности лавины в сторону, противоположную ее движению, и охватывающих ее в верхней полуплоскости. На фотографиях, сделанных французскими исследователями внутри такого потока [6], и на наших фотографиях, полученных при моделировании воздушной волны порошками, подобная структура выглядит как грива пыли с нечетко выраженными полосами, как бы относимая ветром назад. Снеговоздушный поток описанной структуры в свою очередь охвачен слоем чистого воздуха, скорости движения которого выше нуля, но недостаточны для поддержания во взвешенном состоянии даже самых мелких частиц снежной пыли. Это не относится к слою уплотненного воздуха перед головной частью лавины с нарастающими скоростями, который, очевидно, поднимает снег, лежащий на пути движения лавины на небольшую высоту. Такой снег тут же включается в ядро лавины и в присоединенный к нему уплотненный слой снеговоздушного потока.

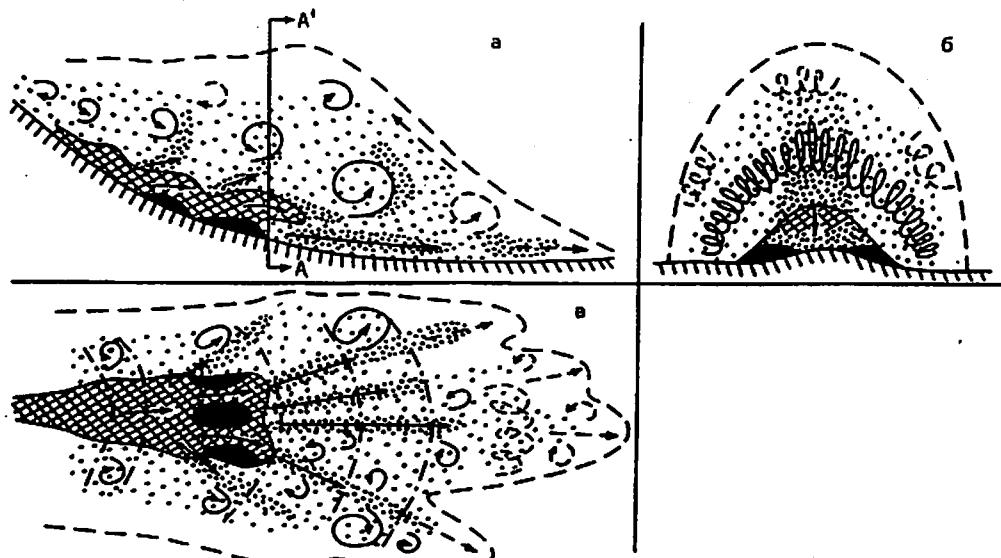


Рис.2. Схема образования воздушной волны лавин. Вторая стадия, кульминационная: инерционный отрыв спутного потока, выброс струй снеговоздушной смеси. Условные обозначения см. на рис.1

Вторая стадия образования воздушной волны лавин - кульминационная (рис.2). Происходит инерционный отрыв спутного потока, выброс струй снеговоздушной смеси и, возможно, возникновение ударной волны, т.е. скачка уплотнения, распространяющегося со скоростью звука. Это длится от начала интенсивного торможения лавинного снега до остановки его последних порций или до начала следующего цикла ускоренного движения этих порций. Последнее наблюдается в случае, если на пути движения лавины кроме конуса выноса есть промежуточные участки, где возможно интенсивное торможение лавинного снега:

резкие выполаживания склона или участки склона той же крутизны после больших уступов, резкие повороты лотка и т.д. При выходе лавинного снега на участок торможения снегово-воздушный поток, имеющий большую плотность и массу и значительно меньший коэффициент трения, чем лавинный снег, продолжает двигаться, постепенно теряя свою скорость и слоисто-вихревую структуру. Движение такого потока, оторвавшегося от лавинного тела на высоте, равной его толщине, можно было бы рассматривать как движение свободной, так называемой "затопленной" струи, по крайней мере до тех пор, пока нижняя граница такой струи, имеющей угол расхождения в пределах  $13-17^{\circ}$  [1], не коснется поверхности склона, а далее – как движение импульсной струи вдоль его поверхности.

Однако такое определение будет неполным, если не учитывать специфических эффектов, возникающих при интенсивном торможении больших масс лавинного снега. Эти эффекты, с одной стороны, могут дать существенный дополнительный импульс, поддерживающий или даже увеличивающий в течение короткого времени скорость спутного потока, по крайней мере в его нижних слоях, а с другой стороны, способствуют более быстрому разрушению описанной структуры спутного потока. Можно указать два таких эффекта, вероятно, возникающих в лавинном теле вследствие неравномерного торможения отдельных масс лавинного снега, которые условно назовем "прибойным" и "струйным", или "щелевым".

Первый эффект, возникающий вследствие более интенсивного торможения нижних слоев лавинного снега по сравнению с верхними, приводит к тому, что при выходе на участок интенсивного торможения головная часть лавины принимает форму, характерную для прибойных морских волн (см.рис.2а). Забегающие вперед верхние слои снега образуют под собой большую воздушную полость и в последний момент обрушаются в нее, резко вытесняя оттуда воздух сильными кратковременными струями, захватывающими большое количество снежной пыли и веерообразно распространяющимися вперед и в стороны вдоль самой поверхности склона. Такое обрушение эквивалентно первым мгновениям падения лавины с уступа и, вероятно, может сопровождаться образованием ударных волн типа взрывных, распространяющихся со скоростью звука. Однако в нашем случае такие волны не наблюдались.

Основой второго эффекта, также приводящего к образованию кратковременных струй снегово-воздушной смеси, может служить неравномерное торможение масс лавинного снега в попечном и продольном направлениях. При этом лавинный снег, еще продолжающий двигаться в задних частях тела лавины с большой скоростью, вдавливается в "щели" между отдельными интенсивно тормозящимися передними массами снега, ускоряясь в них, как в сужениях канала, и временно размывая их стенки. Вероятно, через такие щели происходит выжимание воздуха из лавинного снега при его остановке и уплотнении, так как давление в них меньше, чем в окружающих массах снега с меньшей скоростью движения, что и приводит к выбросу кратковременных струй снегово-воздушной смеси в местах выхода этих щелей на поверхность лавинного снега. Скорости этих струй могут быть значительно выше скорости лавины и ее спутного потока, и вокруг каждой из них образуются местные турбулентные вихри.

Совокупность описанных струй поддерживает движущийся по инерции спутный поток лавины, "подстилая" его снизу и одновременно разрушая его слоисто-вихревую структуру, сформировавшуюся при движении лавины по лотку, и образует вместе с ним характерный фестончатый в плане и клинообразный в продольном вертикальном сечении передний фронт воздушной волны. Следы движения таких струй хорошо видны на фотографиях "лавинных" отложений при моделировании лавин порошками в виде вытянутых треугольников, веерообразно отходящих вперед и в стороны от передней линии остановки основной массы материала.

Третья, заключительная стадия (рис.3) существования воздушной волны лавин – инерционное движение снегово-воздушного потока, разрушение вихрей, седиментация снежной пыли – протекает от момента прекращения движения в лавинном снеге до полного прекращения движения воздуха, вызванного сходом лавины. При этом вряд ли имеет место трансфор-

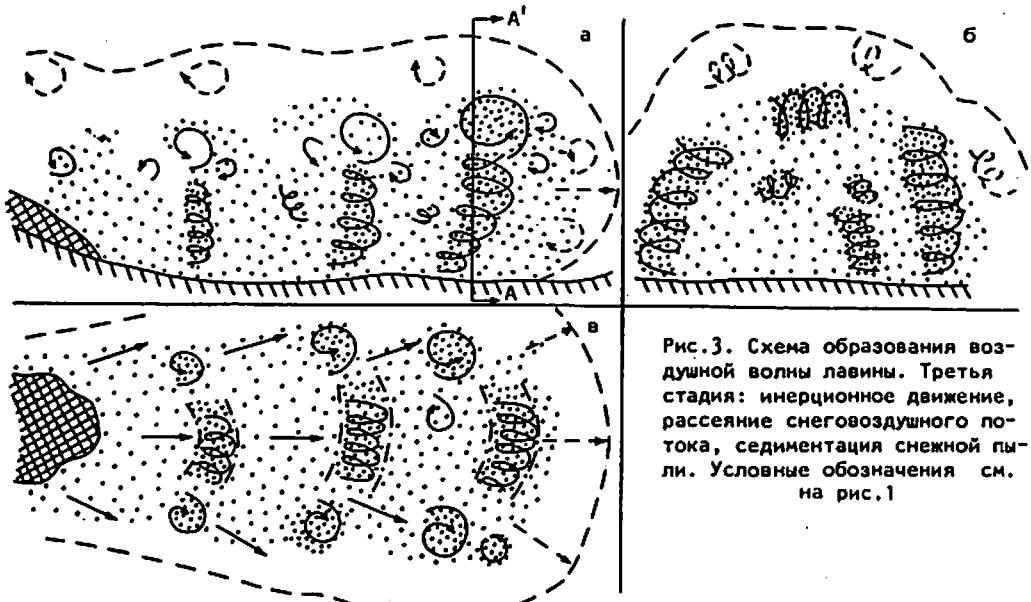


Рис.3. Схема образования воздушной волны лавины. Третья стадия: инерционное движение, рассеяние снеговоздушного потока, седиментация снежной пыли. Условные обозначения см. на рис.1

мация аркообразных вихрей спутного потока, охватывавших лавину, в кольцеобразные вихри, подобные изучавшимся Р. Вудом [3], и способные к сверхдалальному распространению без заметного затухания. В таких вихрях циркуляционная скорость совпадает с поступательной в его центральных областях, а на периферии противоположна ей. Это создает эффект качения вихря по подстилающей поверхности и по трубе из неподвижного воздуха, чем и обуславливается малое затухание такого вихря. В случае аркообразных лавинных вихрей подстилающая поверхность рассекает их в зоне максимальных скоростей, создавая интенсивное торможение вихря и испытывая его максимальное воздействие. При этом аркообразный вихрь скорее всего разрывается наверху и превращается в два вертикальных, кратковременных вихря, подобных смерчу. Кольцевые вихри могут образовываться вокруг описанных выше кратковременных струй, однако размеры их должны быть значительно меньше по-перечных размеров лавины и, следовательно, дальность распространения их также относительно невелика.

По мере продвижения снеговоздушного облака скорости движения воздуха в нем уменьшаются и из облака выпадают сначала массивные частицы снега, а потом все более мелкие. Количество выпавшего снега наибольшее вдоль направлений распространения струй, обладающих максимальной несущей способностью, и быстро уменьшается с удалением от линии остановки лавинного снега. Плотностная структура снеговоздушного облака в период деградации явно неоднородна: максимумы плотности приходятся, вероятно, на вихревые образования, в которых движения воздуха затухают значительно медленнее, чем в остальном объеме снеговоздушного облака. При этом вертикальные вихри могут выносить снег в верхние слои снеговоздушного облака, поддерживая там высокую плотность в течение некоторого времени даже после того, как снег из нижних слоев этого облака уже выпал. Выпадение снега из верхних слоев облака происходит после разрушения вертикальных вихрей практически при нулевых скоростях движения облака и в основном на его периферии.

Описанная схема образования и распространения воздушной волны лавин полностью соответствует всем зафиксированным особенностям временных и пространственных изменений параметров снеговоздушного потока [4]. Пульсации на графиках давления  $P(t)$ , скорости  $V(t)$ , плотности  $\rho(t)$ , быстрые изменения формы высотных профилей этих параметров - свидетельство прохождения слоев снеговоздушной смеси разной плотности и вихрей, сначала крупных, с временным размером 3-7 сек - 1/3 постоянной времени затухания аппроксимирующей экспоненты [4], потом все более мелких - слабые эзгзагообразные профили. Клинообразные и  $S$ -образные зеркальные высотные профили  $P$ ,  $V$ ,  $\rho$  в первые моменты времени являются свидетельством двухэтажной структуры снеговоздушного потока: вверху

- спутный поток, внизу - струи. Клинообразный передний фронт снеговоздушного потока, наибольшие скорости на второй мачте свидетельствуют о наличии струй у нижней границы лавинных отложений. Максимальная крутизна переднего фронта графиков  $V(\epsilon)$  12 м/с<sup>2</sup>, близкая с учетом ошибок к ускорению свободного падения, вероятно, свидетельствует о гравитационном механизме образования этих струй, т.е. прибойном эффекте. Наконец, значительные плотности снеговоздушного потока в верхних слоях при низких скоростях, когда в нижних уже практически находится чистый воздух, подтверждают наличие вихревого механизма.

Систематические натурные измерения параметров воздушной волны лавин даже на одном очаге позволили впервые получить реальные количественные значения этих параметров и выявить важные динамические характеристики снеговоздушного потока лавин, которые необходимо учитывать при оценках разрушительного воздействия воздушной волны лавин на сооружения и растительность.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович Т.Н. Теория турбулентных струй. М., Физматгиз, 1960, 715 с.
2. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. Л., Гидрометеоиздат, 1978, 158 с.
3. Сибрук В. Роберт Вуд. М., "Наука", 1980, 320 с.
4. Суханов Л.А., Холобаева С.П. Воздушная волна снежных лавин в свете натурных измерений ее параметров. - Опубликовано в наст. сборнике.
5. Якимов Ю.Л., Шурова И.Е. Природа "воздушной волны", вызванной снежной лавиной. - В сб.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, 1968, с.355-358.
6. Allera I.L., Bon-Mardion G., Egbert-Berard A., Guelff C., Mura R., Perroud P., Rey. La dynamique des avalanches d'aprel les resultats des experiences de deckenchement artificiel au Lautaret. - Houille Blanche, v.31, № 6, 1976, p.488-501.

#### SUMMARY

New concepts of the formation-mechanism and structure of an avalanche air wave are analysed. They proceed from the field measurements of air wave parameters obtained at the Elbrus station of Moscow University in 1977-1980. It is shown that the air wave of channeled avalanches similar to those observed, with an even channel and the thickness of 50.000 m<sup>3</sup> of new snow, presents inertial advance of a snow-enriched air flow following avalanches. It has a stratified vortex structure and is accompanied by powerful short jets of air-snow mixture, at the climax of the stream separation from an avalanche body. The jets in an avalanche body are caused by uneven braking of separate masses of avalanche snow, and advance in a delta-like pattern along the main direction of an avalanche at small heights above the underlying surface.

Л.А.Суханов, С.П.Холобаева

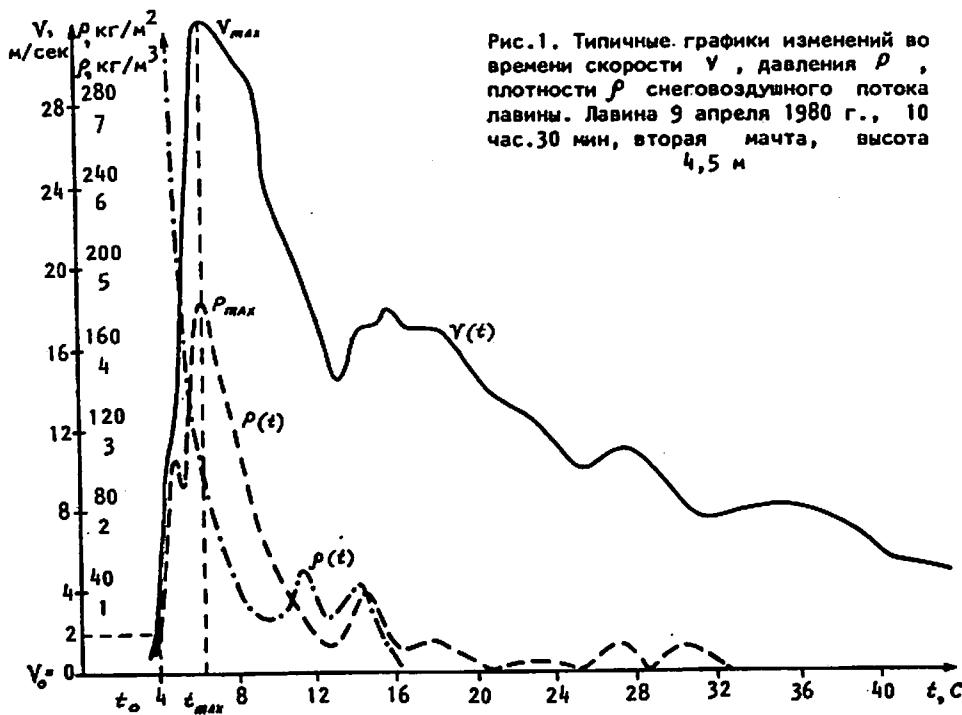
#### ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАРАМЕТРОВ ВОЗДУШНОЙ ВОЛНЫ ЛАВИН ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ

Статья поступила в редакцию 26 мая 1981 г.

Многолетние исследования воздушных волн, образованных лавинами Приэльбрусья, показали, что они в основном представляют собой снеговоздушный поток сложной структуры, движущийся по инерции в течение некоторого времени после остановки лавины [1-3]. Для получения количественных данных о разрушительном потенциале такого потока, о характере и пределах изменений во времени и пространстве его параметров Проблемной лабораторией снежных лавин и селей географического факультета МГУ совместно с Институтом механики МГУ на Эльбрусской станции МГУ был построен телеметрический комплекс, разработанный Н.А.Урумбаевым и Б.Б.Струковым [4]. В настоящей работе анализируются результаты измерений на этом комплексе в 1977-1980 гг., выполненные в лавинном очаге со сле-

дующими параметрами: превышение высот 1000 м, средний угол наклона  $30^{\circ}$ , объем лавин от 10 до 50 тыс.м<sup>3</sup> [3].

Комплекс представляет собой совокупность вертушечных датчиков скорости, тензометрических датчиков скоростного напора, т.е. давления снегово воздушного потока лавин и регистрирующей аппаратуры - пятиканальных самописцев напряжения с перьевкой записью. Датчики установлены на трех измерительных мачтах на высотах от 2 до 19,5 м в зоне действия снегово воздушного потока, создаваемого одной из лавин, регулярно сходящих с северного склона горы Чегет. Они связаны многожильным кабелем длиной около 300 м с регистрирующей аппаратурой, размещенной в лабораторном корпусе Эльбрусской станции МГУ. Первая мачта комплекса расположена на конусе выноса в области нижней границы остановки лавинного снега, две другие - на расстояниях 70 и 120 м от нее вдоль основного направления снегово воздушного потока, перпендикулярного к оси долины. С этим же направлением совпадают и продольные оси датчиков, жестко укрепленных на мачтах. Таким образом, комплекс регистрирует только продольную, горизонтальную составляющую скорости и давления потока. Комплекс автоматически включается от инерционных датчиков включения, установленных на передней оттяжке первой мачты и в 20 м от нее, а выключается через 40-60 секунд после включения - это предельное время действия снегово воздушного потока данной лавины.



За три зимних сезона 1977-1980 гг. на комплексе зарегистрировано 18 лавин и получено 57 записей изменений во времени давления  $\rho$  и 79 записей скорости  $V$  снегово воздушного потока. Типичные графики таких записей представлены на рис.1. Здесь же приведен график плотности  $\rho$  снегово воздушного потока, рассчитанный по данным значениям  $\rho$  и  $V$  с помощью формулы  $\rho(t) = 2\rho(t)/g V^2(t)$ , где  $g$  - ускорение свободного падения.

Погрешность полученных результатов в среднем составляет 20-30%, хотя относительные ошибки регистрации мгновенных значений этих параметров в отдельные моменты времени могут быть значительно больше. Это наиболее вероятно для скоростей вследствие значительной инерционности датчиков скорости, а, следовательно, и для значений плотности. Из-за трудности учета инерционности датчиков скорости плотность рассчитывалась на основе совпадающих по времени значений  $V$  и  $\rho$ , при этом использовались все экстремумы графиков  $V(t)$  и  $\rho(t)$ , а на монотонных участках этих графиков значения через интервалы времени в 2 сек.

Таблица 1

Максимальные значения параметров снеговоздушного потока лавин \*

Номер лавины	Дата и время схода лавины	Номер мачты и высота установки датчиков, м											
		4,15	7	13	2,5	4,5	7,5	11,5	15,5	2	6	16,5	20
1	4 декабря 1977, 9.00	15 150		6 50	17 94				6			- 22	
2	4 декабря 1977, 16.56	19 370		20 72	20 230				10 -	- 50		- 36	
3	19-20 февраля 1978, ночь	10 240	10 46										
4	21 февраля 1978, 8.00	14 80	20 64	9 3	13 -				4 -	21 -			
5	21 февраля 1978, 11.30		27 -	8 32	24 -				14 -	20 -	18		
6	22 февраля 1978, 17.20	16 -		17 60					18 -	17 -			
7	7 декабря 1978, 21.00	6 -	21 100	38 -		25 230				40			
8	8-9 декабря 1978, ночь	6 -	28 -	33 -		31 -			10 -			20 -	
9	2 января 1979, утро			8 -	11 -		61 -						
10	2 января 1979, 12.20			11 -	10 -		91 -						
11	3 января 1979, утро	- 250	12 -	17 56		12 -						7 -	
12	3 января 1979, 22.00		19 -	24 -	- 70	22 68						8 -	
13	31 января 1979, 16.00		20 180		- 40	14 34			8 -			7 -	
14	28 января 1980, утро		16 -	38 126	26 130	20 24	- 44		11 40				
15	28 января 1980, 10.30		16 -	14 32	- 32	11 12	- 20						
16	28 января 1980, 10.40		18 -	23 64	22 94	20 30	- 44		9 28				
17	9 апреля 1980, 10.30		23 -	40 208	32 180	38 194	- 104		15 90				
18	9 апреля 1980, 13.20		17 8	18 30	10 40	12 26	- 30		3 20				

\* В числителе - скорость, м/с; в знаменателе - давление, кг/м<sup>2</sup>.

Распределение полученных записей скорости и давления показано в табл.1, где в числителе приведены максимальные значения скорости, а в знаменателе - давления снеговоздушного потока. Неполнота данных обусловлена недостаточным числом и частыми поломками датчиков, работающих в крайне тяжелых условиях.

Рис.2. Высотные профили скорости  $V$ , давления  $P$  и плотности  $\rho$  снеговоздушного потока лавины в разные моменты времени  $t$ , с.  
Лавина 9 мая 1980 г., 10 час. 30 мин, вторая маича

Как видно из таблицы, в зимние сезоны 1977-1980 гг. отмечено семь лавиноопасных периодов длительностью до 4 суток, в течение которых комплексом зарегистрировано от 1 до 4 лавин. Метеорологическая обстановка в эти периоды, по данным метеостанции Терскол и метеоплощадки Эльбрусской станции МГУ, характеризовалась интенсивными осадками, повышением относительной влажности, температуры воздуха и почвы до значений, близких к 100% и 0°C. Все зарегистрированные лавины образованы из свежевыпавшего снега, что согласуется с многолетними наблюдениями Н.А.Урумбаева за лавинами Приэльбрусья, сопровождаемыми воздушной волной [3]. Исключение составляет лавиноопасный период в апреле 1980 г., который характеризовался значительными положительными температурами и интенсивными осадками в виде ливневого дождя до высот 2600-2700 м над ур. моря. 9 апреля в 10 час. 30 мин. была зарегистрирована мощная воздушная волна от лавины, образованной из сухого свежевыпавшего снега в лавинособоре и мокрого снега, захваченного на участке от высоты 2600 м до места остановки лавины. В этот же день, в 13 час.

30 мин. была зарегистрирована еще одна воздушная волна небольшой мощности со средней скоростью и малыми давлениями, хотя и превышающими величину скоростного напора чистого воздуха.

При обработке полученных записей параметров снеговоздушного потока использовались два подхода. Первый заключался в анализе совокупностей графиков  $P(t)$ ,  $V(t)$ ,  $\rho(t)$  отдельных лавин с целью выявления закономерностей изменения этих параметров в пространстве. Для этого строились высотные (рис.2) и продольные профили мгновенных значений давления, скорости и плотности потока, а также вычислялась скорость распространения переднего фронта  $V_{\text{пп}}$ , т.е. фронта кулевых скоростей снеговоздушного потока всех лавин (табл.2). Вычисление значений  $V_{\text{пп}}$  проводилось по формуле:

$$V_{\text{пп}} = \frac{L_{ij}}{t_{oj} - t_{oi}},$$

где  $L_{ij}$  - расстояние между  $i$ -той и  $j$ -той маичами,  $t_{oj}$ ,  $t_{oi}$  - время начала записей скорости и давления на  $i$  и  $j$  высотных уровнях.

Строго говоря, продольные профили и значения  $V_{\text{пп}}$  следует строить и вычислять лишь для высотных уровней, лежащих на одних и тех же линиях тока. Однако положение этих линий неизвестно. Поэтому вычисленные значения  $V_{\text{пп}}$  - это показатели не истинной, а кажущейся скорости распространения переднего фронта волны, которые могут равняться любой величине, в том числе бесконечной и отрицательной. Когда воздушная волна приходит на сравниваемые уровни разных маичт одновременно, то получается бесконечная величина, а если на уровень дальней маичты раньше, чем на сравниваемый с ним уровень ближней маичты, то отрицательная. Такие случаи возможны при сильных изменениях значений  $V$ ,  $P$ ,  $\rho$ ,  $t$  по высоте и свидетельствуют о сложной форме переднего фронта воздушной волны лавин.

Положение переднего фронта в вертикальной плоскости может быть найдено двумя способами: 1/ построением вертикальных профилей значений  $t_o$  на нескольких маичтах и соединением плавной кривой высотных уровней с одинаковыми значениями  $t_o$ ; 2/ интегрированием начальных участков графиков  $V(t)$ , полученных на разных высотных уровнях од-

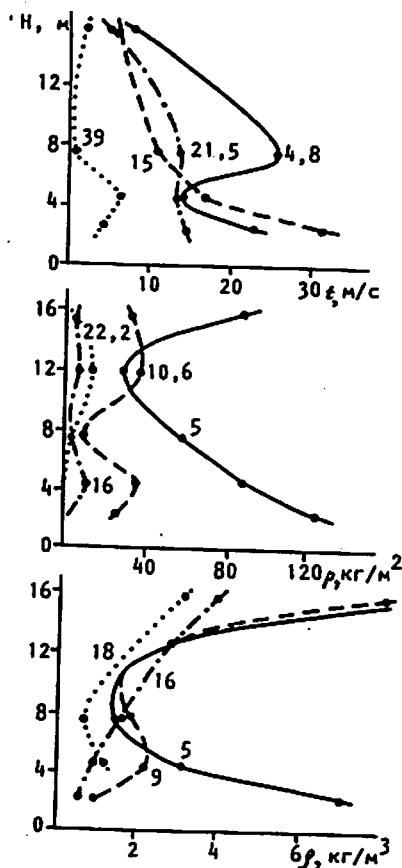


Таблица 2

Нажущаяся скорость переднего фронта снеговоздушного потока лавин  $V_{\text{ff}}$ , м/с \*

От первой до второй мачты				От второй до третьей мачты				От первой до третьей мачты			
Но- мер ла- ви- ны	от точки на высо- те, м	до точки на высо- те, м	$V_{\text{ff}}$	Но- мер ла- ви- ны	от точки на высо- те, м	до точки на высо- те, м	$V_{\text{ff}}$	Но- мер ла- ви- ны	от точки на высо- те, м	до точки на высо- те, м	$V_{\text{ff}}$
1		2,5	23/23	2		2	-/11,5	2		2	-/15,4
2	4,5	19,5/20,5	1	2,5	16,5	-/7,4	4	4,5	16,5	35/-	-/11,2
4		10/-	2			-/10,8	1			-/15	-/15
1	15,5	4,3/-	8			41/-	2			2	46/-
2		7,7/-	11		20	22/-	4	7,0	20	46/-	-/16,2
4	2,5	11,4/-	12			9,6/-	8			2	-/16,2
8		50/-	8			250/-	2			6	∞
8	7,0	29/-	12	7,5	20	10,9/-	5			16,5	-/11,8
8		15,5	13			27/-	1	13,0			-/15,8
1	2,5	29/25	5	15,5	6	-25/-	2			16,5	-/15,8
2		23/23	8		20	-41/-	12				11,3/-
9	13	14,5/-	13			23/-					
10		5,7/-									
12		13/-									
9	7,5	9/-									
10		5,2/-									
12		11,5/-									
2	15,5	14,5/-									
5		35/-									

\* В числителе - по графикам скорости, в знаменателе - по графикам давления.

ной мачты, и построением графика  $H_K(S'_K)$ , где  $S'_K = \int_{t_0}^{t_{\text{max}}} V_K(t) dt$ ,  $K$  - номер высотного уровня  $K = 1, 2, \dots, t_{\text{max}}$  - максимальное значение величин  $t_0$  на данной мачте. Второй способ является приближенным, так как предполагает незначительность изменений скоростей потока на расстояниях  $\delta_K$ , но требует гораздо меньшего числа точек регистрации, чем первый. Как показали расчеты, проведенные вторым способом для некоторых лавин, форма переднего фронта снеговоздушного потока в вертикальной плоскости близка к острому клину с углом около  $10^\circ$  при вершине, расположенной на самых низких уровнях.

Полученные в каждой точке регистрации записи  $V(t)$ ,  $P(t)$  при таком вероятностно-статистическом подходе рассматривались как реализации некоторого нестационарного случайного процесса, развивающегося во времени и пространстве и имеющего общие для всех зарегистрированных лавин черты. Цель такого подхода - найти эти черты и пределы разброса параметров снеговоздушного потока, которые, возможно, окажутся характерными для всех лавинных очагов, подобных данному, и помогут составить представление о реальном действующем механизме образования воздушной волны лавин.

С этой целью на первом этапе обработки полученной информации мы использовали самые простые статистические методы: 1/ проводили осреднение по совокупностям графиков  $V(t)$ ,  $P(t)$ , полученных в данной точке регистрации в течение одного сезона и за все время наблюдений по формулам типа:

$$\bar{V}(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N V_i(t),$$

где  $N$  - число таких графиков; 2/ определяли среднеквадратическое отклонение параметров снеговоздушного потока по данным совокупностям графиков

$$\sigma(t) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [V_i(t) - \bar{V}(t)]^2}{N-1}};$$

3/ подбирали функции, аппроксимирующие осредненные кривые; 4/ анализировали распределения характерных параметров графиков  $P(t)$ ,  $V(t)$ : максимальных значений скорости и давления  $P_{\text{max}}$ ,  $V_{\text{max}}$  (см. табл. 1), длительности и крутизны переднего фронта графиков  $V(t)$ ,  $P(t)$ :

$$C_{np} = t_{max} - t_0, \quad S_{np} = \frac{A_{max}}{C_{np}},$$

где  $t_{max}$  - время регистрации максимального значения  $A_{max}$  этих графиков. Для значений  $V_{max}, P_{max}$  определяли также средние и наибольшие величины для всех точек регистрации и строили высотные и продольные их профили.

На рис.3 приведены для одной из точек регистрации осредненные графики скорости и аппроксимирующие их функции, построенные двумя способами. В первом случае осреднение проводилось только со смещением каждого графика  $V_i(t)$  на время  $t_{oi}$ , а аппроксимация полученной осредненной кривой осуществлялась на всем ее протяжении функцией, представляющей собой разность двух экспонент. Способ определения параметров такой аппроксимирующей функции по  $\bar{V}(t)$  был предложен инженером В.А.Грибовым. К сожалению, при этом учитываются значения  $\bar{V}(t)$  лишь в трех точках, отстоящих от начала координат на кратные временные интервалы, что не позволяет определить оптимальные значения этих параметров.

Во втором случае осуществлялась аппроксимация простой экспонентой лишь спада графика  $\bar{V}(t)$ , на возможности которого указывал и Ю.Л.Якимов (личное сообщение). Аппроксимацию легко выполнить с наименьшей среднеквадратичной ошибкой, определив постоянную затухания через угол наклона прямой регрессии, проведенной через любое количество точек графика  $\ln \bar{V}(t)$ . Оказалось, что ошибку такой аппроксимации можно уменьшить, если предположить экспоненциальный характер спада каждого из суммируемых графиков  $V_i(t)$ . Для этого необходимо для каждого из них определить указанным способом постоянную затухания  $T_i$  экспоненты, пронормировать их одновременно по уровню и по времени по своим значениям  $V_{max}$  и  $T_i$ , сместив предварительно все графики  $V_i(t)$  на время  $t_{max}$ , и уже после этого проводить осреднение. При этом среднеквадратическая ошибка аппроксимации построенной таким образом кривой  $\bar{V}(t)$  экспонентой  $e^{-\theta}$  ( $\theta$  - нормированное по  $T_i$  время:  $\theta = \frac{t}{T_i}$ ) составляет 0,04. График среднеквадратического разброса  $\sigma^2(\theta)$  значений  $V_i(\theta)$  при таком осреднении имеет ярко выраженный колебательный характер с периодом, близким к одной трети постоянной затухания экспоненты (см.рис.3б).

При анализе характерных параметров графиков  $V(t)$  и  $P(t)$  нужно учитывать следующие обстоятельства (рис.4). Наибольшее значение давления  $375 \text{ кг}/\text{м}^2$  зарегистрировано за все время наблюдений на первой мачте, а скорости - около  $50 \text{ м}/\text{с}$  - на второй мачте на минимальной высоте. При этом на первой мачте высотные профили средних и наибольших из максимальных значений давления имели ярко выраженную вогнутую форму, близкую к обрат-

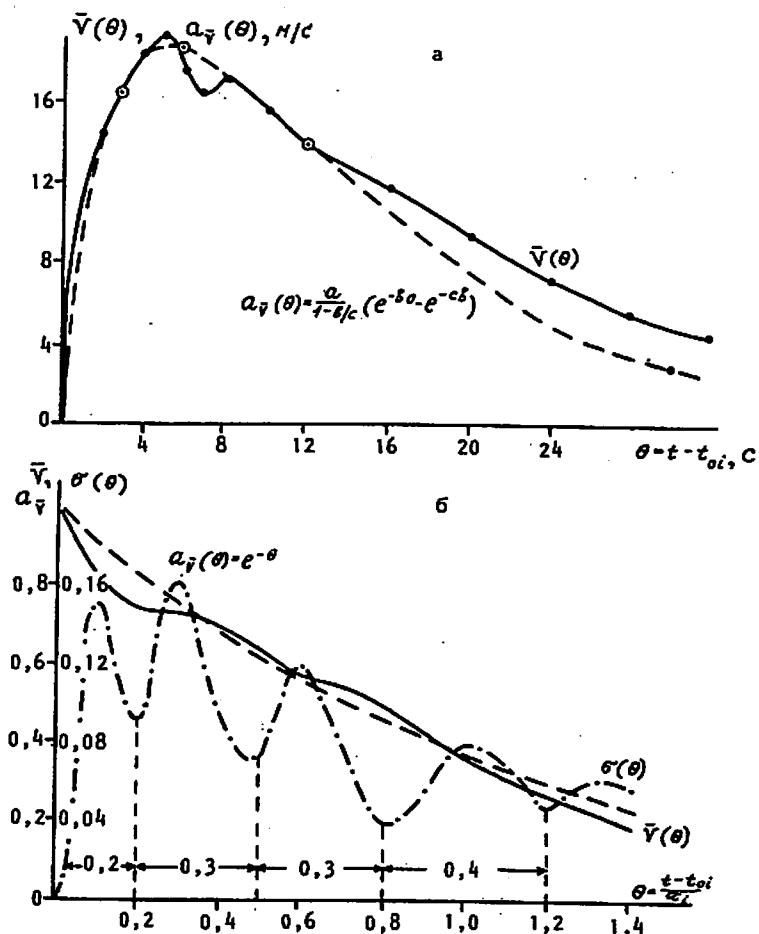


Рис.3. Аппроксимация графиков осредненной скорости снего-воздушного потока лавин  $\bar{V}(\theta)$ : а - на всем протяжении разности двух экспонент, б - спада  $\bar{V}(\theta)$  одной экспонентой. Осреднение проведено по совокупности записей  $V(t)$  лавин 1978-1979 гг., вторая мачта, высота 2,5 м

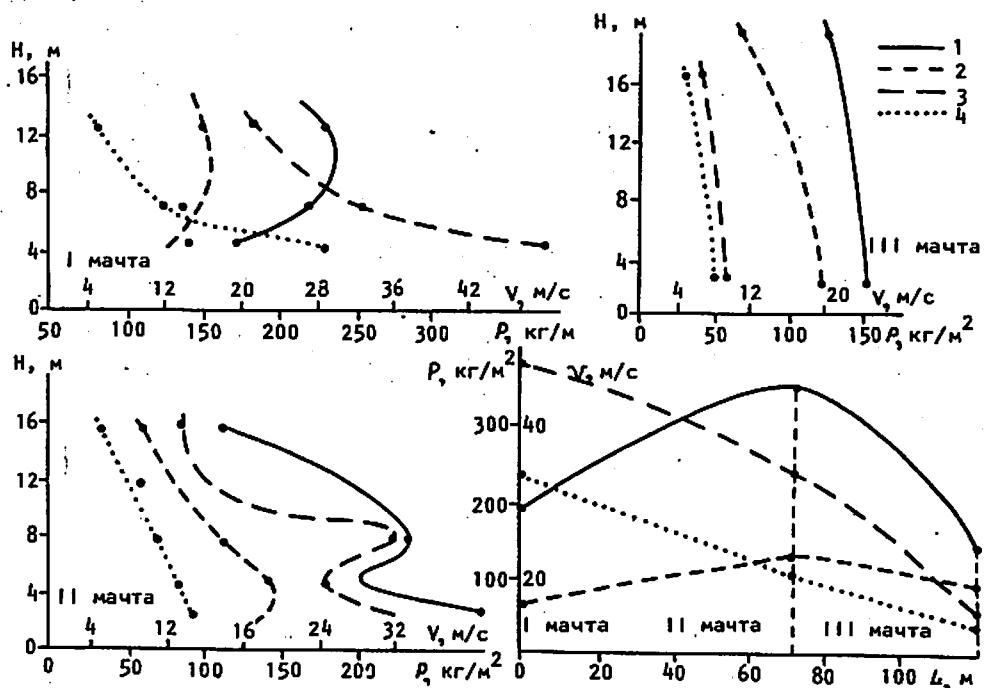


Рис.4. Высотные и продольный профили наибольших и средних из максимальных значений скорости  $\max(V_{\max})$  (1) и  $\bar{V}_{\max}$  (2) и давления  $\max(P_{\max})$  (3) и  $P_{\max}$  (4) снеговоздушного потока

ной зависимости, а профили таких же значений скорости – выпуклую, с максимумом на высотах порядка 10 м. На второй мачте высотные профили наибольших из максимальных значений скорости и давления имели зигзагообразную форму с максимумами на высотах 2,5 и 7,5 м, а высотные профили средних из максимальных близки к прямым линиям с максимумом внизу. На третьей мачте все профили близки к почти вертикальным прямым линиям. В продольном направлении наибольшие и средние из максимальных значений давления уменьшаются почти линейно с увеличением расстояния от линии остановки лавинного снега, а такие же значения скорости неожиданно имеют явный максимум у второй мачты. В целом в исследуемой зоне наиболее вероятные максимальные значения давления составляют порядка  $100 \text{ кг}/\text{м}^2$ , а скорости – 10-20 м/с.

Время нарастания интенсивности снеговоздушного потока, т.е. длительность переднего фронта  $\Phi_{\text{пр}}$  графиков  $V(t)$ ,  $P(t)$  в большинстве случаев составляет 5-7 и 1-3 с, соответственно. Минимальное значение этой величины 1 с для скорости и 0,4 с для давления было зарегистрировано на самых низких уровнях первой и второй мачт. При этом максимальная крутизна переднего фронта графиков скорости оказалась равной  $12 \text{ м}/\text{с}^2$ , а графиков давления –  $240 \text{ кг}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$ . Наиболее же часты значения этих величин порядка  $5 \text{ м}/\text{с}^2$  и  $50 \text{ кг}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$ , соответственно.

Максимальная длительность процесса прохождения снеговоздушного потока, судя по графикам давления, около 25 с, а по графикам скорости – 60 с; при аппроксимации спада графиков  $V(t)$  экспонентой эту длительность можно считать равной трем постоянным времени затухания экспоненты. Значения этих постоянных равно 13-22 с для всех графиков  $V(t)$ , для которых подбирались аппроксимирующие экспоненты.

Характерная особенность большинства графиков давления, в отличие от графиков скорости, заключается в наличии двух резко отличающихся участков. Первый участок больших давлений по форме близок к треугольнику и имеет длительность несколько секунд. Второй, более длительный – это участок многократных кратковременных всплесков давления небольших, до  $50 \text{ кг}/\text{м}^2$ , величин.

Расчетная плотность снеговоздушного потока лавин максимальна в самые первые мгновения регистрации давления. Однако получающиеся при этом цифры  $20-30 \text{ кг}/\text{м}^3$  следует считать завышенными: при расчетах плотности по совпадающим во времени и нарастающим зна-

чениям давления и скорости в расчетную формулу из-за инерционности датчиков скорости подставляется меньшее значение скорости, чем действительно имеющее место в данный момент. После прохождения максимума давлений плотность пульсирует, убывая в среднем в пределах  $1\text{-}7 \text{ кг}/\text{м}^3$ . Неожиданностью оказался меньший размах этих пульсаций на малых высотах ( $1\text{-}4 \text{ кг}/\text{м}^3$ ), чем на высоте  $15,5 \text{ м}$  ( $1,5\text{-}7 \text{ кг}/\text{м}^3$ ).

Отмеченные особенности изменения параметров снеговоздушного потока лавин во времени и пространстве требуют соответствующего объяснения при реконструкциях пространственной структуры воздушной волны и механизма ее возникновения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян С.С., Урумбаев Н.А. О природе лавинной воздушной волны. - Научн.тр.Ин-та механики МГУ, № 42. М., 1975, с.74-82.
2. Урумбаев Н.А. Определение давления, скорости и плотности лавинной воздушной волны. - Вестн.Московск.ун-та, география, 1974, № 3, с.65-72.
3. Урумбаев Н.А. Исследование воздушных волн снежных лавин (на примере Приэльбрусья). - Автореф.дисс. на соиск.учен.степ.канд.геогр.наук. МГУ. М., 1973, 24 с.
4. Урумбаев Н.А., Струков Б.Б. Экспериментальный комплекс для телеметрического изучения параметров движущейся лавины. - Тр.ВГИ, вып.49, 1980, с.21-29.

## SUMMARY

Results of automatic recording of the time changes in the speed and pressure of an avalanche air wave are analysed. The data were obtained in 1977-1980 with the help of a special telemetric complex at the Elbrus Station of the Geographical Department of Moscow State University. The studies were undertaken at three points at several altitudinal levels of an experimental avalanche hearth. The densities of an avalanche air-snow flow, the form and velocity of its front, calculated on the basis of the collected data are shown as well as the possibilities to approximate the time dependences of the speed of such a flow by exponential functions.

## ЛЕДНИК МЕДВЕЖИЙ В 1981 ГОДУ

В 1981 г. отряд Института географии АН СССР продолжал наблюдения за пульсирующим ледником Медвежиным. Работы проводились с 25 апреля по 10 октября по более обширной программе, чем в предыдущие годы.

Наблюдения, начатые в апреле, позволили зафиксировать характерные весенние увеличения скоростей движения льда в леднике. С 15 мая по 2 июня измерялись скорости вдоль двухкилометрового участка активной части ледника, примыкающего к зоне мертвого льда. Ускорения движения льда, обычные в начале сезона аблации, наблюдались с 15 мая по 23 июня. Этот период характеризовался неустойчивой погодой с частыми обильными осадками, главным образом в виде снега, и колебаниями средних суточных температур воздуха до  $10^\circ$ . На протяжении 3,5 км от условного нуля, расположенного у ледопада, было выявлено 4 периода ускорения: 16-18 мая и 4-9, 13-17, 22-23 июня, после чего скорость падала, а затем, с запаздыванием на 7-10 часов от максимума скорости наблюдалось резкое увеличение расходов в р.Хирсадре.

Установлено также, что образовавшиеся на поверхности ледника озера во время ускорений его движения освобождались от воды, но не одновременно. На некоторых из них были организованы наблюдения за изменением уровня. Гидроствор на р.Хирсадре был установлен у ее выхода из ледникового грота. При больших расходах воды в реке наблюдалась значительный вынос из-под ледника взвешенных наносов с частичным их осаждением у гидроствора. Это явление, возможно, связано с тем, что борта ледника, в предшествующие годы закрытые слоем морены, этой весной окончательно обнажились и моренный материал сполз к центральной части ледника, где он стал интенсивно размываться. По данным наблюдений, во время одного из паводков слой на-

носов за 3 дня повысил поверхность долины на этом участке на 2 м.

Детальные измерения скоростей движения льда показали, что колебания скорости существенно изменяются во времени и, по-видимому, носят случайный характер. При осреднении, меньшем, чем за 1 час, случайный "пульсационный" характер скорости становится еще более ощутимым. Сделано несколько серий непрерывных записей скорости движения льда с определением ее среднего значения за 20 минут. Эти измерения велись в период повышения средних скоростей в июне одновременно в нескольких точках, расположенных в поперечном створе в тыльной, активной части ледникового тела. Результаты позволяют говорить о случайном во времени и пространстве характере "мгновенной" поверхностной скорости льда. При этом "пульсационная" составляющая скорости может достигать 50% средней суточной скорости в каждой конкретной точке. Это явление, по-видимому, впервые обнаруженное на леднике Медвежьем, надежно фиксируется геодезическим методом с помощью теодолита только на фоне повышенных средних суточных скоростей льда, достигающих 2-5 м в сутки. Для подобных работ ледник Медвежий особенно удобен.

Морфология ледника по сравнению с 1980 г. заметно изменилась. Зоны поперечных трещин образовались на участках, находящихся в  $0,8\text{-}0,9; 1,7\text{-}1,9; 3,4\text{-}4,4$  км от подножья ледопада. Многочисленные продольные трещины у бортов образовались на участке, расположенном в  $3\text{-}4,4$  км от подножья ледопада. Концевая часть ледника подверглась дальнейшей деградации. Увеличилась ширина плоского русла р.Абдукагор, протекающей в ледяном каньоне. Поверхность ледника над руслом р.Хирсадры вновь понизилась, что связано с поверхностной аблацией, а также с внутренним проседанием льда. На протяжении