

УДК 551.21+551.51

## ОЦЕНКА СУММАРНОЙ МАССЫ ВЫБРОСОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛЕЙ АТМОСФЕРНОГО ПЕРЕНОСА

© 2015 г. К. Б. Моисеенко<sup>1</sup>, Н. А. Малик<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН  
119017 Москва, Пыжевский пер., 3,  
e-mail: konst.dvina@mail.ru

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН  
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйна, 9

Поступила в редакцию 25.09.2012 г.

Предложен метод расчета суммарной массы и гранулометрического состава пепла, поступающего в атмосферу при эксплозивных извержениях вулканов, на основе прямого численного моделирования процессов переноса и выпадения пепловых частиц и измерений отложенной массы в зоне пеплопада. Исходя из минимальной априорной информации о структуре поля ветра и высотах выброса, решение сводится к переопределенной задаче относительно одного параметра – мощности выброса, оцениваемого методом наименьших квадратов. В качестве примера рассмотрено эксплозивное событие на вулкане Кизимен 13 января 2011 г., сопровождавшееся выбросом пирокластических продуктов на высоте 6–9 км над у. м. с последующим распространением подветренного шлейфа на расстояние порядка первых сотен километров. Итоговая оценка величины выброса – 0.68–1.67 млн т – в целом согласуется с расчетами по методу изопахит и с использованием номограммы С.А. Федотова, основываясь на данных о высоте эруптивного шлейфа и скорости ветра. Показано, что мезомасштабные (2–200 км) атмосферные возмущения над горами оказывают определяющее влияние на условия переноса/осаждения пепловых частиц, которое необходимо учитывать для корректных оценок массы выброса и роли эоловой гравитационной дифференциации пеплового материала в процессе формирования вулканогенных отложений.

DOI: 10.7868/S0203030615010058

### ВВЕДЕНИЕ

Мощные вулканические извержения эксплозивного типа сопровождаются выбросом в атмосферу большого количества тефры (термин, предложенный в [Thorarinsson, 1954]) – фрагментов вулканических пород, достаточно легких, чтобы переноситься воздушными потоками. Отложение таких частиц на подстилающей поверхности в подветренной от вулкана зоне зависит от условий атмосферного переноса и параметров извержения: высоты первоначального выброса пирокластического материала, его распределения в эруптивной колонне, а также гранулометрического и компонентного состава [Bursik, 1998; Гущенко, 1965; Кирьянов, Рожков, 1989; Гирина, 1990]. Последний из перечисленных факторов проявляется через зависимость скорости осаждения от формы и плотности частиц [Гущенко, 1965; Дубик, Меньяйлов, 1969; Wilson, Huang, 1979]. Наиболее легкие частицы тефры (<2 мм, вулканический пепел) ввиду малой скорости гравитационного осаждения находятся в атмосфере достаточно долго (от десятков минут до 2–3 мес.) и могут вовлекаться в атмосферные циркуляционные течения практи-

чески во всем спектре масштабов – от локального до глобального [Robock, 2000; Self, 2006].

В вулканологии определение суммарной массы и гранулометрического состава тефры имеет большое практическое значение как часть оценки суммарного геологического эффекта извержения, который складывается из массы всех изверженных пород. Существующие в настоящее время методики подсчета массы основаны на: 1) оценке тепловой мощности извержения по наблюдениям высот эруптивных колонн и пепловых шлейфов в атмосфере [Федотов, 1982; Sparks et al., 1997]; 2) расчетах суммарной энергии извержения по регистрируемым сейсмическим [Makhmudov et al., 2010] и акустическим [Фирстов, 1988; Фирстов, Тристанов, 2010] сигналам; 3) построении изолиний толщины (массы) отложений, основываясь на данных отбора площадных проб в отдельных пунктах на территории, охваченной пеплопадом [Широков, 1985; Fierstein, Nathenson, 1992; Rose, 1993; Legros, 2000].

Любой из указанных методов характеризуется высокой степенью неопределенности итоговых оценок и значительной погрешностью ввиду

большого разнообразия не учитываемых сопутствующих факторов. Использование первого и второго методов, основанных на энергетическом подходе, сопряжено с большими неточностями ввиду сильно нелинейного характера зависимости высоты эруптивной колонны (амплитуды сейсмического и акустического сигналов) от тепловой мощности источника, параметров турбулентности в зоне конвективных течений, условий в выводящем канале и характера извержения в целом, а также особенностей распространения сигнала в пространственно неоднородной среде.

Следует отметить ряд публикаций, посвященных проблеме оценки суммарной массы выброса по спутниковым наблюдениям эруптивных облаков и шлейфов [Rose et al., 2003; Rybin et al., 2011; Rouget et al., 2013]. Возникающие при этом трудности методического характера обусловлены спецификой дистанционных наблюдений, в том числе, сильной зависимостью параметров принимаемого сигнала от свойств частиц и атмосферных условий [Wen, Rose, 1994; Webley et al., 2009a,б], вследствие чего получаемые оценки характеризуются пока значительной степенью неопределенности.

При использовании методов, основанных на измерениях массы отложенного пепла, основная проблема связана с относительно небольшим количеством пунктов отбора проб и ограниченностью площади исследуемой территории. В случае сильных извержений, сопровождающихся выбросами на большие высоты, эта территория всегда значительно меньше площади, на которой происходит осаждение наиболее легких фракций (т. н. “тонких пеплов”, по [Rose, Durant, 2009], с размерами частиц <32–63 мкм), переносимых в атмосфере на сотни и тысячи километров. При этом возникает проблема устойчивой экстраполяции устанавливаемых эмпирических зависимостей типа  $\lg h - A^{1/2}$  (где  $A$  – площадь, охваченная слоем выпавшего пепла толщиной  $\geq h$ ) [Fierstein, Nathenson, 1992; Pyle, 1989] в область малых значений  $h$  на больших расстояниях от источника, где выпадают наиболее тонкие частицы. Поскольку сильные эксплозии сопровождаются, как правило, значительной фрагментацией пирокластических продуктов, вклад наиболее мелких пепловых фракций в суммарную массу изверженных продуктов может быть существенным [Rose, Durant, 2009], и погрешности, возникающие при экстраполяциях в область малых  $h$ , сильно снижают надежность итоговых оценок. Вопрос о точности экстраполяций, основанных на измерениях толщины (массы) отложений, подробно исследован в [Bonadonna et al., 1998; Bonadonna,

Houghton, 2005] и в более ранней работе [Froggatt, 1982], в которой был предложен альтернативный метод, основанный на экстраполяции зависимости  $\lg V - h$ , где  $V$  – объем отложений в пределах данной изопакиты. Такая методика позволила в ряде случаев получить более надежные результаты, поскольку явно допускает наличие конечного предела  $h \rightarrow 0$ , тогда как функция  $\lg h$  при малых  $h$  является расходящейся.

Альтернативный подход к определению суммарной массы выброса пепла и его гранулометрического состава основан на использовании атмосферных моделей переноса/осаждения изверженного материала, получивших широкое распространение, начиная с 1980-х гг. в связи с развитием численного моделирования и появлением необходимых вычислительных ресурсов. Большинство из широко используемых в настоящее время моделей, например, классы моделей TERPRA [Macedonio et al., 2005; Bonasia et al., 2009; Costa et al., 2009] и PUFF [Scollo et al., 2008, 2011], основано на решении упрощенного адвективно-диффузионного уравнения переноса частиц в рамках полуаналитического подхода, при котором используются предположения о горизонтально-однородном поле ветра и пространственно-однородном поле турбулентности (коэффициенты турбулентного перемешивания в таких моделях полагаются постоянными во всей области, в которой ищется решение).

Отметим кратко основные проблемы, связанные с использованием данного подхода.

В процессе переноса, сформировавшееся на первоначальном этапе эруптивное облако (или шлейф) уже на временах порядка первых десятков минут претерпевает сильную деформацию/диффузию в поле ветра, характеризующемся, как правило, значительной вертикальной и горизонтальной неоднородностью. Фактический перенос при этом сильно отличается от идеализированного варианта, представленного в простейших аналитических моделях. Дополнительная проблема связана с невозможностью корректного учета влияния орографии, поскольку используемое предположение о горизонтальной однородности поля ветра заведомо оказывается некорректным для горных районов, в которых и расположено большинство действующих вулканов. Таким образом, решение задачи переноса при реальных атмосферных параметрах требует использования численных моделей переноса, позволяющих исследовать эволюцию пеплового выброса в атмосфере в рамках наиболее общей постановки проблемы [Turner, Hurst, 2001; Byrne et al., 2007].

В данной работе реализован алгоритм восстановления суммарной массы выброса, основанный на прямом численном моделировании полей ветра и турбулентности в районе вулкана и процессов переноса/гравитационного осаждения пепловых частиц без использования упомянутых выше упрощений, свойственных полуаналитическим моделям. Тем самым появляется возможность наиболее полного учета условий переноса, обусловленных особенностями орографии и спецификой атмосферной ситуации, при которой происходит пепловый выброс. Как и в случае метода изопахит, здесь также используются данные о массе отложенного пепла в отдельных пунктах, однако при этом отпадает необходимость каких-либо пространственных интерполяций и экстраполяции данных измерений, поскольку масса осажденного пепла для любой точки на подстилающей поверхности рассчитывается непосредственно из первых принципов гидродинамики. Преимущество такого подхода, наряду с объективной оценкой суммарной мощности выброса, состоит в возможности получения подробных и согласованных между собой данных о локальных и мезомасштабных особенностях полей ветра и турбулентности в районе извержения, пространственном распределении отложений мелкого пирокластического материала в зависимости от высот выброса, размеров, формы и типа частиц, что может оказаться полезным при обобщении результатов анализа гранулометрического и компонентного состава продуктов извержения в отдельных пробах и при извержении в целом.

В основу метода расчета массы выброса положено предположение о невзаимодействии пепловых частиц между собой в процессе атмосферного переноса. Фактически это допущение применимо лишь к достаточно крупным частицам (>63–125 мкм), поскольку перенос частиц меньших размеров в большей или меньшей степени зависит от условий образования пепловых агрегатов [Sorem, 1982; Rose, Durant, 2011; Brown et al., 2012]. В рамках разработанного подхода параметры переноса агрегированных фракций относятся к числу оцениваемых величин. Конкретная реализация метода основана на использовании численной гидродинамической модели прогноза состояния атмосферы на ограниченной территории RAMS6.0 и Лагранжевой дисперсионной модели переноса пассивного трассера HYRACT1.5, являющейся частью модельного комплекса RAMS/HYRACT (см. Web-сайт технической поддержки модели [www.atmet.com](http://www.atmet.com)). В исходный код модели HYRACT, реализованный в среде Fortran 90, был включен блок расчета гравитационного осаждения частиц

[Wilson, Huang, 1979] в зависимости от их плотности и формы, а также плотности окружающего воздуха (высоты в атмосфере).

Целью работы являлось количественное исследование основных факторов, определявших условия распространения вулканического пепла в атмосфере и его осаждения на подстилающую поверхность на расстоянии первых десятков–сотен километров от очага извержения в горных районах Камчатки, на примере одного конкретного эпизода – взрывного события на вулкане Кизимен 13 января 2011 г. [Малик, Овсянников, 2011]. Результаты расчетов массы пеплового выброса сопоставляются с независимыми оценками, выполненными на основе стандартного метода изопахит и с использованием номограммы С.А. Федотова [1982], связывающей тепловую мощность выброса со скоростью ветра и высотой распространения эруптивного шлейфа.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

### *Вулканологические наблюдения*

Действующий вулкан Кизимен (55°08' с.ш., 160°19' в.д.) находится в центральной части Восточного вулканического пояса Камчатки в зоне сочленения Щапинского грабена и горста хр. Тумрок, осложненной системой сбросов северо-восточного простирания. Вулкан представляет одиночный конус высотой 2376 м над у. м., сложный по морфологии, с выступами экструзивных куполов и крупноглыбовыми мощными лавовыми потоками. Породы первых трех этапов эруптивной активности вулкана, начавшейся около 11 тыс. лет назад, представлены роговообманковыми андезитами и дацитами; последний, четвертый этап отличался излиянием лавовых потоков андезибазальтов и базальтов. Для вулкана характерны взрывно-экструзивно-эффузивные извержения [Шанцер и др., 1969, 1991; Мелекесцев и др., 1992; Churikova et al., 2007]. Единственное отмеченное в историческое время извержение произошло в 1928–1929 гг. [Пийп, 1946].

Следующее извержение вулкана Кизимен началось в октябре 2010 г. Его сейсмическая подготовка началась летом 2009 г. [Гарбузова, Соболевская, 2008]. Начиная со второй половины октября 2010 г., на вулкане наблюдались незначительные выбросы вулканической пыли, первое выпадение которой за пределами конуса вулкана произошло в районе Тумрокских источников в ночь с 12 на 13 ноября 2010 г. Первые сильные взрывы с распространением шлейфов на расстояние более 300 км и формированием мощных отложений пирокластических потоков отмечались 10–14 декаб-



**Рис. 1.** Пепловый шлейф от вулкана Кизимен, эксплозивное событие 13.01.2011 7:40–8:00. Вид из п. Шапино. Фото Н.А. Малик.

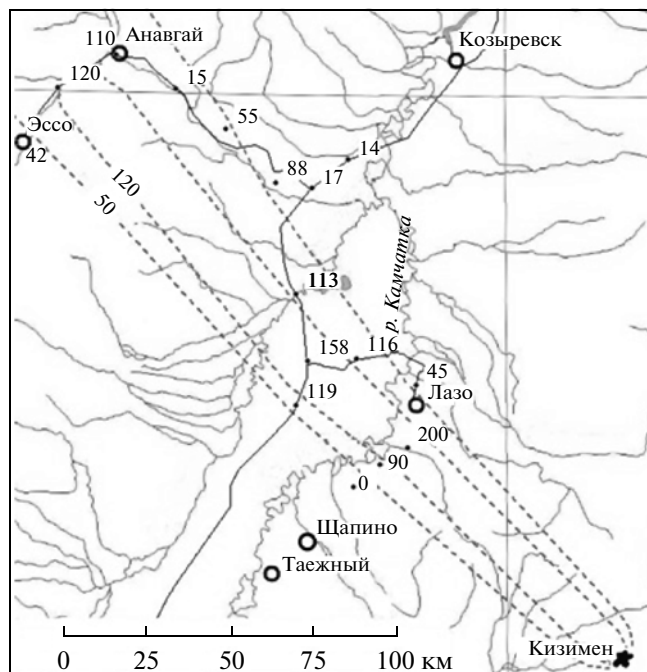
ря. В дальнейшем в течение 3-х месяцев практически непрерывно, а затем периодически вплоть до середины июня 2011 г. формировались пепловые “шлейфы” разной длины и насыщенности [Овсянников, Малик, 2011; Мельников и др., 2011; Гирина и др., 2012]. Кульминационный этап эксплозивной активности вулкана пришелся на вторую половину декабря – начало января. По сейсмическим данным КФ ГС РАН, наиболее сильные пепловые выбросы с максимальными

высотами эруптивных облаков до 7.5–10 км над у. м. происходили 12 и 31 декабря 2011 г, а также 6, 12, 23 и 25 января, 14–15 марта и 2 мая 2010 г. (GMT) [Мельников и др., 2011; Гирина и др., 2012а,б].

13 января 2011 г с 7:40 до 8:00 утра по местному времени (12.01.2001 20:40–21:00 GMT) из п. Шапино (60.5 км к ЗСЗ от вулкана) одним из авторов (Н.А. Малик) непосредственно наблюдался ориентированный на СЗ “шлейф” от вулкана (рис. 1). Высота шлейфа по визуальным оценкам составляла около 5–6 км над у. м. В это же время (7:38 мест. вр.) отмечалось поверхностное сейсмическое событие продолжительностью около 10 мин, возможно, сопровождавшее пепловые выбросы и сход лавин или пирокластических потоков.

Пробы выпавшего пепла удалось отобрать в 16 точках (рис. 2) со снега или из снежного шурфа. После таяния снега пробы отфильтровывались, высушивались и взвешивались с точностью 0.02 г, а масса пепла пересчитывалась на единицу площади. Используя метод изопахит [Fierstein, Nathenson, 1992], суммарная отложенная масса оценена примерно в 0.6–1 млн т.

Состав пеплов данного извержения – от андезитов (в начале извержения 10–14 декабря) до дацитов (в январских выбросах). По химическому составу они соответствуют андезидацитам (в скобках – весовые проценты): SiO<sub>2</sub> (64.5), TiO<sub>2</sub> (0.59), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15.3), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3.02), FeO (2.53), MnO (0.1), CaO (5.0), MgO (1.9), Na<sub>2</sub>O (3.53), K<sub>2</sub>O (1.87), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.125), п.п.п. (1.05). Для 4 проб, отобранных в средней зоне пеплопада на расстояниях 52–84 км от вулкана, был проведен гранулометрический анализ – ситовой, с промывкой водой (таблица). Из таблицы видно, что пеплы данного эксплозивного события относятся к пылеватым: ча-



**Рис. 2.** Схема расположения пунктов отбора пепловых проб. Для каждого пункта приведены величины массы отложенного пепла (г/м<sup>2</sup>).

Пунктиром примерно показаны изолинии равной массы отложенного пепла.

Гранулометрический состав пеплов вулкана Кизимен эксплозивного события 13.01.2011 ( $L$  – расстояние до вулкана,  $\rho_0$  – суммарная масса пепла,  $w_i$  – весовое содержание)

№ пункта	$L$ , км	$\rho_0$ , г/м <sup>2</sup>	Содержание фракций $w_i$ , %				
			<63 мкм	63–125	125–250	250–500	500–1000
96	51.9	200	59.86	13.27	11.14	15.64	0.1
98	74.2	158	61.6	12.3	24.0	2.1	–
125	83.9	113	56.3	13.6	20.8	9.3	0.07
95	51.9	187	64.05	19.79	9.33	2.1	–

стицы размером более 0.5 мм обнаружены в единичных количествах, фракция 0.25–0.5 мм составляет от 2 до 16 вес. %, фракция <0.063 мм – от 56 до 64 вес. %.

Высокое содержание тонких частиц (<0.063 мм) в отобранных образцах составляет одну из важных характеристик пеплов не только данного выброса, но и извержения в целом, что отчасти могло быть связано с выпадением пепла из низкоуровневых пепловых облаков пирокластических потоков [Овсянников, Малик, 2011]. Известно, что вынос частиц пирокластике конвективными турбулентными потоками из сильно нагретой движущейся по склону пирокластической массы сопровождается отчетливо выраженной их дифференциацией по размеру (или, точнее, скорости гравитационного оседания), в связи с чем облака пирокластических потоков формируются преимущественно из тонких фракций [Evans et al., 2009; Гирина, 2010]. Относительно низкие скорости осаждения таких частиц в атмосфере могут быть скомпенсированы сравнительно небольшими высотами их конвективного выноса, поэтому отложение пеплов из таких облаков происходит преимущественно в ближней зоне на расстояниях первых десятков километров от вулкана, а в случае значительной скорости ветра – на больших расстояниях. Так, согласно данным, приведенным в [Овсянников, Малик, 2011], общее содержание фракции <0.063 мкм в пеплопадах наиболее сильных извержений Кизимена в декабре 2010 г.–январе 2011 г. в районе базы “Ипуин” (23 км к западу от вулкана) составило 54–79 вес. %. Высокое процентное содержание фракции <0.063 мм в средней зоне пеплопадов (20–100 км), включая пробы 98 и 125 (см. таблицу), вероятнее всего связано с выпадением из эруптивного шлейфа пепловых агрегатов, скорость гравитационного осаждения которых существенно выше по сравнению со скоростью осаждения составляющих их индивидуальных частиц [Rose, Durant, 2011; Brown et al., 2012]. Для рассматриваемого нами эруптивного события

данное предположение подтверждается анализом распределения ветров в нижней и средней тропосфере: отложение тонких фракций в пунктах 98 и 125 за счет ветрового переноса от места выброса с высот менее 4 км над у. м. оказывается невозможным из-за бокового сноса на нижних уровнях (<500–700 м над землей), где ветер направлен приблизительно под прямым углом к оси пеплопада. Количественная оценка роли пепловых агрегатов в этом и других эксплозивных событиях в ходе новейшего извержения вулкана Кизимен требует, однако, привлечения дополнительных данных о составе тонкой фракции пеплов, которыми авторы в настоящее время не располагают. Отметим лишь, что в полученных сухих пеплах события 13.01.2011 агрегаты визуально обнаружить не удалось – если они и были, то, скорее всего, распались на составляющие их отдельные частицы.

Изучение фракций 0.063–0.125 и 0.125–0.25 мм двух проб под поляризационным микроскопом показало, что пепел данного эксплозивного события имеет следующий минеральный состав (в %): вулканическое стекло 46–50, плагиоклаз 37–39, роговая обманка 4–7, пироксен 2–4, рудные минералы 1–3, обломки пород 3–6. Присутствующие во фракции 0.063–0.125 мм частицы вулканического стекла имеют изометричную, иногда оскольчатую или слабоизогнутую форму, бесцветные, с микролитами плагиоклаза. В более крупной фракции – 0.125–0.25 мм все стекло раскристаллизованное, с микролитами плагиоклаза, чистые осколки обнаружены не были.

#### *Модельный комплекс RAMS/HYPACT*

Численная модель RAMS6.0 (Regional Atmospheric Modeling System) представляет программный комплекс, реализованный в среде Fortran 90, разработанный научными коллективами из Государственного университета Колорадо и Национального Центра Атмосферных Исследований США [Pielke et al., 1991, 1992; Tremback et al., 1994] и распространяемый в соответствии с ли-

цензионным соглашением, регулирующим научное и коммерческое использование данного комплекса. Модель предназначена для прогноза гидро-термодинамического состояния атмосферы в широком диапазоне пространственно-временных масштабов — от глобального до турбулентных вихрей и конвекции в пограничном слое. В целом, однако, программный комплекс RAMS/HYRACТ ориентирован на мезомасштабные процессы (2–2000 км) и может использоваться как для оперативного прогноза погоды, так и прогноза распространения загрязняющих примесей при локальном и региональном их переносе.

Модель RAMS основана на численном интегрировании системы прогностических уравнений гидротермодинамики атмосферы в ограниченной области. Экономичность счета достигается за счет использования схемы с расщеплением по физическим процессам, в которой “быстрые” члены уравнений движения, ответственные за распространение внутренних гравитационных волн (вертикальных колебаний воздуха, обусловленных эффектом плавучести в устойчиво стратифицированной среде) и акустических волн, интегрируются с более коротким шагом по времени, в то время как адвективные слагаемые, ответственные за упорядоченный перенос в поле ветра, пересчитываются с использованием значительно большего временного шага. Предусмотрена возможность распараллеливания счета и использования нескольких вложенных сеток (технология “grid nesting” [Pielke et al., 1991]), с последовательным увеличением пространственного разрешения. Данная технология позволяет моделировать мезомасштабные процессы, происходящие на расстояниях в десятки или сотни километров; соответствующие граничные условия для метеорологических полей на внутренних сетках рассчитываются интерактивно с использованием результатов расчета на внешней сетке, охватывающей больший по площади регион земного шара. Таким образом, имеется возможность проведения расчетов “тонкой структуры” метеорологических полей с учетом локальных неоднородностей подстилающей поверхности, в режиме прогноза на фоне эволюционирующих синоптических образований, если начальные и граничные поля метеоэлементов известны с достаточной степенью точности.

Модель HYRACТ1.5 (HYbrid Particle Concentration Transport model) предназначена для расчета переноса пассивной примеси в атмосфере в рамках Лагранжева стохастического подхода [Walko, Tremback, 1995] с использованием полей ветра, потенциальной температуры, давления и кинети-

ческой энергии турбулентности, рассчитываемых по модели RAMS. Расчет переноса осуществляется методом трассировки большого ( $\sim 10^5$ – $10^7$ ) числа модельных частиц, представляющих элементарные объемы воздуха, каждый из которых содержит определенную массу трассера со сходными параметрами (в данном случае, пепловых частиц, имеющих одинаковую плотность, форму и размер). Если частица достигала поверхности земли, она считалась осевшей и выключалась из переноса. Зная пространственное положение модельных частиц в конкретный момент времени, можно рассчитать среднюю объемную концентрацию или отложенную на единицу площади массу в заданной точке пространства.

#### *Гравитационное осаждение пепловых частиц*

Скорость гравитационного осаждения,  $v_s$ , м/с, отдельных частиц рассчитывалась из известного соотношения [Pfeiffer et al., 2005]:

$$v_s = \sqrt{\frac{4g(\rho_p - \rho_a)d}{3C_d\rho_a}}, \quad (1)$$

где  $d$ , м,  $\rho_p$ , кг/м<sup>3</sup> — диаметр и плотность частицы, соответственно,  $\rho_a$ , кг/м<sup>3</sup> — плотность воздуха,  $C_d$  — коэффициент аэродинамического сопротивления, рассчитываемый по модели Уилсона–Ханга [Wilson, Huang, 1979]:

$$C_d = \frac{24}{\text{Re}} \varphi^{-0.828} + 2\sqrt{1.07 - F}, \quad (2)$$

где  $\text{Re} = v_s d / \nu_a$  — число Рейнольдса, основанное на диаметре частицы,  $\nu_a$  — кинематическая вязкость воздуха,  $F = (b + c)/(2a)$  — параметр несферичности, где  $a$ ,  $b$  и  $c$  ( $a > b > c$ ,  $d = (a + b + c)/3$ ) — длины осей эллипсоида, аппроксимирующего форму частицы.

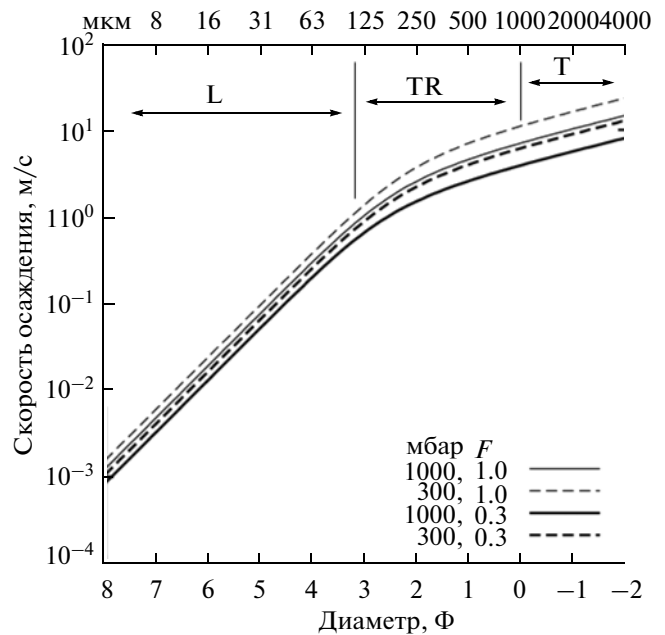
Проведенные численные эксперименты показали, что для частиц диаметром более 50 мкм, составляющих значительную часть осажденного пепла на расстояниях первых десятков километров от вулкана, учет нелинейной поправки на размер и несферичность оказывает значительное влияние на результаты расчетов массы осажденного пепла через уточнение величины скорости осаждения  $v_s$ , по сравнению с известной формулой Стокса. Пример зависимостей  $v_s(d)$  приведен на рис. 3. Из рисунка видно, что скорость осаждения частиц менее 100 мкм уменьшается значительно быстрее с уменьшением среднего размера по сравнению с более крупными частицами вследствие характерного для этих размеров ламинарного режима обтекания при малых числах

Рейнольдса. Для частиц  $>100$ – $125$  мкм режим обтекания является промежуточным между чисто ламинарным и турбулентным, что выражается в более сильной зависимости величины скорости осаждения от параметра несферичности и меньшем наклоне кривой  $v_s(d)$ . Для частиц  $>1000$  мкм режим осаждения становится полностью турбулентным. На практике параметр несферичности часто оказывается неточным для отдельных интервалов размеров частиц ввиду трудностей, связанных с измерениями их геометрических параметров. Данное обстоятельство может оказать существенное влияние на результаты модельных расчетов, если иметь в виду, что на расстояниях первых десятков километров (где в основном и происходит отбор проб выпавшего пепла) частицы размером  $>125$  мкм вносят заметный вклад в суммарную отложенную массу. Проведенные нами численные эксперименты показали, что при рассмотрении конкретных сценариев переноса неопределенность в задании параметра несферичности  $F$  является одним из основных источников погрешности итоговой оценки величины выброса ввиду определяющего влияния скорости осаждения пепловых частиц на пространственное распределение отложенной массы.

В соответствии с формулой (1), фактор уменьшения плотности воздуха с высотой является существенным во всем диапазоне размеров частиц, при этом имеет место приближенная зависимость  $v_s \sim \rho_a^{-1/2}$ , т.е. на высоте 10 км ( $\sim 250$  мбар) скорость осаждения оказывается примерно в 2 раза выше, чем на уровне моря. Физически это означает, что выпадение отдельных частиц из верхних слоев в случае выбросов на значительную высоту происходит быстрее по сравнению с аналогичным процессом на меньших высотах. Тем самым заметно возрастает роль орографически индуцированных возмущений в полях ветра и турбулентности в нижней тропосфере ( $<2$ – $3$  км) в рассеянии пеплового материала в процессе его осаждения на подстилающую поверхность, что необходимо учитывать при анализе и интерпретации модельных расчетов и состава проб, прежде всего, поперек оси пеплопада в направлении наибольшей изменчивости распределения пепловых отложений.

#### Модель источника пеплового выброса

Задание реалистичных параметров пеплового выброса является необходимой предпосылкой корректных расчетов поля отложенных массы и концентрации пепловых частиц в воздухе, поскольку распределение массы в модельном источнике и его геометрия фактически определяют



**Рис. 3.** Зависимость скорости гравитационного осаждения от среднего диаметра частиц плотностью  $2600 \text{ кг/м}^3$  (в единицах  $\Phi = -\lg_2[d, \text{мм}]$ ) на высотах 1000 и 300 мбар для отношений длин полуосей 1.0 и 0.3. Режимы осаждения: L – ламинарный, TR – переходный, T – турбулентный.

граничные условия соответствующей краевой задачи адвективно-диффузионного переноса и осаждения пеплового материала. На практике, при расчетах переноса ограничиваются простейшими моделями объемного источника атмосферного пеплового выброса с фиксированными параметрами. Ясно, однако, что полнота учета конкретных особенностей первоначального выброса в рамках некоторой идеализированной модели сильно зависит от количества и качества априорной информации, включая высоту и горизонтальные размеры эруптивного облака, длительность взрывной фазы и временную динамику выброса. В случае рассматриваемого нами взрывного события прямые наблюдения за ходом извержения не проводились; мы не можем с определенностью судить даже о характере самого пеплового выброса – был ли это выброс по типу конвективной колонны, или это была серия взрывов с формированием восходящих движений нагретой газовой смеси по типу термика.

При моделировании переноса/осаждения пепла нами использовались стандартные для данного класса атмосферных моделей предположение о том, что его распределение в эруптивном облаке в непосредственной близости от вулкана определялось лишь параметрами самого извержения и не

зависело от внешних условий [Suzuki, 1983; Bonadonna et al., 2002; Turner, Hurst, 2001]. Пренебрежение влиянием ветрового потока на начальной (конвективной) стадии переноса от жерла вулкана представляется оправданным, поскольку параметры подветренного шлейфа на расстояниях, много больших по сравнению с горизонтальными размерами источника, мало зависят от особенностей геометрии последнего и определяются в основном параметрами атмосферного переноса. Намного более важным оказывается корректное задание начального распределения массы пеплового выброса по высотам, поскольку именно эта характеристика определяет преобладающее направление переноса (вследствие изменения направления и скорости ветра с высотой) и время пребывания частиц в атмосфере [Turner, Hurst, 2001; Malik, Moiseenko, 2011; Moiseenko, Malik, 2013].

Оценим вертикальные параметры выброса по имеющимся косвенным сведениям. Максимальную высоту выброса можно рассчитать по наибольшей дальности переноса наиболее крупных частиц (>250–500 мкм), скорость гравитационного осаждения которых в наименьшей степени подвержена влиянию процессов агрегации и переноса атмосферными турбулентными вихрями. Из данных таблицы следует, что частицы размером  $\geq 500$  мкм выпадали на расстоянии  $L$  не менее 84 км от источника выброса. Полагая  $d = 500$  мкм и  $\rho_p = 2600$  кг/м<sup>3</sup> (средняя плотность кристаллической фазы для пеплов андезитового состава), по формулам (1), (2) получим для средней скорости осаждения в слое 0–8 км над у. м. величины  $v_s = 3.2$  м/с (при  $F = 0.5$ ) и  $v_s = 4.4$  м/с (при  $F = 0.9$ ). Средняя скорость ветра  $U_a$  в указанном диапазоне высот, по данным радиозонда в Ключах, составила около 34 м/с, откуда можно оценить время пребывания таких частиц в атмосфере  $\tau \approx L/U_a = 2470$  с  $\approx 41$  мин. Тогда в качестве нижней оценки максимальной высоты выброса  $H_{\max} = \tau v_s$ , при данных скоростях осаждения получим интервал 7.9–10.9 км. Результаты проведенного ранее анализа сейсмических данных позволили предположить, что взрывное событие 13.01.2011 было сопоставимо по мощности с наиболее сильными взрывами в декабре 2010 г., сопровождавшимися формированием пепловых шлейфов в верхней тропосфере на высотах до 8–10 км над у. м. [Мельников и др., 2011; Сениуков и др., 2011; Гирина и др., 2012а, б]. Вероятно все же, что мощность выброса была в целом несколько меньше, на что указывает меньшая высота распространения подветренного шлейфа (~5–6 км над у. м.). Учитывая, что высота тропопauses во время рассматриваемого взрывного события составляла около 9.3 км, приведенная в

качестве верхней границы величина  $H_{\max}$  представляется завышенной, а пепловый выброс был скорее всего ограничен исключительно тропосферными высотами (до ~9 км над у. м.).

Альтернативную оценку  $H_{\max}$  можно получить, основываясь на данных визуальных наблюдений подветренного шлейфа, согласно которым перепад высот  $\Delta h_b$  между жерлом вулкана и уровнем распространения шлейфа (носящим название “уровень нейтральной плавучести” в теории конвективных струй) составил примерно  $6.0 - 2.4 = 3.6$  км. Из наблюдений известно, что величина  $\Delta h_b$  в среднем составляет около 70% от  $H_{\max}$  [Sparks et al., 1997], откуда следует  $H_{\max} = 2.4 + 3.6/0.7 = 7.5$  км, что оказывается близко к нижней границе интервала, рассчитанного по данным гранулометрии. При проведении окончательных расчетов переноса пепла в качестве верхней границы модельного источника нами была принята величина  $H_{\max} = 7.7$  км, как средняя из приведенных выше величин (7.5 и 7.9 км).

Проведенные нами численные эксперименты выявили также существенное влияние высоты нижней границы первоначального облака на его дальнейшую эволюцию в атмосфере и пространственное распределение отложенной массы пепла в целом. Исходя из требования наилучшего согласования между результатами модельных расчетов и данными отборов проб, в качестве нижней границы,  $H_{\min}$ , модельного источника была принята высота жерла вулкана, что позволило учесть возможный вклад низковысотных облаков пирокластических потоков [Малик, Овсянников, 2011], на формирование которых указывают сейсмические данные.

Принимая во внимание всю совокупность отмеченных выше неопределенностей, было решено ограничиться простейшей моделью объемного источника выброса пепла в интервале высот  $H_{\min} - H_{\max}$  с постоянной по времени интенсивностью  $q = M_0/\Delta t$ , кг/с ( $M_0$  – суммарная масса пеплового выброса,  $\Delta t = 10$  мин – его длительность), при этом предполагалось, что вертикальное распределение массы выброса не зависит от высоты. Атмосферный выброс задавался в виде вертикально ориентированного цилиндра радиусом  $R = 700$  м, приблизительно равным перепаду высот  $\Delta h_b$  умноженному на коэффициент расширения струи 0.2. Выбор конкретной величины  $R$  из довольно широкого диапазона  $500 \text{ м} \leq R \leq 2000 \text{ м}$  не оказал заметного влияния на пространственное распределение осажденного пепла на расстояниях от вулкана более 10–20 км, где проводился отбор проб, тогда как при меньших и больших горизонтальных размерах источника наблюдались заметные систематические расхождения между



рассчитанными и измеренными величинами отложенной массы в краевых частях пеплопада. Выбранное значение  $R$ , таким образом, находится в диапазоне предсказываемых моделью “оптимальных” горизонтальных размеров источника выброса пепловых частиц.

#### *Моделирование переноса пеплового материала*

Рассматривался перенос/осаждение частиц с размерами  $\Phi (= -\lg_2 d)$ , где  $d$  — диаметр частицы, мм) от  $-1$  до  $5$  ( $d = 2000-32$  мкм). Для удобства расчетов и сопоставления с результатами наблюдений частицы предварительно были разделены на  $\Phi_i$ -субпопуляции в интервалах целых  $\Phi$ :  $\Phi_0(2000-1000$  мкм),  $\Phi_1(1000-500$  мкм), ...  $\Phi_5(63-32$  мкм). Всего было выделено  $I = 6$  субпопуляций, в пределах каждой из них соответствующая суммарная масса выброса распределялась пропорционально кубу диаметра. При расчетах переноса каждой субпопуляции использовалось около 10 млн модельных частиц НУРАСТ.

Полагалось, что для каждой из субпопуляций интенсивность атмосферного выброса (расход массы в единицу времени) не зависит от высоты, т.е. на начальном этапе частицы распределялись равномерно по всему объему модельного источника, время действия которого (20:38–20:48 12.01.2011 GMT) соответствовало кульминационной фазе извержения. Расчет переноса осуществлялся за срок 20:38 12.01.2011 – 06:00 13.01.2011 GMT, достаточный для того, чтобы учесть осаждение всех модельных частиц в 150-км зоне от вулкана, охватывающей территорию отбора площадных проб.

Исследования под бинокулярным микроскопом показали, что при учете несферичности можно приближенно взять 30% частиц вытянутой формы с отношением осей 1 : 2, остальные — изометричной формы (форма частиц близка к кубической). При расчетах скоростей осаждения величина параметра несферичности  $F$  для продолговатых и изометрических частиц полагалась равной 0.5 и 0.9 соответственно.

## МОДЕЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ

### *Метеорологические поля*

Остановимся несколько подробнее на метеорологических аспектах моделирования, поскольку структура полей ветра и турбулентности в горной местности, а следовательно и условия отложения пепла, сильно зависят от конкретной синоптической обстановки.

Расчеты метеорологических полей проводились на трех конечно-разностных сетках: внешней, G1 ( $50 \times 50$  узлов, горизонтальный размер ячейки  $\Delta x = 60$  км), промежуточной, G2 ( $70 \times 70$  узлов,  $\Delta x = 15$  км) и внутренней, G3 ( $107 \times 107$  узлов,  $\Delta x = 3$  км), центрированных относительно расположения вулкана рис. 4). Для всех сеток использовалась схожая вертикальная геометрия: 40 расчетных уровней по высоте с верхней границей на высоте 22.7 км и шагом по высоте, плавно увеличивающемся с 200 м на высотах  $<1$  км до 700 м выше тропопаузы. Самый нижний расчетный уровень располагался на высоте около 50 м над подстилающей поверхностью. Выбранное нами 3-км горизонтальное разрешение для внутренней сетки являлось оптимальным для учета локальных особенностей рельефа в районе вулкана, влияющих на пространственную структуру полей ветра и турбулентности, особенно в нижней тропосфере, с одной стороны, и экономичности счета — с другой. Специально проведенные численные эксперименты показали, что дальнейшее увеличение горизонтального разрешения при фиксированных пространственных размерах внутренней сетки не оказывает сколько-нибудь заметного влияния на итоговые результаты. Вместе с тем, отказ от использования внутренней сетки G3 приводит к значительному снижению амплитуд орографических возмущений воздушного потока и выравниванию поля ветра на нижних уровнях вследствие сильного сглаживания модельного рельефа. Пространственные градиенты расчетного поля ветра оказываются при этом существенно более низкими, что приводит к уменьшению общего уровня турбулизованности воздушного потока. Как следствие, модельный шлейф отложенной массы пепла оказывается сильно зауженным по сравнению с наблюдаемым, что в свою очередь ведет к значительным систематическим погрешностям в расчетах величин отложенной массы в пунктах отбора проб (особенно в краевых зонах пеплопада) и массы выброса пепла в целом. Можно сделать вывод, что расчеты метеорологических полей с высоким пространственным разрешением (1–3 км) являются необходимой предпосылкой для корректного моделирования пеплопадов в горных районах полуострова.

При задании начальных и граничных значений прогностических полей в модели RAMS (горизонтального ветра, давления, температуры и относительной влажности) использовались  $1^\circ \times 1^\circ$  метеополья последовательного окончательного анализа NCEP FNL (National Center for Environmental Prediction Final Operational Global Analysis, база данных ds083.2) за 00:00 и 12:00 GMT, репроецирован-

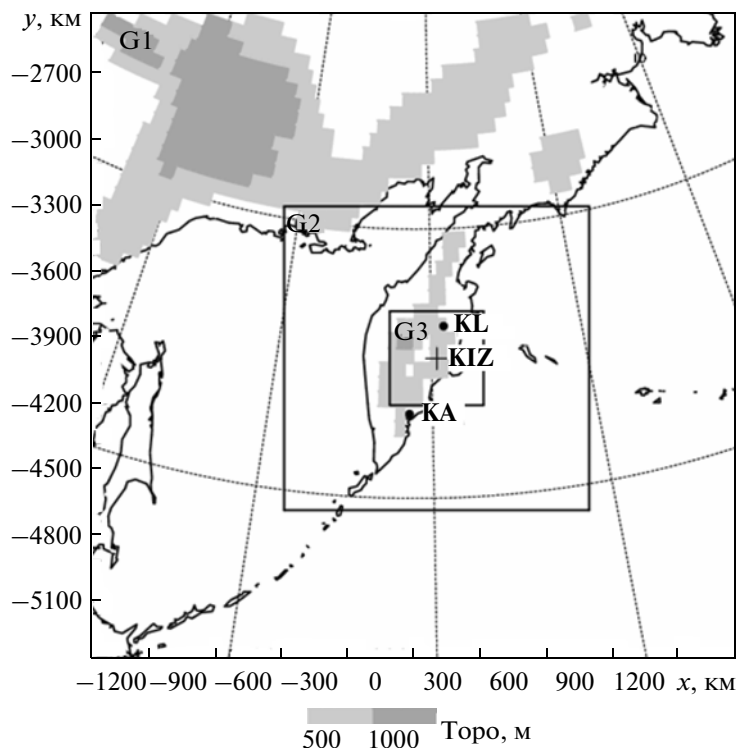


Рис. 4. Расчетные области G1, G2, G3 модели RAMS.

Станции аэрологического зондирования: KL – Ключи, КА – Петропавловск-Камчатский. KIZ – вулкан Кизимен. Топо – модельная топография, м над у. м. Горизонтальные координаты  $x$ ,  $y$  расчетной области даются в полярной стереографической проекции сетки G1.

ные на расчетную сетку с помощью блока объективного анализа RAMS ISAN. Расчеты по RAMS проводились за период 12 января 12:00 – 13 января 06:00 GMT; запись рассчитанных полей – за последовательные сроки с шагом по времени 10 мин.

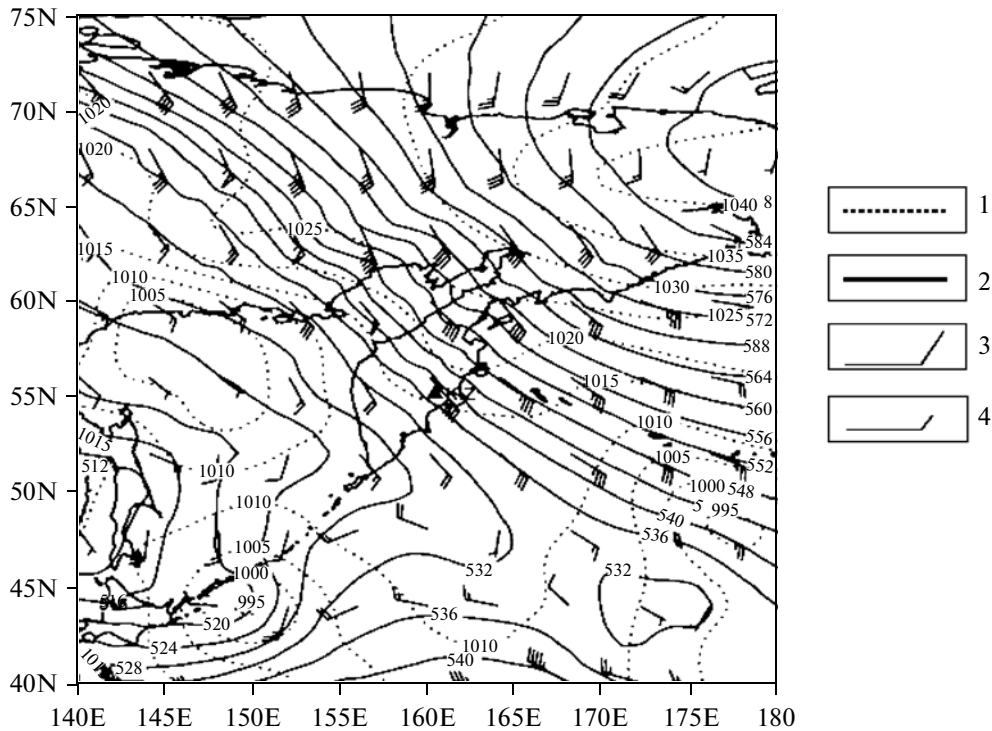
По данным анализа NCEP FNL (рис. 5), в период извержения синоптическая обстановка в районе Камчатки контролировалась обширным малоподвижным антициклоном, центральная часть которого располагалась над северо-востоком континента. Вдоль периферии антициклонического вихря – над Охотским морем и к юго-востоку от Сахалина – в нижней части тропосферы располагалась серия волновых циклонов, проявляющихся в средней тропосфере в виде обширной барической ложбины с центром восточнее Сахалина, отрог которой распространялся на южную часть Берингова моря. Наличие подобной дипольной структуры в барическом поле обуславливало практически на всей территории Камчатского полуострова сильные юго-восточные ветры с максимумом скорости на высотах порядка 300 мбар (~9 км).

Результаты модельных расчетов поля ветра были сопоставлены с данными радиозондов для аэрологических станций Ключи (KL) и Петропавловск-Камчатский (КА). Усредненные по сло-

ям 925–700 и 700–200 мбар величины отклонений между рассчитанными (clc) и наблюдавшимися (obs) скоростями,  $V$ , и направлениями,  $\alpha$ , ветра в тропосфере приводятся ниже:

$\Delta p$ , мбар	Станция	$V_{clc} - V_{obs}$ , м/с	$\alpha_{clc} - \alpha_{obs}$ , град.
925 – 700	KL	–0.9	2.1
	КА	0.6	6.4
700 – 200	KL	–2.0	–6.9
	КА	0.9	–4.3

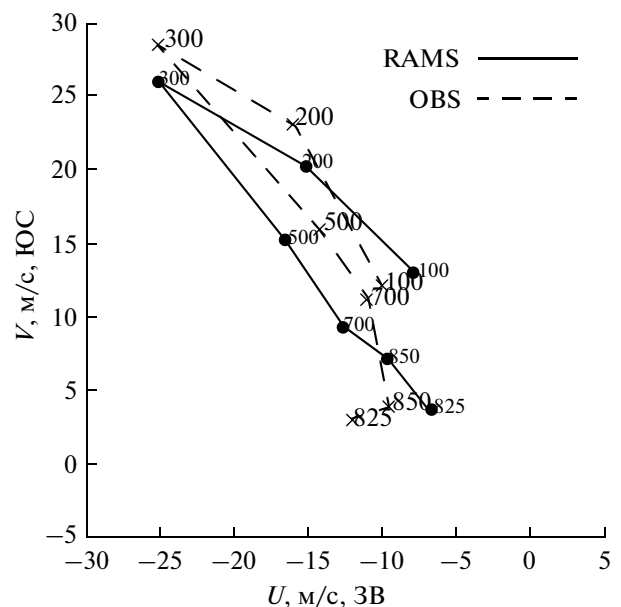
Как следует из приведенных данных, результаты расчетов хорошо согласуются с измерениями зондов во всем диапазоне высот (рис. 6). Наибольшие расхождения в направлении ветра составляют около  $7^\circ$  и вероятнее всего связаны с систематическими ошибками в модельных расчетах и ошибками в полях анализа NCEP FNL. Небольшие систематические ошибки могут быть связаны и с воспроизведением формы рельефа, поскольку при усвоении данных топографии в модели используются специальные сглаживающие фильтры, подавляющие высокочастотные компоненты решения.



**Рис. 5.** Метеорологические поля последовательного окончательного анализа NCAR/NCEP FNL на 13.01.2011 00:00 GMT.

1 – давление, приведенное к уровню моря, мбар; 2 – геопотенциал на высоте 500 мбар, в декаметрах; 3, 4 – поле ветра на 500 мбар (3–10, 4–2 м/с).

На рис. 7 представлены результаты расчетов скорости приземного ветра на высоте 50 м над подстилающей поверхностью и поля ветра в свободной тропосфере на высоте 3 км над у. м. Уровень 3 км располагается несколько выше водораздельных хребтов, простирающихся в меридиональном направлении через полуостров. На рис. 7б видно, что крупномасштабный ветровой поток обтекает горы почти под прямым углом к осевой линии хребта, что создает условия для возникновения подветренных волн – орографических возмущений, проявляющихся в сильных вертикальных смещениях отдельных объемов воздуха в потоке относительно их равновесного уровня и связанной с ними турбулентности [Кожевников, 1999; Кожевников, Моисеенко, 2004]. Анализ результатов расчетов позволил установить наличие подобных структур над Восточным хребтом, включая район расположения вулкана Кизимен. Вероятно, сформировавшийся в ходе извержения эруптивный шлейф мог пересекать одну или несколько зон интенсивных атмосферных возмущений орографической природы, что должно было приводить к усилению вертикального перемешивания в слоях повышенной турбулентности. С другой стороны, по визуальным оценкам шлейф



**Рис. 6** Голограф ветра по данным радиозонда (OBS) и модельным расчетам (RAMS, внутренняя сетка) на станции Ключи на 13.01.2011 00:00 GMT.

$U, V$  – компоненты ветра в направлениях ЗВ и ЮС соответственно. Цифры на графиках – высоты над у. м. в мбар.

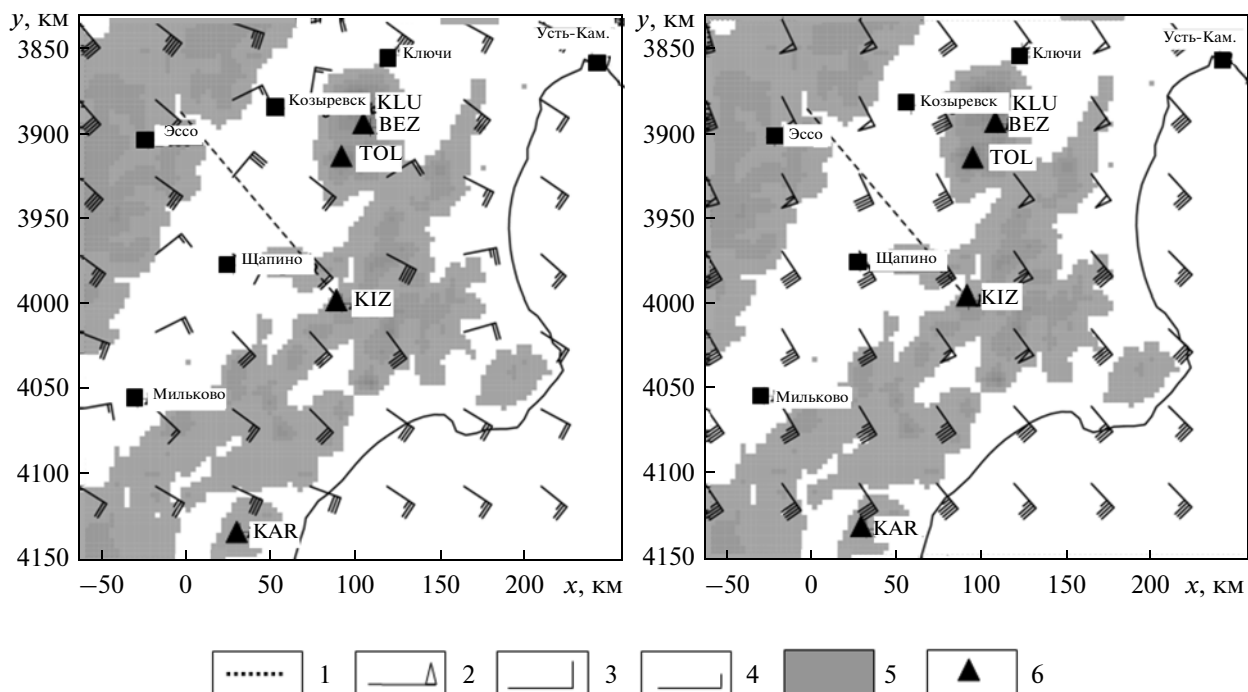


Рис. 7. Поля ветра на высотах 50 м (а) и 3 км (б) над у. м. 21:00 12.01.2011 GMT.

Расчеты по модели RAMS на внутренней сетке G3 (см. рис. 4). KL – аэрологическая станция Ключи. 1 – ось пеплопада; 2–4 – направление и скорость ветра: 2–20 м/с, 3–4 м/с, 4–2 м/с; 5 – области с модельными высотами более 500 м; 6 – вулканы: KLU – Ключевской, BEZ – Безымянный, TOL – Плоский Толбачик, KIZ – Кизи́мен, KAR – Ка́рымский.

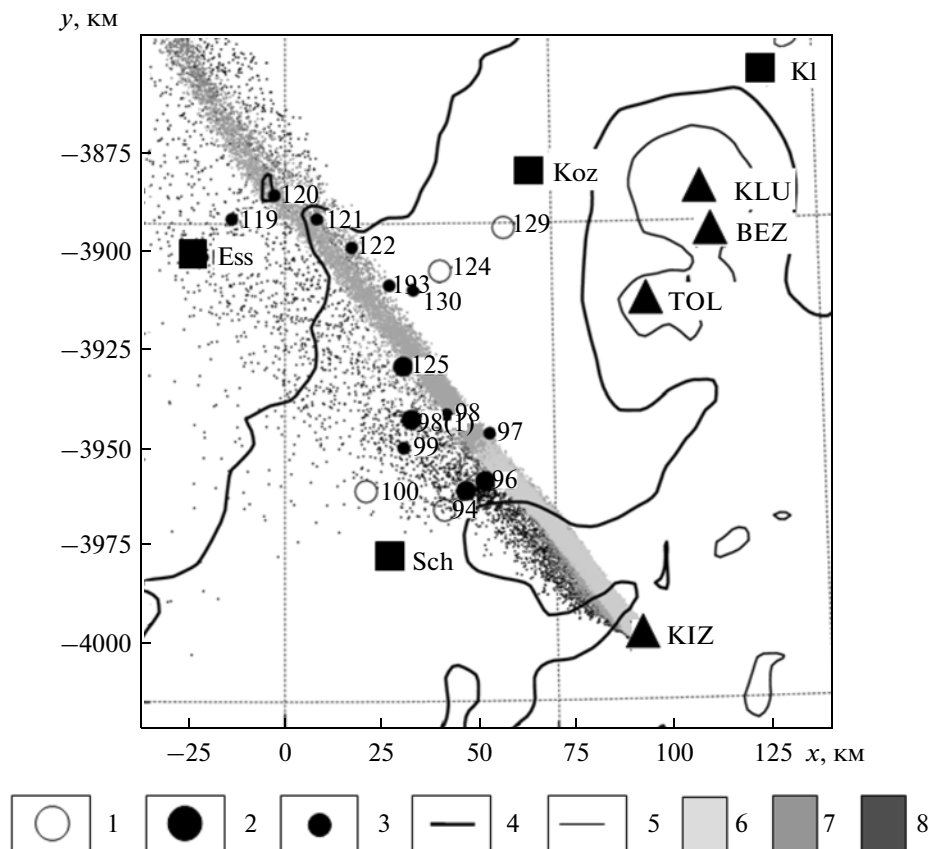
как единая когерентная структура прослеживался на значительных (>60 км) расстояниях от вулкана, что косвенно свидетельствует об относительно небольшой роли фоновой атмосферной турбулентности в рассеянии пепловых частиц. Возможно, это связано с тем, что шлейф распространялся на больших высотах, где скорость ветра была значительной и волновые движения могли подавляться.

Формирование с подветренной стороны от хребта области пониженного давления вызвало на нижних уровнях ветры северо-восточного направления в Центрально-Камчатской депрессии, дующие вверх по долине р. Камчатки (рис. 7а). Наличие этого орографически индуцированного воздушного потока обусловило асимметрию поля отложенной массы поперек оси пеплопада в зоне наблюдений.

#### *Перенос/осаждение пепловых частиц*

Определенные по модели RAMS поля ветра, потенциальной температуры, давления и кинетической энергии турбулентности далее использовались для расчетов переноса пепла по модели НУРАСТ, конечно-разностная сетка которой аналогична сетке RAMS. Результаты расчета шлейфа

осажденных пепловых частиц показаны на рис. 8. Характер пространственного распределения частиц из отдельных размерных классов отражает различное время их пребывания в отдельных слоях атмосферы, отличающихся по направлению и скорости воздушного потока. В целом, имеет место снос более легких частиц в подветренном направлении в соответствии с ориентацией ветра на нижних уровнях (см. рис. 7а). Более крупные частицы вследствие более высокой скорости гравитационного осаждения выпадают в целом вдоль направления ведущего потока в свободной атмосфере (см. рис. 7 и 8). Рис. 8 иллюстрирует характерную особенность пространственного распределения выпавших частиц, установленную нами и для других, не рассматриваемых здесь эруптивных событий [Malik, Moiseenko, 2011; Moiseenko, Malik, 2013]: наличие четко оконтуренной наветренной относительно направления воздушного потока в нижней тропосфере границы и сильно размытой подветренной границы отложений. Наблюдается общая закономерность – на одном и том же расстоянии от источника выброса (вулкана) размер частиц в среднем уменьшается поперек оси пеплопада, при этом наиболее легкие частицы рассеиваются на значительно большей площади по сравнению с крупными



**Рис. 8.** Шлейф осажденных на подстилающую поверхность модельных частиц НУРАСТ (показана каждая 1000-я частица). Каждая модельная частица несет определенную массу пепловых частиц из соответствующей размерной фракции.

1–3 – пункты отбора проб: 1 – с массой пепла менее  $15 \text{ г/м}^2$ , 2 – с содержанием частиц  $<63 \text{ мкм}$  более 55% вес. (см. таблицу), 3 – с массой пепла  $>15 \text{ г/м}^2$ ; 4 и 5 – области с модельными высотами более 500 и 1000 м над у. м. соответственно; 6–8 – модельные частицы из отдельных размерных фракций: 6 –  $>250 \text{ мкм}$ , 7 –  $125\text{--}250 \text{ мкм}$ , 8 –  $63\text{--}125 \text{ мкм}$ ; Koz – Козыревск, Ess – Эссо, Sch – Шапино;  $x, y$  – модельная система координат для расчетной сетки G2.

( $>125 \text{ мкм}$ ). Последняя особенность связана не только с тем, что время пребывания легких частиц в нижней тропосфере значительно больше. Если рассматривать процесс осаждения по отдельным гранулометрическим фракциям, то для частиц менее  $125 \text{ мкм}$  диапазон соответствующих скоростей осаждения заметно больше, чем для более крупных частиц (см. рис. 3), что и определяет сравнительно большую площадь их рассеяния.

#### Оценка суммарной изверженной массы

При оценке суммарной изверженной массы удобно перейти от рассмотрения плотности ее распределения по массам отдельных частиц с размером  $d(m_d)$  к плотности распределения по массам частиц имеющих скорость осаждения  $v_s(m_{v_s})$ . Плотности распределения  $m_d$  и  $m_{v_s}$  связаны простым соотношением через соответствующие кумулятивные функции  $M_d$  и  $M_{v_s}$  для суммарной

массы частиц, имеющих диаметр  $d < D$  и скорость осаждения  $v_s < V_s$ :

$$m_{v_s} \equiv \frac{\partial M(v_s < V_s)}{\partial m_{0,v_s}} = \frac{\partial M(d < D)}{\partial m_{0,d}} \frac{\partial m_{0,d}}{\partial m_{0,v_s}} \equiv m_d \frac{\partial m_{0,d}}{\partial m_{0,v_s}}, \quad (3)$$

где  $m_{0,d}$  и  $m_{0,v_s}$  – массы одной частицы с размером  $d$  и скоростью осаждения  $v_s$  соответственно (предполагается, что  $m_{0,d}, m_{0,v_s}$  – непрерывные функции  $d$  и  $v_s$ ). Для отдельных частиц, не взаимодействующих друг с другом в процессе осаждения, величины  $v_s$  и  $d$ , а следовательно и  $m_{0,d}$  и  $m_{0,v_s}$ , связаны взаимнооднозначно при заданных  $F$  и  $\rho_p$  посредством формул (1), (2).

В рамках использованного в данной работе стохастического подхода к моделированию атмосферного переноса суммарная отложенная на единицу поверхности масса  $\chi_k$ ,  $\text{кг/м}^2$ , в произвольной точке  $\Gamma_k$  на подстилающей поверхности,

ввиду линейной зависимости  $\chi$  относительно процессов переноса/осаждения, связана с суммарной массой выброса  $M_0$  и нормированным на суммарную массу спектром скоростей  $m_{v_s}$  посредством точного соотношения [Монин, Яглом, 1965]:

$$\chi_k = M_0 \int_{v_{s,\min}}^{v_{s,\max}} m_{v_s} P(\Gamma_k, \Gamma \in \Omega | v_s) dv_s, \quad (4)$$

где  $P$  — вероятность перехода частиц, имеющих скорость осаждения  $v_s$ , из любой точки  $\Gamma$  в пределах заданного объемного источника, занимающего область пространства  $\Omega$ , в точку  $\Gamma_k$ . Отметим, что функционал  $P$  в общем случае полностью определяется параметрами атмосферного переноса (полями ветра и турбулентности) и распределением скоростей осаждения и не зависит явно от параметров источника, определяющих расход массы (в данном случае — единственного параметра  $M_0$ ). Значения параметров  $v_{s,\min}$  и  $v_{s,\max}$ , устанавливающих нижний и верхний пределы интегрирования, определены ниже.

При проведении модельных расчетов непрерывный спектр скоростей  $m_{v_s}$  заменялся его дискретным аналогом путем разбиения всего диапазона  $v_{s,\min} - v_{s,\max}$  на достаточно малые интервалы  $\Delta v_{s,j}$ , которым соответствуют суммарные изверженные массы  $\Delta m_{v_{s,j}}$ . Интеграл (4) вычислялся приближенно методом подсчета количества выпавших частиц  $n_j$  из данного спектрального интервала  $\Delta v_{s,j}$  в отдельных ячейках регулярной расчетной сетки, в которые попали точки отбора проб, по формуле

$$\chi_k^{\text{clc}} = M_0 \sum_j \Delta m_{v_{s,j}} n_j / N_j, \quad k = 1, \dots, K^{\text{obs}}, \quad (5)$$

где  $N_j$  — общее число частиц из интервала  $\Delta v_{s,j}$ , использованных в модельном эксперименте,  $K^{\text{obs}}$  — общее число пунктов отбора проб. Подробное рассмотрение проблем, связанных с аппроксимацией интеграла (4) соотношением (5), выходит за рамки данной работы. Поиск эффективных алгоритмов приближенного расчета поля отложенной массы на основе (5), применительно к моделированию пеплопадов от взрывчатых извержений, планируется сделать предметом отдельного исследования.

Соотношение (5), однако, наглядно иллюстрирует важность корректного задания спектра скоростей осаждения, определяющего свойства решения (пространственное распределение величины отложенной массы) при заданной массе выброса  $M_0$ . На практике распределение  $m_{v_s}$ , завися-

щее от распределения частиц по размерам в первоначальном эруптивном облаке, заранее неизвестно и его восстановление является частью общего алгоритма оценивания  $M_0$ . Используемые для этой цели подходы, очевидно, будут зависеть от количества и качества априорной информации о распределении отложенной массы в зоне пеплопада. Поскольку скорость гравитационного осаждения частиц сильно зависит от их размера, точность определения  $m_{v_s}$  можно значительно улучшить, перейдя от рассмотрения суммарной отложенной массы  $\chi$  к аналогичным величинам для отдельных гранулометрических фракций [Bonadonna et al., 2002; Moiseenko, Malik, 2013]. При этом производится независимая оценка распределения скоростей осаждения и суммарных изверженных масс в отдельных размерных фракциях; суммарная масса выброса в этом случае представляет, очевидно, сумму величин всех фракций, входящих в состав отложенной массы. Определяющим показателем здесь является общее количество и расположение пунктов отбора проб, а также полнота информации о гранулометрическом составе пеплов в отдельных пунктах. В идеале общее число  $K^{\text{obs}}$  пунктов отбора проб должно быть порядка 50 и более, при этом они должны охватывать всю зону пеплопада. Например, в работе [Сопног, Сопног, 2006] при подсчете суммарной массы тефры извержения вулкана Серра Негра в апреле 1992 г. на основе модели ТЕРНРА используются 95 точек отбора проб в ближней зоне пеплопада в пределах изопахиты 1 см, огибающей территорию вокруг вулкана площадью около 275 км<sup>2</sup>. Если данное условие выполняется, то теоретически спектр скоростей  $m_{v_s}$ , а следовательно, и отложенной массы, могут быть восстановлены с достаточной для практических целей точностью. В случае рассматриваемого нами взрывчатого события, однако, точек с известным гранулометрическим составом пепла всего 4 (см. таблица), при этом еще для 11 пунктов известна суммарная масса осажденного материала. В связи с сильной ограниченностью информации о количественных характеристиках пепловых отложений, будем строить алгоритм восстановления суммарной изверженной массы в рамках наиболее простого подхода, опираясь лишь на данные измерений валовой массы в пробах.

Введем предположение о наличии некоторого критического размера  $d^*$ , разделяющего исходный спектр частиц по типу их гравитационного осаждения на “свободную” фракцию ( $d \geq d^*$ ), спектр скоростей осаждения в которой определяется скоростями осаждения индивидуальных ча-

стиц в соответствии с (1), (2), и “агрегированную” фракцию (частицы с размерами  $d < d^*$ ), характеризуемую скоростями выпадения образованных данными частицами пепловых агрегатов. Величины этих скоростей, как правило, значительно выше по сравнению со скоростями выпадения свободных частиц [Sorem, 1982; Rose, 2009; Rose, Durant, 2011; Brown et al., 2012]. Наиболее вероятный диапазон  $d^*$  составляет от 32 до 125 мкм [Sorem, 1982; Rose, Durant, 2011], при этом следует учитывать, что эффективность процесса агрегации в различных размерных классах может сильно варьировать между отдельными взрывными событиями в зависимости от атмосферных условий, исходного гранулометрического состава пепла и процессов в эруптивной колонне — факторов, плохо поддающегося учету даже в рамках сложных моделей, использующих расширенные блоки микрофизики [Textor et al., 2005, 2006a, b]. Ввиду отсутствия данных о грансоставе тонких пеплов ( $d < 63$  мкм) в отобранных образцах будем строить алгоритм оценивания в рамках следующего простого подхода. Результаты специально проведенных нами численных экспериментов по переносу/осаждению пепловых частиц для рассматриваемого в данной работе события на Кизимене, а также других взрывных событий (на вулканах Безымянный, 24.12.2006 и 16–17.12.2009 GMT [Moiseenko, Malik, 2013] и Карымский, 21.04.2007 [Malik, Moiseenko, 2011]), показывают, что суммарный спектр скоростей осаждения свободной и агрегированной фракций в реальных ситуациях должен быть достаточно гладким, без резких скачков в отдельных диапазонах скоростей осаждения, поскольку в противном случае поле отложенной массы характеризовалось бы сильными локальными флуктуациями, что не подтверждается полевыми наблюдениями. Учитывая данное обстоятельство, при проведении модельных расчетов нами для простоты и в качестве первого приближения к описанию реального процесса переноса использовалась полуаналитическая аппроксимация суммарного спектра скоростей осаждения свободной и агрегированной фракций эквивалентным спектром  $M_e$ , соответствующим степенному закону распределения массы по размерам частиц в диапазоне от  $d^*$  до 2000 мкм:

$$M_e(d > D) \sim D^{3-\gamma}, \quad (d_{\min} \leq d, D \leq d_{\max}), \quad (6)$$

где  $M_e$  — суммарная масса частиц диаметром  $d > D$ ,  $d_{\min} = d^*$ ,  $d_{\max} = 2000$  мкм,  $\gamma$  — показатель распределения, величина которого заранее неизвестна и подлежит определению наряду с  $M_0$  и  $d^*$ . В отсутствие эффектов агрегации  $M_e \equiv M$  и (6) будет аппроксимировать распределение массы в эруптив-

ном облаке в указанном диапазоне размеров частиц. Отметим, что на возможность использования степенного закона (6) при задании модельного распределения массы указывалось ранее в [Земцов, 1986; Kaminski, Jaupart, 1998]. Для извержений с высоким коэффициентом эксплозивности величина  $\gamma$  практически всегда больше 3 [Kaminski, Jaupart, 1998], и условие ограничения распределения (6) снизу через задание параметра  $d_{\min}$  становится необходимым следствием требования конечной величины массы, поскольку при  $D \rightarrow +0$  ( $\gamma > 3$ ) величина  $M_e$  неограниченно возрастает. Используя (6), соответствующая нормированная плотность распределения массы в (5) может быть представлена в виде

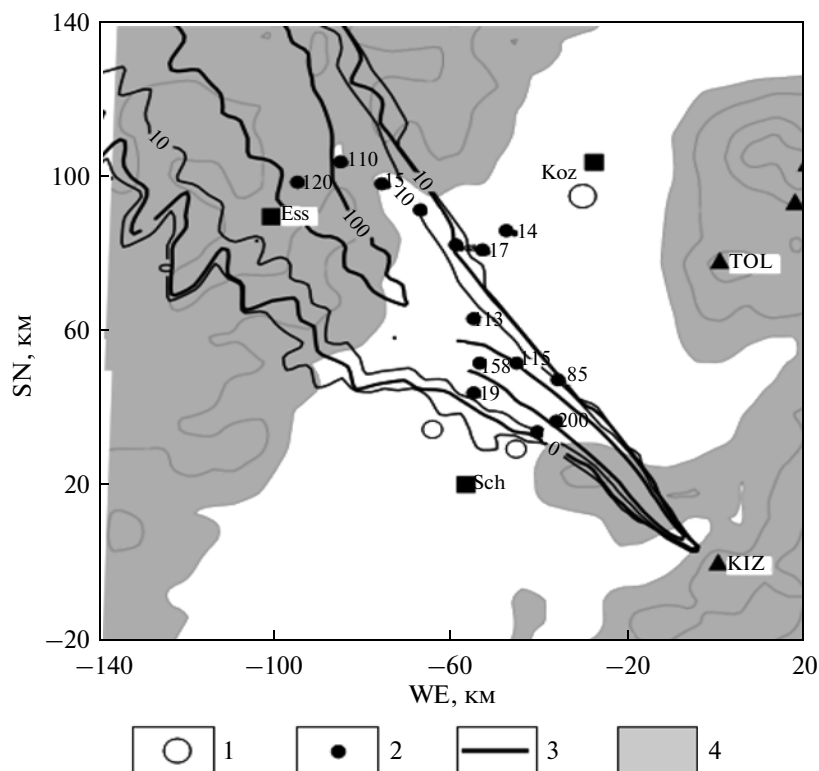
$$\Delta m_{v,s,j} = \frac{d_{j+1}^{3-\gamma} - d_j^{3-\gamma}}{d_{\max}^{3-\gamma} - d_{\min}^{3-\gamma}}, \quad (7)$$

где  $d_j, d_{j+1}$  — диапазон размеров частиц из данного интервала скоростей осаждения  $\Delta v_{s,j}$ , при этом величины  $v_{s,\min}$  и  $v_{s,\max}$ , определяющие границы интервала суммирования в (5), выбирались в соответствии с размерами  $d_{\max}$  и  $d_{\min}$  соответственно.

Величина  $M_0$  находилась путем минимизации функционала

$$\Psi(M_0; \gamma, d^*) = \sum_{k=1}^{K^{\text{obs}}} (\chi_k^{\text{obs}} - \chi_k^{\text{clc}})^2, \quad (8)$$

где  $\chi_k^{\text{obs}}$  — измеренные величины отложенной массы, по методу наименьших квадратов с  $K^{\text{obs}} - 1 = 14$  степенями свободы при различных значениях  $\gamma$  в диапазоне 2.8–4.5 и  $d^*$  в диапазоне 16–125 мкм с шагом 0.1 и  $1/2\Phi$  соответственно. В качестве оптимальных были выбраны величины  $\gamma = 3.8(\pm 0.1)$  и  $d^* = 32$  мкм, отвечающие глобальному минимуму  $\Psi$ . В целом, однако, устойчивость итоговых оценок относительно вариации  $\gamma$  наблюдалась в широком диапазоне значений данного параметра — от 3.3 до 3.8, в пределах которого величина суммарной массы выброса менялась не более чем на 10–20%. Найденное из модели оптимальное значение показателя  $\gamma = 3.7$  лежит в диапазоне величин, установленных для эксплозивных извержений в [Kaminski, Jaupart, 1998] по результатам анализа большого количества данных по гранулометрическому составу отложений пирокластических продуктов различного генезиса. Согласно приведенным в указанной работе оценкам, для пепловой фракции указанный диапазон составляет от 3.0 до 3.9, что косвенно указывает на более высокую степень фрагментации твердых продуктов эксплозий, выпадающих из эруптив-



**Рис. 9.** Поле отложенной массы пепловых частиц при установленных по модели оптимальных параметрах выброса. 1, 2 – пункты отбора проб: 1 – с массой менее  $15 \text{ г/м}^2$ , 2 – остальные пункты; 3 – изолинии отложенной массы ( $\text{г/м}^2$ ); 4 – область с высотами более  $500 \text{ м}$ ;  $x, y$  – модельная система координат для расчетной сетки G3, центр которой совпадает с расположением вулкана Кизимен. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

ных облаков, по сравнению с фрагментацией частиц пирокластических потоков, для которых величина  $\gamma$  варьирует от 2.9 до 3.3.

По результатам модельных расчетов, суммарная масса выброса вулканического пепла составила 1.18 млн т, соответствующий 95% доверительный интервал значений составляет от 0.7 до 1.7 млн т. Используя полученную оценку суммарной массы выброса, далее по формуле (5) были рассчитаны суммарные массы осажденного пепла в зоне пеплопада (рис. 9) и отдельно в пунктах отбора проб (рис. 10). Из рис. 10 видно, что только для 6 точек из 16 рассчитанные массы отличаются от наблюдаемых более чем в 2 раза, при этом максимальное расхождение в этих точках не превышает трехкратного, что в целом свидетельствует о достаточно хорошем согласовании между модельными оценками и наблюдениями, если иметь в виду всю совокупность неопределенностей, связанных с проведением модельных расчетов.

Рассчитанная по модели суммарная масса пеплового выброса – 0.7–1.7 млн т, оказывается несколько выше полученной по методу изопахит [Fierstein, Nathenson, 1992] – 0.6–1. млн т. Проведен независимую оценку данной величины, ос-

новываясь на полуэмпирических зависимостях тепловой мощности выброса от высоты конвективного подъема эруптивного облака, подробно рассмотренных в работе С.А. Федотова [1982]. По формуле (13) из [Федотов, 1982],

$$Q = 0.136 \Delta h_b^2 U^{1.5}, \quad (9)$$

где  $Q$ , кВт – средняя тепловая мощность источника,  $\Delta h_b$ , м – превышение уровня нейтральной плавучести, на котором происходит распространение шлейфа, над кратером,  $U$ , м/с – скорость ветра на высоте шлейфа. По показаниям ближайшего к вулкану радиозонда в Ключах на 13.01.2011 00:00 GMT, скорость ветра на высоте распространения шлейфа (~6 км над у. м.) составляла от 43 до 50 м/с (максимум скорости порядка 65 м/с располагался на высоте 9.5 км вблизи тропопазузы). Полагая  $U = 45 \text{ м/с}$  и  $\Delta h_b = 3.6 \text{ км}$ , из (9) получим, что эквивалентная тепловая мощность  $Q$  извержения составила около  $5.3 \times 10^{11} \text{ Вт}$ . Наблюдения за ходом извержения в январе – феврале 2011 г показали, что температура лавового потока составляла порядка  $600\text{--}800^\circ\text{C}$ . Принимая начальную температуру  $T$  вовлекаемой в конвективный подъем пирокластики равной  $800^\circ\text{C}$ , при



теплоемкости пород  $C_p = 1046$  Дж/(кг К), получим средний расход пирокластического материала в единицу времени  $dM_0/dt = Q/(C_p T) = 0.63 \times 10^6$  кг/с. Тогда при общей длительности эксплозивного события порядка 10 мин суммарная масса изверженного пепла  $M_0$  могла составить 0.38 млн т.

Альтернативную оценку можно получить, основываясь на результатах теории вертикальных конвективных турбулентных струй, исходя из предположения, что на конвективном этапе подъема эффекты, связанные с ветровым сносом, играли подчиненную роль, и максимальная высота эруптивного облака определялась главным образом эффектами плавучести в эруптивной колонне. Для оценки  $Q$  можно воспользоваться формулой (17) из [Федотов, 1982]:

$$Q = \left( \frac{\Delta h_m}{0.0285} \right)^{3.5} \text{ [кВт]}, \quad (10)$$

где  $\Delta h_m$ , км — максимальная высота подъема эруптивного облака над жерлом вулкана. Полагая  $\Delta h_m = 7.7 - 2.4 = 5.3$  км, получим  $Q = 8.77 \times 10^{10}$  Вт,  $dM_0/dt = 1.05 \times 10^5$  кг/с,  $M_0 = 0.063$  млн т. Таким образом, величина массы пепла, полученная с помощью метода изопахит — 0.6–1. млн т — оказывается в три раза больше величины основанной на энергетическом подходе — 0.063–0.38 млн т — и близка к оценке, полученной нами с использованием модели переноса — 0.7–1.7 млн т.

Результат расчета по формуле (10) оказывается сильно заниженным по сравнению с альтернативными оценками (и, вероятно, реальной массой пеплового выброса), что может косвенно свидетельствовать о значительном влиянии атмосферного поля ветра на величину максимального конвективного подъема эруптивного облака в рассматриваемом событии. Следует, однако, иметь в виду, что расчеты по методу изопахит также не всегда точны, особенно в части учета наиболее легких фракций пеплов, вклад которых, как правило, сильно недооценивается [Rose, 2009]. Точность методик, основанных на расчетах тепловой мощности, также не особенно высока, хотя данный подход, несомненно, позволяет учитывать и вклад тонких пепловых частиц, обладающих наиболее высокой эффективной теплоотдачей [Федотов, 1982; Sparks, 1997]. Исходя из обобщения большого количества данных наблюдений [Федотов, 1982], точность оценок по формуле (9) оценивается в 300%. Тогда для рассматриваемого нами эпизода в качестве верхней границы оценки пепловой массы по данной формуле можно взять  $0.22 \times 3 = 0.66$  млн т, что сопоставимо с минимальными значениями 0.6 и 0.7 млн т, рассчитанными

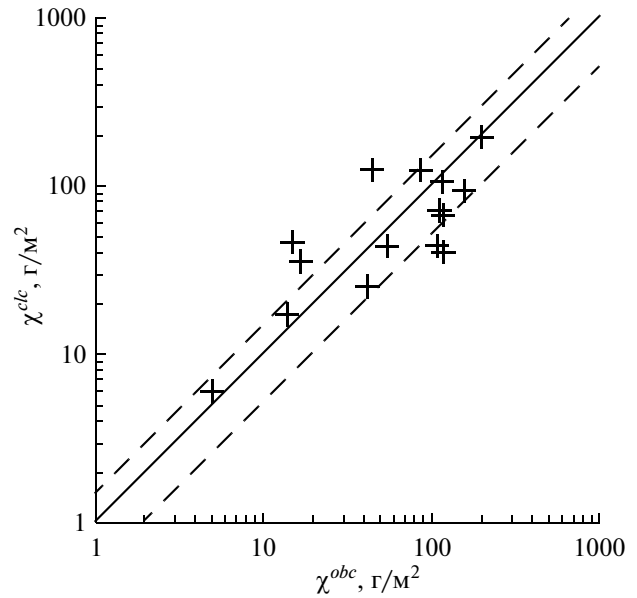


Рис. 10. Сравнение рассчитанных ( $\chi^{calc}$ ) и измеренных ( $\chi^{obs}$ ) величин массы отложенного пепла в пунктах отбора проб.

Пунктирные линии соответствуют 95% доверительному интервалу для величины суммарной массы выброса  $M_0$ .

по методу изопахит и модели переноса. Ограничимся пока приведенными здесь замечаниями, оставляя вопрос о точности и преимуществе оценок по вышеуказанным методикам открытым и нуждающимся в дальнейшем, более детальном исследовании.

В целом, результаты модельных расчетов отложенной массы пеплов неплохо согласуются с данными измерений, учитывая наличие в модельных расчетах большого количества неопределенностей, суммарный эффект которых оценить достаточно сложно. Например, ошибки в расчетах скоростей осаждения частиц могут быть частично скомпенсированы заданием начальной высоты выброса, которая редко бывает известна точно, особенно если принять во внимание нестационарность процесса. Важную роль играет форма спектра скоростей осаждения частиц, учтенная нами лишь приближенно. Проведенные численные эксперименты показали, что неопределенность итоговых оценок в основном связана с ошибками задания параметров выброса и параметров исходного распределения частиц по размерам в эруптивном облаке, расчетами скоростей осаждения, необходимостью пересчета пространственного распределения модельных частиц в Эйлеровы концентрации, систематическими ошибками в расчетах мелкомасштабной структуры метеополей, а также большой изменчивостью

величин отложенной массы пеплов поперек оси пеплопада. Последняя особенность представляется особенно важной, поскольку даже небольшие, порядка  $5^\circ$ – $10^\circ$ , расхождения между реальной и рассчитанной осями пеплопадов могут привести к значительным расхождениям между расчетами и результатами изучения площадных проб, особенно в случае узких шлейфов, как это имеет место в рассматриваемом нами случае. Тем самым проблема корректного моделирования тонкой структуры метеорологических полей в окрестности вулкана приобретает особую значимость.

Между оценками изверженной массы в рамках предложенного подхода и по методу изопохит также наблюдается хорошее согласие, несмотря на сильно упрощенную характеристику источника и ограниченный набор данных. Вероятно, это связано с удачным расположением точек отбора проб – примерно вдоль и поперек осевой линии в средней зоне пеплопада. Дополнительное включение еще 3–5 пунктов отбора проб в ближней (<20 км) и дальней (>100–150 км) зонах позволило бы существенно повысить надежность и значительно уменьшить неопределенность итоговой оценки суммарной массы выброса пепла.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных численных экспериментов для эруптивного события на вулкане Кизимен 13 января 2011 г. подтверждают возможность использования мезомасштабных численных гидродинамических моделей атмосферы для уточнения особенностей ветрового переноса и условий гравитационного осаждения пепла эксплозивных извержений в районах со сложной орографией, где поля ветра и турбулентности в значительной степени контролируются локальными и мезомасштабными орографическими неоднородностями. Расчеты показывают, что пространственное распределение отложений пепла сильно зависит как от скорости гравитационного осаждения частиц, так и пространственной неоднородности поля ветра – факторов, плохо учитываемых в рамках простых полуаналитических моделей переноса, основанных на решении сильно упрощенных уравнений адвекции/диффузии. Проведенные численные эксперименты показали, что оценки суммарной массы пепловых частиц, получаемые в рамках разработанного подхода, характеризуются относительной устойчивостью и достаточно хорошо согласуются с результатами, получаемыми на основе других широко используемых методик, основанных на теории конвективных турбулентных струй и построении изолиний отложенной массы пепла. Основное преимущество данного подхода заключается в принципиальной возможности его ис-

пользования при небольшом количестве пепловых проб и незначительном объеме информации о характере извержения. В подобных ситуациях использование моделей атмосферного переноса позволяет оценить спектр скоростей осаждения пепловых частиц и выполнить приближенную реконструкцию зоны пеплопада, в том числе для территорий не охваченных полевыми наблюдениями.

Представляется, что при исследованиях конкретных эпизодов извержений наиболее надежные на данный момент оценки величины выброса можно получить, используя по возможности все перечисленные выше методы: энергетические, метод изопохит, а также прямое численное моделирование атмосферного переноса/осаждения. В рамках такого комплексного подхода появляется возможность максимально учитывать всю имеющуюся информацию об извержении, а также более надежно контролировать ошибки, связанные с использованием конкретного метода. Определение параметров эруптивного облака, в том числе распределение массы выброшенного пепла по высоте, имеет важное практическое значение при составлении прогноза распространения атмосферных пепловых шлейфов для обеспечения авиационной безопасности.

Возможности предложенной в данной работе методики для уточнения параметров эксплозивных извержений, оценок геологического и атмосферного эффектов пепловых выбросов будут исследованы более подробно, в том числе на примере других эксплозивных извержений.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ИФА им. А.М. Обухова РАН. Г. Чхетиани и ИВиС ДВО РАН О.А. Гириной за плодотворное обсуждение работы, а также сотрудникам ИВиС Я.Д. Муравьеву и А.А. Овсянникову за помощь в отборе образцов пепла и В.И. Кирьянову за выполнение количественно-минералогического анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (гранты № 09-III-B-09-520, 10-III-B-09-234, 11-III-B-09-226).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гарбузова В.Т., Соболевская О.В.* Сейсмичность в районе вулкана Кизимен 1996–2007 гг. // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. С. 64–67.
- Гирина О.А.* Пирокластические отложения извержения вулкана Безымянный в октябре 1984 г. // Вулканология и сейсмология. 1990. № 3. С. 82–91.
- Гирина О.А.* Конвективная гравитационная дифференциация пирокластики андезитовых вулканов // Литосфера. 2010. № 3. С. 135–144.

- Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В. и др.* Активность вулканов Камчатки в 2011 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Мат-лы регион. науч. конференции, посвященной Дню вулканолога (к 50-летию ИВиС ДВО РАН). Петропавловск-Камчатский, 29–30 марта 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012а. С. 28–33.
- Гирина О.А., Нурдаев А.А., Маневич А.Г., Ушаков С.В.* Извержение вулкана Кизимен в 2010–2012 гг. по данным группы KVERT // Вулканизм и связанные с ним процессы. Мат-лы регион. науч. конференции, посвященной Дню вулканолога (к 50-летию ИВиС ДВО РАН). Петропавловск-Камчатский, 29–30 марта 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012б. С. 10.
- Гущенко И.И.* Пеплы Северной Камчатки. М.: Наука, 1965. 144 с.
- Дубик Ю.М., Меняйлов И.А.* Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного // Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 38–77.
- Земцов А.Н.* Исследование твердой дисперсной фазы эруптивного вулканического облака / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1986. С. 22.
- Кириянов В.Ю., Рожков Г.Ф.* Гранулометрический состав тefры крупнейших извержений вулканов Камчатки в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1989. Т. 3. С. 16–29.
- Кожевников В.Н.* Возмущение атмосферы при обтекании гор. М.: Научный мир, 1999. 160 с.
- Кожевников В.Н., Моисеенко К.Б.* Моделирование обтекания гор потоком с переменными по высоте характеристиками // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 2. С. 66–178.
- Малик Н.А., Овсянников А.А.* Извержение вулкана Кизимен в октябре 2010–марте 2011 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 7–10.
- Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Вольнец О.Н.* Вулкан Кизимен (Камчатка) – будущий Сент-Хеленс? // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С. 3–32.
- Мельников Д.В., Двигало В.Н., Мелекесцев И.В.* Извержение 2010–2011 гг. камчатского вулкана Кизимен: динамика эруптивной активности и геолого-геоморфологический эффект (на основе данных дистанционного зондирования) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 87–101.
- Монин А.С., Яглом А.М.* Статическая гидромеханика. Ч. 1. М.: Наука, 1965. 640 с.
- Овсянников А.А., Малик Н.А.* Тefра извержения вулкана Кизимен в декабре 2010–феврале 2011 г. // Мат-лы конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”, 30 марта–1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 57–61.
- Пийп Б.И.* Вулкан Кизимен // Бюл. вулканол. станций на Камчатке. 1946. № 13. С. 22–32.
- Сенюков С.Л., Дроздина С.Я., Кожевникова Т.Ю.* Опыт выделения пепловых выбросов и оценка их высоты по сейсмическим данным для вулканов Шивелуч, Карымский, Кизимен и Безымянный с 01.01.2003 по 01.05.2011 // Труды Третьей научно-технич. конференции “Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России”. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 139–143.
- Федотов С.А.* Оценка выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 3–28.
- Фирстов П.П.* Особенности акустических и сейсмических волн, сопровождавших извержение вулкана Безымянный в 1983–1985 гг. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 81–97.
- Фирстов П.П., Тристанов А.Б.* Особенности процесса генерации волновых возмущений в атмосфере во время извержений пирокластических потоков и мощной эксплозивной деятельности андезитовых вулканов // Мат-лы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 50–59.
- Шанцер А.Е., Гентнер А.Р., Егорова И.А. и др.* Вулканогенные толщи Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 73–82.
- Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С., Зубин М.И.* Вулкан Кизимен // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 16–29.
- Широков В.А.* Оценка массы и объема тefры при вулканических извержениях // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 24–34.
- Bonadonna C., Ernst G.G.J., Sparks R.S.J.* Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1998. V. 81. P. 173–187.
- Bonadonna C., Macedonio G., Sparks R.S.J.* Numerical modelling of tephra fallout associated with dome collapses and Vulcanian explosions: application to hazard assessment on Montserrat. The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Eds. Druitt T.H. and Kokelaar B.P., London: Geological Society, 2002. P. 517–537.
- Bonadonna C., Houghton B.F.* Total grainsize distribution and volume of tephra-fall deposits // Bull. Volcanol. 2005. V. 67. P. 441–456.
- Bonasia R., Macedonio G., Costa A. et al.* Numerical inversion and analysis of tephra fallout deposits from the 472 AD sub-Plinian eruption at Vesuvius (Italy) through a new best-fit procedure // J. Volcanol. Geotherm Res. 2009. V. 189. P. 238–246.
- Brown R.J., Bonadonna C., Durant A.J.* A review of volcanic ash aggregation // Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C. 2012. V. 45–46. P. 65–78.
- Byrne M.A., Laing A., Connor C.B.* Predicting tephra dispersion with a mesoscale atmospheric model and a particle fall model: Application of Cerro Negro volcano // J. Appl. Met. Climatol. 2007. V. 46. P. 121–135.
- Bursik M.* Tephra dispersal. Geological Society, London, Special Publications. 1998. V. 145. P. 115–144.
- Connor L.J., Connor C.B.* Inversion is the key to dispersion: understanding eruption dynamics by inverting tephra fallout. Eds. Mader H.M., Cole S.G., Connor, C.B. Connor L.J., Statistics in Volcanology. Special Publications of IAVCEI. Geological Society, London, 2006. P. 231–242.
- Costa A., Dell’Erba F., Di Vito M.A. et al.* Tephra fallout hazard assessment at the Campi Flegrei caldera (Italy) // Bull. Volcanol. 2009. V. 71. P. 259–273.

- Churikova T., Worner G., Eichelberger J., Ivanov B.V. Minor- and Trace Element Zoning in Plagioclase from Kizimen Volcano, Kamchatka // *Volcanism and Subduction the Kamchatka Region*. Eds. Eichelberger et al. Washington, 2007. P. 303–324.
- Evans, J.R., Huntoon J.E., Rose W.I. et al. Particle sizes of andesitic ash fallout from vertical eruptions and co-pyroclastic flow clouds, Volcán de Colima, Mexico // *Geology*. 2009. V. 37(10). P. 935–938.
- Fierstein J., Nathenson M. Another look at the calculation of fallout tephra volumes // *Bull. Volcanol.* 1992. V. 54. P. 156–167.
- Froggatt P.C. Review of methods estimating rhyolitic tephra volumes; applications to the Taupo Volcanic Zone, New Zealand // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1982. V. 14. P. 301–318.
- Kaminski E., Jaupart C. The size distribution of pyroclasts and the fragmentation sequence in explosive volcanic eruptions // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103(B12). P. 29759–29779.
- Legros F. Minimum volume of tephra fallout deposit estimated from a single isopach // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2000. V. 96. P. 25–32.
- Macedonio G., Costa A., Longo A. A computer model for volcanic ash fallout and assessment of subsequent hazard // *Computers and Geosciences*. 2005. V. 31(7). P. 837–845.
- Makhmudov E.R., Firstov P.P., Kozhevnikova Yu.T. Seismic effects accompanying the eruptions of Bezymianny volcano (Kamchatka) // *Natural disasters: research, monitoring, forecast: V Sakhalin. young scientific school, Yuzhno-Sakhalinsk, June 8–11, 2010: Proceedings.* — Yuzhno-Sakhalinsk: IMG FEB RAS, 2011. P. 178–185.
- Malik N.A., Moiseenko K.B. Sensitivity study of eruption source parameters in numerical models for volcanic ash transport and deposition. Proceedings of the 7th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes (JKASP-2011): Mitigating Risk through International Volcano, Earthquake and Tsunami. Science Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS (IVS), Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, August 25<sup>th</sup>–30<sup>th</sup>, 2011. P. 100–101.
- Moiseenko K.B., Malik N.A. Numerical simulations of atmospheric tephra dispersal and fallout at mesoscale – Implications for assessment of total erupted mass from the December 2006 and 2009 explosive events at Bezymianny Volcano, Kamchatka. IAVCEI 2013 Scientific Assembly, Forecasting Volcanic Activity, 20–24 July, Kagoshima, Japan. Abstract. 2013. P. 928.
- Pfeiffer T., Costa A., Macedonio G. A model for the numerical simulation of tephra fall deposits // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2005. V. 140. P. 273–294.
- Pielke R.A., Lyons W.A., McNider R.T. et al. Regional and mesoscale meteorological modeling as applied to air-quality studies. Air Pollution Modeling and Its Applications VIII. Eds. van Dop H. and Steyn D.G., Plenum, 1991. P. 259–290.
- Pielke R.A., Cotton W.R., Tremback C.J. et al. A comprehensive meteorological modelling system – RAMS // *Meteorol. Atmos. Phys.* 1992. V. 49. P. 69–91.
- Pouget S., Bursik M., Webley P. et al. Estimation of eruption source parameters from umbrella cloud or downwind plume growth rate // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2013. V. 258. P. 100–112.
- Pyle D.M. The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits // *Bull. Volcanol.* 1989. V. 51. P. 1–15.
- Robock A. Volcanic eruptions and climate // *Rev. Geophys.* 2000. V. 38. P. 191–219.
- Rose W.I. Comment on “Another look at the calculation of fallout tephra volumes” by Judy Fierstein and Manuel Nathenson // *Bull. Volcanol.* 1993. V. 55. P. 372–374.
- Rose W.I., Gu Y., Watson I.M. et al. The February–March 2000 eruption of Hekla, Iceland from a satellite perspective. Eds. Robock A., Oppenheimer C., AGU Geophysical Monograph 139: Volcanism and the Earth’s Atmosphere, ISBN: 0-87590-998-1. 2003. P. 107–132.
- Rose W.I., Durant A.J. Fine ash content of explosive eruptions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2009. V. 186. P. 32–39.
- Rose W.I., Durant A.J. Fate of volcanic ash: Aggregation and fallout // *Geology*. 2011. V. 39. № 9. P. 895–896.
- Rybin A.V., Chibisova M.V., Webley P. et al. Satellite and ground observations of the June 2009 eruption of Sarychev Peak Volcano, Matua Island, central Kuriles // *Bull. Volcanol.* 2011. V. 73(9). P. 1377–1392.
- Scollo S., Folch A., Costa A. A parametric and comparative study of different tephra fallout models // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2008. V. 176. P. 199–211.
- Scollo S., Prestifilippo M., Coltelli M. et al. A statistical approach to evaluate the tephra deposit and ash concentration from PUFF model forecasts // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2011. V. 200. P. 129–142.
- Self S. The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions // *Philos. Trans. R. Soc.* 2006. Ser. A. V. 364. P. 2073–2097.
- Sorem R.K. Volcanic ash dusters: tephra rafts and scavengers // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1982. V. 13. P. 36–41.
- Sparks R.S.J., Bursik M.I., Carey S.N. et al. Volcanic Plumes. Chichester. John Wiley & Sons, 1997. 574 p.
- Suzuki T. A theoretical model for dispersion of tephra. Eds. Shimozuru D., Yokoyama I. Volcanism: Physics and Tectonics. Tokyo: TERRAPUB, 1983. P. 95–113.
- Thorarinsson S. The eruption of Hekla, 1947–48II, 3, The tephra-fall from Hekla, March 29th, 1947 // *Visindafélag Íslendinga*. 1954. P. 1–3.
- Tremback C.J., Lyons W.A., Thorson W.P., Walko R.L. An emergency response and local weather forecasting software system. Preprints, Eighth Joint Conf. on the Applications of Air Pollution Meteorology, Nashville, TN, Amer. Meteor. Soc. 1994. P. 219–223.
- Turner R., Hurst T. Factors influencing volcanic ash dispersal from the 1995 and 1996 eruptions of Mount Ruapehu, New Zealand // *J. Appl. Met.* 2001. V. 40. P. 56–69.
- Walko R.L., Tremback C.J. HYPACT: the Hybrid Particle and Concentration Transport model. User’s Guide. Mission Research Corporation, Ft Collins, CO. 1995. 13 p.
- Webley P.W., Dehn J., Lovick J. et al. Near Real Time Volcanic Ash Cloud Detection: Experiences from the Alaska Volcano Observatory. // *J. Volcanol. Geotherm. Res. Special Issue on Volcanic Ash Clouds*, 2009a. V. 186. P. 80–91.

*Webley P.W., Stunder B.J.B., Dean K.G.* Preliminary sensitivity study of eruption source parameter for operational volcanic ash cloud transport and dispersion models – A case study of the August 1992 eruption of the Crater Peak Vent, Mount Spurr, Alaska // *J. Volcanol. Geotherm. Res. Special Issue on Volcanic Ash Clouds*, 20096. V. 186. P. 109–120.

*Wen S., Rose W.I.* Retrieval of sizes and total masses of particles in volcanic clouds using AVHRR bands 4 and 5 // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99(D3). P. 5421–5431.

*Wilson L., Huang T.* The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 44. P. 311–324.

## Estimation of Total Discharges of Volcanic Ash Using Atmospheric-Transport Models

**K. B. Moiseenko<sup>a</sup> and N. A. Malik<sup>b</sup>**

<sup>a</sup> *Obukhov Institute of Physics of the Atmosphere, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per., 3, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: konst.dvina@mail.ru*

<sup>b</sup> *Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, bul'var Piipa 9, 683006 Russia*

Received September 25, 2012

**Abstract**—We propose a method for calculating the total mass and grain-size composition of the ash that enters the atmosphere during explosive eruptions based on direct numerical modeling of transport and precipitation of ash particles and measurements of deposited mass in the ashfall area. The solution reduces to an overdetermined problem in a single parameter, viz., discharge rate as estimated by least squares from the minimal prior information on wind field structure and discharge heights. The example we consider in this study is the explosive event of January 13, 2011 on Kizimen Volcano accompanied by emission of pyroclastic products to heights of 6–9 km a.s.l. with subsequent propagation of the downwind plume to distances on the order of a few hundred kilometers. The ultimate estimate for the emitted volume (0.68–1.67 million tons) is in overall agreement with calculations made using the isopach method along with the Fedotov nomogram based on data on the eruptive cloud height and wind velocity. It is shown that meso-scale (2–200 km) atmospheric disturbances above mountains exert the controlling influence on the conditions of transfer/deposition of ash particles; this influence should be taken into account in order to derive correct estimates for emission mass and the role of wind-caused gravity differentiation of ash material during the formation of volcanogenic deposits.