

О ВОДЕ И АЭРОЗОЛЯХ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ВЫСОКИХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ

Данные по мощным вулканическим извержениям за последние сто лет, основанные на критическом анализе, позволяют утверждать, что вулканический водяной пар и аэрозоли существенно меняют структуру и оптические свойства верхних слоев атмосферы. Наблюдается сепарация аэрозолей и газов, способствующая образованию облачных систем, а также обогащению в верхних слоях атмосферы ряда элементов глубинного происхождения.

Ключевые слова:

внутрикоровые разломы, вулканический пар, коэффициент обогащения, магма, нуклеация, сульфатные аэрозоли, фотофорез, эруптивные вулканические извержения,

Начальный процесс извержения. По современным представлениям, причиной вулканических извержений является высокое давление растворённых в магме газов [22]. Удерживаемое верхними слоями земной коры это давление вызывает резкое расширение газов в зонах пониженного давления в земной коре: местах раздела отдельных плит, плавающих на магме, трещинах в земной коре, местах пониженной толщины твердого поверхностного слоя коры [23]. Вырывающиеся наружу газы, ускоряясь, увлекают магму, приводят к большим напряжениям в твёрдом материале земной коры, окружающем трещину и его возможному разрушению. Движение газа носит взрывной характер и создаёт извержение. Газ увлекает за собой в атмосферу магму и твердый материал земной коры, выбрасывая всё это в виде пепла, пыли и камней [26]. Предполагая, что скорость выбрасываемых твёрдых частиц порядка $3 \cdot 10^2$ м/с и пренебрегая сопротивлением воздуха их движению, получим максимальную высоту подъёма для них $Z < 17$ км. После извержения магма под действием внутреннего давления вытекает наружу через образовавшееся отверстие в земной коре и замедляет своё движение при увеличении вязкости. Если в магме, подходящей к месту извержения, успеет скопиться газ, то извержение может повториться. Если же этого не произойдёт, то вулкан

будет бездействовать до тех пор, пока снова не появится возможность выхода наружу для газов, скопившихся в магме [27]. В процессах образования вулканических извержений и их реализации большую роль играют внутрикоровые полости и разломы [3] и циркулирующая в них вода [30; 38].

Газ из кратера вулкана вырывается в атмосферу в виде цилиндрической колонны, расширяющейся с уменьшением скорости подъёма V и высотой, определяемой, в первую очередь, длительностью напора извергающегося газа. Приближённый расчёт силы сопротивления подъёму колонны и её радиуса может быть сделан согласно уравнению Стокса $F(Stk) = 6\pi\eta r(t,z)v(t,z)$. Заметим, что вырывающийся из жерла вулкана газ на 90–95 % является водой находящейся в сверхкритическом состоянии [25]. Сила напора воды определяется внутренним давлением, создаваемым магмой $F_{мг} = \rho g(t,z)^2 r$, которое варьирует в громадных пределах от нескольких атмосфер до нескольких тысяч. При сохранении величин внутреннего давления и потока водяной массы (массы перегретого водяного пара в единицу времени) выбрасываемая из жерла колонна перегретого водяного пара не будет размываться, пока скорость восходящего потока будет значительно превосходить скорости движения окружающего воздуха. Высота газовой колонны может значительно превосходить 17 км.

Существенная трансформация колонны будет происходить за счёт её радиационного охлаждения и фазовых переходов при достижении температуры ниже критической. В силу всего вышесказанного, численные расчёты процесса извержения имеют смысл для конкретных и в значительной степени контролируемых условий.

При достижении относительного равновесия с окружающим воздухом поток вулканического пара будет ещё обладать плавучестью за счёт отличия молекулярного веса ($\mu(\text{N}_2 + \text{O}_2) / \mu(\text{H}_2\text{O}) = 29/18$). Количество более тяжёлых газов: сернистого газа, карбонилсульфида, галогенидов значительно меньше. Их сепарация будет наблюдаться на вершине колонны, где скорость конвекции станет равной 0.

Разнообразие условий накопления газа в магме создаёт разнообразие его выброса в атмосферу. Для изменения состава и свойств высоких слоёв атмосферы имеет значение мощный вертикальный эруптивный выброс газа балльности 4 и более [13].

Примечательно, что наблюдения показывают подъём газо-пеплового облака на огромную высоту (Кракатау – до 60 км, Эль-Чичон – до 37 км), и их оседание происходит только через очень продолжительное время [34]. Например, облако вулкана Кракатау осело через три года, а облако Эль-Чичона наблюдалось в Италии и Японии через полгода и было причиной понижения температуры в северном полушарии на $-0,5^\circ$ в течение трех лет. Для климатически значимых извержений эруптивного типа можно полагать в среднем, что самые мелкие вулканические частицы вместе с газами вулканического происхождения поднимаются в атмосферу на высоту более 20 км и могут существовать в стратосфере на протяжении нескольких лет. Нами неоднократно наблюдалась генерация аэрозольных частиц над поверхностным слоем в окрестности вулкана перед усилением вулканической активности, а также при относительно слабом землетрясении. Очевидно, внутренние тектонические процессы создают пылевые частицы, отличающиеся от собственно вулканических частиц микроструктурой и химическим составом [5; 8]. Актинометрические наблюдения свидетельствуют об их значительном подъёме в атмосферу вплоть до стратосферы. Это может объясняться только возникновением над земной поверхностью масштабных волновых процессов.

Собственно пылевые частицы с $r > 0,1$ мкм опускаются до тропосферы за несколько месяцев в зависимости от раз-

меров частиц и высоты их выброса. Часто наблюдается более длительная замутнёность стратосферы, обусловленная в первую очередь длительными процессами образования аэрозольных частиц очень малых размеров из газовой фазы вулканического материала (водяной пар, сернистый газ, хлориды, окислы азота и т.п.). Сернистый газ, выбрасываемый в стратосферу в количестве $\sim 10^7$ т/год [20], вступает в химические и фотохимические реакции с различными газовыми и аэрозольными компонентами атмосферы, в результате чего образуются в стратосфере новые аэрозольные частицы: сульфатные – на стадии газо-пеплового выброса; и сернокислотные – через год и более после извержения (по результатам анализов импакторных аэростатных проб, сделанных нами) [10].

То, что вулканические извержения являются мощными источниками сульфатного аэрозоля является общепринятым положением [34]. Например, в результате происшедшего 14–16 июня 1991 г. самого мощного и эффективного по своему воздействию на радиационные характеристики земной атмосферы за последнюю половину 20-го века взрывного извержения вулкана Пинатубо на Филиппинах ($15,1^\circ$ с.ш.; $120,4^\circ$ в.д.) в стратосферу (на высоту более 30 км) было выброшено 14–26 мегатонн газообразного SO_2 [20]. При постоянной времени трансформации его в аэрозоли около 35 суток произошло достаточно быстрое образование сернокислотных аэрозолей $\text{H}_2\text{SO}_4 / \text{H}_2\text{O}$, масса которых достигла примерно 30 Мт. Основная часть вулканического облака перемещалась на запад и через 3 недели после извержения полностью опоясала земной шар. В течение примерно двух недель существенная часть облака пересекла экватор и достигла широты $\sim 10^\circ$ ю.ш. В период первых 2-х месяцев основная масса аэрозольного облака была сосредоточена в полосе широт 20° ю.ш. – 30° с.ш. и сформировала тропический резервуар аэрозольного вещества, оказавшийся под сильным воздействием квазидвухлетних колебаний (КДК). Этот резервуар был устойчивым или нестабильным в зависимости от фазы (восточной или западной) КДК (извержение произошло во время восточной фазы и поэтому тропический максимум слоя эруптивных аэрозолей был устойчивым; только через 3–4 месяца аэрозоли стали распространяться в средние широты южного полушария). На высотах менее 20 км происходило сравнительно быстрое перемещение аэрозолей в средние и высокие широты северного по-

лушария. Через разрывы в тропопаузе и посредством гравитационного осаждения осуществлялось поступление аэрозолей из стратосферы в тропосферу. Глобальная масса сульфатных вулканических аэрозолей достигла максимума в октябре 1991 г., а затем уменьшилась в е-раз примерно за 1 год [35].

Очевидно, что количество водяного пара вулканического происхождения в стратосфере, учитывая его плавучесть и малое количество ядер конденсации в высоких слоях атмосферы, существенно (примерно в 20 раз) превосходит количество сернистого газа, т.е. порядка $(2-5) \cdot 10^8$ т.

Такое количество водяного пара в стратосфере может обеспечить отношение смеси до величины порядка 10^{-4} г/г. Известный спор экспериментаторов в 60–70-х гг. о влажной и сухой стратосфере объясняется проведением измерений водяного пара в разные периоды вулканической активности Земли [1; 29; 31].

Пространственно-временное распределение вулканических извержений. Статистический анализ мощных эруптивных вулканических извержений был выполнен для выявления пространственно-временных закономерностей и связей между извержениями для периода с 1835 г. Определённой цикличности в извержениях вулканов установить не удалось, возможно, из-за малой статистики извержений (примерно 100 случаев). Можно осторожно сказать, что возможна неустойчивая цикличность с периодом около 40 лет, что близко к 44 годам, обнаруженным для цикличности в активности земной коры [17; 28].

Вулканические извержения состоят из нескольких близких по времени (несколько месяцев) извержений, разделённых промежутком в несколько лет от последующих, в течение которых идёт спад вулканической активности, и носят цепочечный характер. Временные интервалы между извержениями в одной цепочке имеют соотношения 1:2:4:8, что характерно для каскадных процессов. Причём почти в каждой цепочке наблюдаемых последовательных извержений одно, иногда два, извержения имеют интенсивность 5 и более баллов. Из одиноких извержений лишь одно извержение (Косигуана, 1835 г.) было пятибалльным. В 4-х цепочках с числом извержений $n > 6$ начало цепочке давало извержение с балльностью более 4. (Извержение вулкана Кракатау в 1883 г. с последующим извержением в 1886 г. в середине цепочки вулкана Окатайна; извержения вулканов Агунг в 1963 г. и Шивелуч в 1964 г.; извержение

вулкана Сент-Хеленс в 1980 г. с последующим в середине цепочки двойным извержением вулкана Эль-Чичон в 1982; вулкана Амдрум в 1951г. с окончанием цепочки извержением вулкана Безымянный в 1956 г.). В двух случаях (для извержений с $n = 2$ – извержение вулкана Ксудачи, 1907 г. и с $n = 3$ – извержения вулканов Чикурашки в 1853 г. и Шивелуч в 1854 г.) цепочки заканчивались наиболее сильными извержениями. В 8 случаях наиболее сильное извержение с балльностью 5 и более происходило в середине цепочки. (Аскла, 1875 г.; Санта-Мария, 1902 г.; Новорупта, 1912 г.; Азул, 1932 г., Харимкотан, 1933 г.; Толбачик, 1975 г.; Пинатубо, 1991г., Худсон, 1991г.). В 6 цепочках (для $n = 2 - 3$ случая, для $n = 3 - 1$ случай, для $n = 4 - 1$ случай, для $n = 5 - 1$ случай) не отмечалось извержений балльностью выше 4. (Возможно, в отдельных случаях балльность извержений в середине цепочки была занижена).

Наиболее сильными извержениями современности были извержения вулканов Эль-Чичон (03.1982) и Пинатубо (06.1991) с разницей во времени 9 лет. Лидарные измерения коэффициентов обратного рассеяния ($m^{-1} \text{стер}^{-1}$) на длине волны 694 нм, проведённые в Западной Европе в периоды этих извержений, показали резкое увеличение аэрозольной компоненты длительностью по три года. Детальный анализ вариаций суточных значений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния во время этих извержений показывает, что при этом наблюдалась высокая вспышечная и геомагнитная активность (геомагнитный индекс $Dst > 100$), а главное первому извержению предшествовало сильное извержение вулкана Сент-Хеленс (05.1980), а второе сопровождалось мощным извержением вулкана Худсон (08.1991).

Таким образом, из изложенного выше следует, что эруптивные вулканические извержения

состоят из цепочек, которые носят каскадный характер. Возможно, это способствует длительному характеру действия извержений на глобальный климат Земли. Мощные вулканические извержения эруптивного типа вносят существенный вклад в изменчивость оптических характеристик атмосферы [13; 17]. Выброшенный в стратосферу вулканический материал по актинометрическим наблюдениям существует в ней более года. При извержении наблюдается гравитационная сепарация вулканических продуктов.

Пространственной структура стратосферных аэрозолей исследована оптиче-

кими методами достаточно основательно. Основными результатами этих исследований последних лет можно считать установление закономерностей широтного хода вертикальной структуры (высоты слоев повышенной концентрации аэрозолей, их зависимость от подстилающей поверхности и сезона, зависимость функции распределения частиц). Обнаружена зависимость концентрации стратосферных частиц от излучения высокоэнергетических космических солнечного и галактического происхождения. Лидарные измерения коэффициента обратного аэрозольного рассеяния позволил утверждать, что на высотах больше 20 км могут образовываться аэрозольные слои из – за эффектов гравитифореза. Так как последние годы практически не проводятся прямые измерения стратосферных аэрозолей, трудно говорить о микроструктуре частиц, участвующих в образовании этих слоёв, что, несомненно, ограничивает наши знания по микроструктуре стратосферных аэрозолей и её изменчивости.

Исследования химического состава вулканических аэрозолей. Комплексные измерения аэрозолей приземного слоя атмосферы вблизи действующих вулканов в аэрозольной лаборатории НИИФ СПбГУ проводились неоднократно: в период 1974–1981 гг. на Камчатке (Толбачик, Ключевской, Горелый, Карымский, Мутновский), а затем в 1994–95 гг. в Мексике вблизи вулканов Попокатепетль и Колима [6; 9; 12]. Распределение частиц по размерам с $r \geq 0,2$ мкм определялось с помощью фотоэлектрического счетчика АЗ-5М, а для $r \leq 0,5$ мкм с помощью электронно-микроскопического анализа и рентгено-флюоресцентного анализа импакторных и фильтровых аэрозольных проб [11]. Были выполнены достаточно многочисленные измерения химического и элементного состава аэрозолей вулканического происхождения, которые свидетельствуют о сходных процессах их образования и дальнейшей эволюции: эмиссия продуктов истирания стенок кратера и частиц измельченной лавы, а также паров водяного пара, сернистого газа, соляной кислоты, легко испаряющихся металлов, вступающих в дальнейшем в различные химические реакции и последующей конденсации продуктов реакции. Химический анализ дыма и пылевой материи для различных вулканов показывает преимущественное содержание соединений кремния – 60–80%, сульфатов – 30–10%, кальция – 3–10%, соединений алюминия – 0–20%,

железа – 1–10%. Однако более детальное рассмотрение результатов химического и элементного анализа, в т.ч. выполненное другими авторами, свидетельствует и о существенных различиях в составе выброшенного материала для разных вулканов [33]. При анализе изменчивости элементного состава аэрозолей вулканического происхождения удобно использовать нормировку содержания элементов в нем по эталонному материалу – элементному составу магмы, изверженной лавы, пеплу различных пород [21].

Нормировка содержания элементов реально должна проводиться по элементному составу земной коры с использованием в качестве референтного элемента, в частности кремния. В этом случае ошибка для большинства элементов не должна превышать 20–30%. Результаты использования единой методики для выявления пространственно-временной изменчивости элементного состава вулканических аэрозолей (значения факторов обогащения) при извержениях вулкана Попокатепетль представлены в табл. 1.

Отчетливо видно изменение отношения концентраций элементов в зависимости от высоты. Для *Na, K, Mn, Ba, S, V, Sc, Hf, Yb, As, Eu, W, Se, Au* наблюдается увеличение фактора обогащения с ростом высоты, а для *Cl, Pb, Br, Cd* – уменьшение.

Это свидетельствует, вероятно, о более быстром аэрозолеобразовании и конденсационном росте частиц, содержащих *Cl, Pb, Br* и *Cd*, чем соединений, содержащих другие элементы. Еще более интересна временная изменчивость факторов обогащения для ряда других элементов. Относительно постоянны значения *FE* для *Al, K, Ba, Cl, Th, Sm*.

Для элементов *Fe, Ca, Mg, V, Cr, La, Co, Sc* наблюдалось заметное превышение фактора обогащения только в первый день, а для элементов *Ti, Mn, W, Cd, Zn, Cu, Pb, Au* отмечается регулярное уменьшение фактора обогащения, причем у *Zn, Cu, Cd, Pb* это уменьшение более чем на порядок величины.

Изменения содержания *Al* по сравнению с их содержанием в земной коре в продуктах ряда извержений значительно сильнее, особенно в лавах дунитовой породы, а *Ca* и *Mg* в сиенитах, в которых наблюдаются также заметные потери *Fe, Na, K, Ti, Mn, Ni* и *P*. Еще более значительны вариации содержания элементов в пеплах. Например, элементный анализ пепла при извержениях вулкана Попокатепетль (21.12.94 г. – 28.01.95 г.) показал, что пепел

сильно обогащен по сравнению с земной корой такими легко возгоняемыми элементами, как *S, Bz, Pb, Hg, Zn, Cu*, фактор обогащения $FE(x) = [x]_a / [x]$ которых превосходит 10 и изменяется в зависимости от времени выброса пепла.

Сходно поведение также элементов *As, Sb, Se, Br*, у которых наиболее высокое значение фактора обогащения в первый день измерений, резкое уменьшение (на порядок) во второй день, а затем регулярное уменьшение, причем у *Br* на третий день FE уменьшается еще в 15 раз. Самая высокая интенсивность эмиссии вулканического вещества у вулкана Августин в атмосферу наблюдалась 2 февраля 1976 г. При этом факторы обогащения увеличились у элементов *Na, Pb, Hg, Ca*, а их заметное уменьшение наблюдалось у *S, Mg, Cs, Rb, Cr, Co*, имеющих $FE < 1$ и *Cu, Ba, Sr, V*, имеющих $FE > 1$. Особый случай представляет элемент *S*, у которого $FE < 1$ со 2 по 4 февраля и возрастает к 21 февраля до 49.

Для данных, полученных при извержении Попокатепетля, значительная часть террогенных элементов (*Fe, Al, Ca, K, Ti, Cr, Mn, Ga, Zr*) получены очень низкие значения FE . Для большинства элементов отмечается увеличение фактора обогащения вплоть до 14 января 1995 г. с последующим уменьшением FE , соответствующим сильному ослаблению интенсивности извержения.

Для серы фактор обогащения с начала измерений был уже достаточно высоким $FE = 200$, а к 28 января он достиг значений 440–600. Также наблюдалась сильная зависимость факторов обогащения для отдельных элементов от метеорологических условий: для *S* увеличение FE отмечалось в ночные и утренние часы, а для *Cu, Br, Se* – в дневные.

Большие массивы данных ΔN ($r \geq 0,2$) были получены при различных метеорологических условиях и интенсивностях эмиссии вулканического вещества, в частности в Мексике вблизи вулканов Колима и Парикутин [14–16]. Во время извержения вулкана Попокатепетль (21 декабря 1994 – 28 января 1995г.) выполнялись измерения аэрозолей с помощью фотоэлектрического счетчика АЗ-5М с борта самолета и исследовались пепловые выпадения [30; 32].

Ещё раз отметим, что более длительные и сильное загрязнение атмосферы наблюдается в результате выброса газовых серосодержащих соединений (сернистого газа, карбонилсульфида), которые трансформируются в серную кислоту и сульфаты [18]. В частности, длительное воздействие извержения вулкана Пинатубо обусловлено в пер-

вую очередь процессом образования сернокислотных аэрозолей в нижней стратосфере [30]. Наблюдается статистически значимая связь между вулканической активностью и климатическими характеристиками [4].

Таким образом, для мощных вулканических извержений характерно изменение химического состава аэрозольных частиц с ростом высоты: сильное обогащение ряда умеренно летучих элементов (мышьяк, селен, свинец, кадмий, цинк) в мелких частицах, а также элементов, характерных для магмы (кремний, кальций, скандий, титан, железо, цинк, торий), содержащихся в более крупных частицах. Это можно интерпретировать только как то, что источником вещества верхней границы шлейфа являются не частицы разрушенной вершины вулкана, а горячие выбросы магмы.

Отмечаются также изменения химического и элементного состава вулканического вещества в разные периоды извержения [14; 15; 24]. Проведенный анализ состава пород при отдельных извержениях свидетельствует о значительных вариациях их элементного состава. Наибольшим постоянством отличается содержание двуокси кремния. Характерны следующие данные по содержанию двуокси кремния в лавах вулканов разного типа: базальтово-толеитовые (вулкан Килауэа) 47–52%, андезитные (вулкан Фуэго) 48–54%, фонолитово-тефритовые 50–55%, дацитовые (вулкан Сент-Хеленс) 65–70%, риолитовые (вулкан Аскья) 68%.

Анализ химического состава дыма и пылевой материи вулканов показывает преимущественное содержание в них соединений кремния: $60 \div 80\%$, сульфатов: $10 \div 30\%$, кальцитов: $3 \div 10\%$, соединений алюминия: $0 \div 20\%$, железа: $1 \div 10\%$ [26].

При длительном действии вулканические извержения являются значительным источником малых газовых компонентов (МГК) и аэрозолей в тропосфере и нижней стратосфере, причем механизмы образования аэрозолей, как вторичного продукта газофазных и других реакций, весьма разнообразны. Выполненные вблизи береговой линии наблюдения [37], около вулкана Килауэа (Гавайские о-ва), обнаружили в вулканическом аэрозольном шлейфе МГК, образующиеся при взаимодействии воды и поступающей в океан вулканической лавы. Анализ нормированных по отношению к составу гавайского базальта значений концентрации МГК шлейфа выявил наличие линейной «лог-лог» (в двойной логарифмической шкале) связи концентрации и коэффициентов выбросов (как индикаторов летучести). Нормированные значения

концентрации аэрозолей коррелируют с соответствующими значениями для растворенного фумарольного газа от вулкана Килауэа, а также для фумарольных конденсатов, поступающих от вулканов Кудрявый и Мерапи (несмотря на различие механизмов трансформации элементов в газовую фазу). Приближенные оценки региональной скорости осаждения на поверхности океана *Cu, Cd, Ni, Pb, Mn, Zn, Fe* и *P* привели к значениям, превосходящим фоновые скорости более, чем в 50 раз. Таким образом, вулканы могут быть важными источниками как токсикантов, так и биогенов для окружающего их океана. Но вряд ли это может создать существенные изменения в глобальной экосистеме даже при большом поступлении лавы в океан.

В работе [35] было выполнено численное моделирование трансформации эруптивных аэрозолей в глобальных масштабах с помощью модели LLNL/IMPACT (Ливерморская лаборатория, США), в которой учтены как химические процессы, так и перенос

при воспроизведении метеорологических условий с использованием 46-слойной модели общей циркуляции атмосферы (пространственное разрешение 2° широты × 2,5° долготы), разработанной в Годдардовском центре космических полетов.

Результаты численного моделирования показали, что они достоверно воспроизводят формирование тропического резервуара аэрозолей в полосе широт 20° ю.ш. – 30° с.ш. через несколько месяцев после извержения и согласуются с характеристиками распространения аэрозолей, полученными по данным спутника SAGE-II. Данные глобального распределения эруптивных сульфатных аэрозолей позволили рассчитать скорость однородной нуклеации (1/см³с) льдообразующих частиц из H_2SO_4/H_2O . Полученные результаты сопоставимы с данными для выбросов природных и антропогенных сульфатных аэрозолей вблизи земной поверхности.

Большие значения скорости нуклеации характерны (в случае вулканических аэро-

Таблица 1

Коэффициенты обогащения FE (x) по Si для различных элементов в аэрозольных пробах при извержении вулкана Попокатепетль

Элемент	29.12.94	06.01.95	14.01.95	21.01.95	27.01.95	27-28.01	28.01.95
Fe	0,24	0,228	0,72	0,36	0,40	0,40	0,32
Al	1,04	1,20	1,64	1,36	1,12	1,24	1,60
Ca	0,48	0,52	0,84	0,68	0,68	0,72	0,72
S	1,92	340	432	364	180	92	436
P	≤ 4,	≤ 7,	21,	≤ 7,	≤ 4,	≤ 6,0	6,8
Cl	28,8	44	144	100	26,4	52	68
K	0,16	0,20	0,20	0,12	0,32	0,28	0,28
Ti	0,36	0,24	0,48	0,52	0,48	0,48	0,44
Cr	0,72	0,44	3,00	2,16	0,60	1,24	0,76
Mn	0,12	0,22	0,60	0,15	0,27	0,32	0,24
Ni	0,37	0,33	2,24	0,80	0,56	0,92	0,80
Si	8,4	2,08	18,0	3,16	0,96	1,36	2,40
Zn	1,12	0,64	7,2	2,32	1,56	2,64	2,44
Ga	0,23	0,19	2,44	1,56	0,52	≤ 0,44	1,20
S	13,6	18,0	104	28	6,4	1,8	44
Br	10,4	12,4	48	19,8	22,4	12,8	9,2
Rb	0,18	0,22	2,16	1,32	0,48	0,64	1,08
Sr	0,40	0,40	0,44	0,92	0,56	0,68	0,44
Y	≤ 0,54	1,08	≤ 296	3,44	≤ 0,72	≤ 1,20	3,52
Zn	≤ 0,34	0,27	1,52	0,72	0,72	0,72	0,52
Hg	≤ 180	≤ 260	≤ 740	≤ 360	≤ 180	≤ 240	≤ 330
Pb	5,2	7,6	36	13,6	7,2	12,8	11,6

золей) для слоя вблизи экваториальной тропопаузы и вообще вдоль тропопаузы (на «дне» главного вулканического аэрозольного слоя) в течение первого года после извержения. В случае эруптивных аэрозолей скорость нуклеации гораздо больше, чем для сульфатных аэрозолей от наземных источников, но в течение второго года после извержения скорости нуклеации становятся сравнимыми. Таким образом, вулканические аэрозоли, а также водяной пар вулканического происхождения могут оказывать существенное воздействие (посредством однородной нуклеации) на условия образования перистых облаков и их глобальную эволюцию. В частности, на их образование может влиять и интенсивность космических лучей [19].

Представленные выше материалы позволяют сделать некоторые выводы о структурных изменениях верхних слоёв атмосферы в результате мощных эруптивных извержений вулканов.

1. Вода вулканического происхождения является главным компонентом продуктов вулканических извержений в стратосфере, обуславливающих вариации содержания водяного пара до высот 70–80 км, в част-

ности, в связи с её малым молекулярным весом.

2. Пылевые частицы при длительном непрерывном действии извержения могут подниматься выше 17 км.

3. Наблюдается сепарация в вертикальном распределении газов и аэрозолей. Сепарация газов обусловлена сильным различием молекулярных весов выбрасываемых газов и наблюдается в слоях с пониженной конвективной деятельностью. Сепарация аэрозольных частиц объясняется различной микроструктурой частиц и возникающими при этом гравитофоретическими эффектами.

4. Наблюдаемые изменения химического и элементного состава аэрозольных частиц в зависимости от периода извержения и высоты наблюдения частиц обусловлены нуклеационными свойствами извергаемого в атмосферу материала с разными физико-химическими характеристиками.

5. Присутствие в атмосфере вулканических аэрозолей и водяного пара ведёт к радиационному воздействию на климат, особенно в сочетании с факторами солнечной активности (космические лучи, магнитное поле).

Список литературы:

1. Андреев С.Д. Водяной пар // Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности / Под ред. К.Я. Кондратьева. – Л.: Гидрометеониздат, 1969. – С. 21–27.
2. Веретенко С.В., Софиева В.Ф., Ивлев Л.С. Вариации концентрации стратосферного аэрозоля в ходе солнечных протонных событий января 2005 года по данным GOMOS // Труды XI Пулковской конференции по физике Солнца. Физическая природа солнечной активности и прогнозирование ее геофизических проявлений. – СПб., 2007 – С. 85–88.
3. Жабрев И.П., Каракин А.В., Лобковский Л.И. Пульсирующее глубинное пустотное пространство и свободная циркуляция метеорных вод в земной коре // Докл. РАН. Т.345. – 1995, № 2. – С. 231–233.
4. Ивлев Л.С. Аэрозоли, возникающие в результате деформации земной коры // Материалы межд. конференции «Естественные и антропогенные аэрозоли» 29.09–04.10.1997. – 1998. – С. 73–82.
5. Ивлев Л.С. Микроструктурные особенности аэрозолей вулканического происхождения // Оптика атмосферы и океану Т. 9ю – 1996, № 8. – С. 1039–1057.
6. Ивлев Л.С. О связи вулканической активности и климатических характеристик // Материалы V межд. конференции «Естественные и антропогенные аэрозоли» 29.09–04.10.1997. – 1998. – С. 64–72.
7. Ивлев Л.С. Структура стратосферных аэрозолей в атмосфере // Параметризация некоторых видов непреднамеренного и направленного воздействия на атмосферные процессы. – Л., 1984. – С. 74–89.
8. Ивлев Л.С., Давыдова-Мартинес В.И., Варгас О.А., Мартинес А. Изменчивость характеристик аэрозолей, озона и сернистого газа в приземном слое при землетрясении в Западной Мексике // Оптика атмосферы и океана. Т. 11. – 1998, № 5. – С. 490–494.
9. Ивлев Л.С., Жуков В.М., Иванов В.А., Кудряшов В.И. Изучение структуры и элементного состава стратосферных аэрозолей импакторным методом во время советско-американского эксперимента 1987 года // Труды ГГО. – 1990, вып. 534. – С. 137–145.
10. Ивлев Л.С., Жуков В.М., Кудряшов В.И., Михайлов Е.Ф. Прямые измерения вещества вулканического происхождения в нижней атмосфере // Оптика атмосферы и океана. Т. 6. – 1993, № 10. – С. 1249–1267.
11. Ивлев Л.С., Иванов В.А., Жуков В.М. Эволюция морфологической структуры стратосферных аэрозолей // Труды ГГО. – 1990, вып. 534. – С. 146–153.
12. Ивлев Л.С., Карпов Г.А., Кист А.А., Кулматов Р.Б., Абдуллаев Р., Семова А.Ю., Федченко М.А. Исследование структуры и химического состава аэрозолей в приземном слое атмосферы районов вулканической активности Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 1986, № 1. – С. 32–42.
13. Ивлев Л.С., Колосов А.С., Терёхин С.Н. Роль и механизмы эруптивных извержений в изменениях климата Земли. // Сборник трудов V международной конференции «Естественные и антропогенные аэрозоли» 21.05–24.05.2006. – СПб., 2008. – С. 145–159.

14. Ивлев Л.С., Кудряшов В.И., Ариас М.Е., Варгас А.О. Комплексное исследование оптико-метеорологических параметров атмосферы в окрестности вулкана Колима (Мексика). Ч.1. Сухой сезон // Оптика атмосферы и океана. Т. 11. – 1998, № 7. – С. 748–767.
15. Ивлев Л.С., Кудряшов В.И., Ариас М.Е., Варгас А.О. Комплексное исследование оптико-метеорологических параметров атмосферы в окрестности вулкана Колима (Мексика). Ч.2. Влажный сезон // Оптика атмосферы и океана. Т. 11. – 1998, № 8. – С. 884–898.
16. Ивлев Л.С., Кудряшов В.И., Эдвардс А. Исследование микроструктуры и элементного состава аэрозолей вблизи вулкана Парикутин (Мексика) в период дождей // Известия Русского географического общества. Т. 130. – 1998, вып. 2. – С. 38–43.
17. Ивлев Л.С., Миронова И.А. Пространственно-временные характеристики мощных вулканических извержений. Сборник трудов IV международной конференции «Естественные и антропогенные аэрозоли» 6.10–09.10.2003 г. – СПб., 2005. – С. 182–185.
18. Ивлев Л.С., Сирота В.Г., Хворостовский С.Н. Влияние окисления вулканической двуокиси на содержание серонокислотных аэрозолей и озона в стратосфере // Оптика атмосферы и океана. Т. 3. – 1990, № 1. – С. 37–43.
19. Ивлев Л.С., Хворостовский С.Н. Механизмы влияния высыпаний высокоэнергетических частиц на процессы образования облачного покрова в средних и высоких широтах // Труды межд. конф. «Физика атмосферного аэрозоля». – М., 1999. – С. 176–190.
20. Кондратьев К.Я. Комплексный мониторинг последствий извержения вулкана Пинатубо // Исследования Земли из космоса. – 1993, № 1. – С. 111–122.
21. Кондратьев К.Я., Ивлев Л.С., Галиндо И. Применение понятия фактора обогащения при исследовании продуктов вулканических извержений // Докл. АН. Т. 394. – 1995, № 6. – С. 581–583.
22. Кондратьев К.Я., Ивлев Л.С., Крапивин В.Ф. Свойства, процессы образования и последствия воздействий атмосферного аэрозоля: от нано – до глобальных масштабов. – СПб.: ВВМ, 2007. – 858 с.
23. Кропоткин П.Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике // Геотектоника. – 1970, № 2. – С. 30–46.
24. Кудряшов В.И., Ивлев Л.С. Анализ элементного состава атмосферных аэрозолей в районе вулканов Колима и Попокатепетль (Мексика) в 1994–1995 гг. // Материалы межд. конференции «Естественные и антропогенные аэрозоли» 29.09–04.10.1997. – СПб, 1998. – С. 457–479.
25. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. (Проблемы биовулканографии). – М.: Мысль, 1980. – 196 с.
26. Раст Х. Вулканы и вулканизм. – М.: Мир, 1982. – 344 с.
27. Федотов С.А. Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. – М.: Наука, 2006. – 455 с.
28. Хаин В.Е. Цикличность и тектоника // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. – М.: Наука, 1977. – С. 213–221.
29. Calfee R.F., Gates D.M. Calculated slant – path absorption and distribution of atmospheric water vapor // Applied Optics. Vol. 5. – 1966, № 2. – P. 57–63.
30. Frost B., Bucher K. Is water responsible for geophysical anomalies in the deep continental crust? A petrological perspective // Tectonophysics. – 1994, vol. 231. – P. 293–309.
30. Galindo J., Ivlev L.S., Gonzalez A., Ayala R. Airborne measurements of particle and gas emissions from the December 1994 – January 1995 eruption of Popocatepetl Volcano (Mexico) // Journ. Volcanology and geotherm. Research. – 1998, vol. 83. – P. 197–217.
31. Houghton J.T., Seeley J. S. Spectroscopic observation of the water vapour content of the stratosphere // Quaterly J. Roy. Met. Soc. Vol. 86. – 1960, № 358. – P. 116–120.
32. Ivlev L.S., Galindo J., Kudryashov V.J. Estudio de Aerosoles y Cenizas Dispersados Durante la Eruption de Volcan Popocatepetl del 21 de Diciembre 1994-Resultados Preliminares. Report Centro Univesitario de Investigaciones en Ciencias de la Tierra. – Colima: Universidad de Colima, Mexico, 1996. – P. 257–284.
33. Kondratyev K.Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F. Atmospheric Aerosol Properties. Formation, Processes and Impacts. – Chichester: Springer Praxis Publ., UK, 2006. – 572 p.
34. Kondratyev K.Ya., Galindo I. Volcanic Activity and Climate // A. Deepak Publ. – Hampton, VA, 1997. – 382 p.
35. Liu X., Penner J.E. Effect of Mount Pinatubo H₂SO₄/H₂O aerosol on ice nucleation in the upper troposphere using a global chemistry and transport model // J. Geophys. Res. V. 107. – 2002, № D12. – P. AAC2/1–AAC2/18.
36. Pinto J.P., Turco R.P., Toon O.B. Self-Limiting Physical and Chemical Effects in Volcanic Eruption Clouds. // Journ. Geophys. Research. Vol. 94. – 1989, №. D8. – P. 11.165–11.174.
37. Sansone F.J., Benitez-Nelson C.R., Resing J.A., De Carlo E.H., Vink S.M., Heath J.A., Huebert B.J. Geochemistry of atmospheric aerosols generated from lava-seawater interactions // Geophys. Res. Lett. V. 29. – 2002, № 9. – P. 49/1–49/4.
38. Sibson R.H., Moore J.M., Rankin A.H. Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism // Journ. of geological society. Vol. 131. – 1975, № 6. – P. 653–659.