

УДК 551.432.7→551.435.1(571.66)

© 2016 г. Е. В. ЛЕБЕДЕВА

**ВЛИЯНИЕ ВЫБРОСОВ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА
НА МОРФОЛОГИЮ ДОЛИН И РАЗВИТИЕ РЕЧНОЙ СЕТИ
(на примере вулканов Северной группы, Камчатка)**

*Институт географии РАН, Москва, Россия
e-mail: Ekaterina.Lebedeva@gmail.com*

На склонах вулканического конуса формируется цепочка парагенетических процессов: вулканогенных, гравитационных и эрозионных, в результате которых идет перемещение вулканического материала, в т.ч. пирокластического. Речные долины здесь представляют собой “транспортные коридоры”, наличие которых позволяет литодинамическим потокам активно функционировать. По долинам сходят пирокластические потоки, которые выносят туда большие объемы рыхлого вулканического материала. Под воздействием разнообразных процессов пирокластические отложения смещаются из привершинной части к подножию вулкана. Свойства рыхлого материала обуславливают специфику его переработки водными потоками и в то же время оказывают влияние на сам характер процессов в речных долинах, где значительную часть года доминируют не аллювиальные, а селевые, гравитационные, золотые, термокарстовые процессы. Развитие оледенений способствует возрастанию неравномерности (“залповому” характеру) функционирования литодинамических потоков и увеличению площади переотложения переработанного водотоками пирокластического материала.

Ключевые слова: пирокластический материал, литодинамические потоки, перестройки речной сети, морфология долин, вулканы.

Одним из важных аспектов влияния вулканической деятельности и, пожалуй, самым масштабным, являются *выбросы пирокластического материала*, объем которых может достигать нескольких кубических километров за одно извержение. Пирокластические отложения формируются в результате эксплозивной деятельности вулканов, при трещинных извержениях и образовании мааров. К ним могут быть также отнесены различные агломератовые и туфовые накопления, отложения пирокластических потоков, лахары и, с некоторой долей условности, – игнимбриты. Эруптивные колонны высотой до 10–20 км сопровождают многие эксплозивные извержения, и пирокластический материал из них нередко распространяется на тысячи квадратных километров. Однако в данном случае нас интересуют территории, где выпадение или переотложение рыхлого пирокластического материала привело к каким-либо изменениям в рельефе и/или повлияло на ход рельефообразующих процессов и, так или иначе, оказало воздействие на развитие речной сети. К сожалению, эти вопросы достаточно слабо освещены как в отечественной, так и в зарубежной литературе.

Действующие вулканы Северной группы – Ключевской, Толбачик, Безымянный, Шивелуч, расположенные в зоне сочленения Алеутского и Курило-Камчатского вулканических поясов и характеризующиеся высокой современной эксплозивной активностью, достаточно хорошо изучены специалистами. Им в той или иной мере посвя-

шены работы практически всех ведущих вулканологов страны и специальные номера международного журнала "Volcanology and Geothermal Research". Геоморфологические аспекты на фоне яркой активности этих вулканов такого пристального внимания в чистом виде не удостоились, хотя на этой территории работали такие замечательные исследователи как И. В. Мелекесцев, О. А. Брайцева, Т. С. Краевая, В. В. Пономарева и др. Исключение, пожалуй, составляют процессы селеобразования в регионе, в последние годы детально изученные И. Б. Сейновой и С. С. Черноморцем с коллегами. В то же время, если не замыкаться лишь на эндогенной составляющей рельефообразования, то полевые исследования в пределах этой территории позволяют подметить ряд интересных закономерностей экзогенного морфогенеза, обусловленных влиянием выбросов пирокластического материала на разнопорядковую долинную сеть. Дополнительные материалы для размышлений были получены нами при наблюдениях в вулканических регионах Исландии и Южной Америки, а также из литературных источников.

По данным И. В. Мелекесцева [1], плиоцен-четвертичные вулканогенные продукты покрывают около половины территории Камчатки. Например, вулканом Безымянным в течение пяти лет с 1956 по 1961 г. было выброшено около 3 км^3 тефры, покрывшей слоем 30–40 м (!) более 70 км^2 и до 30–40 см почти 500 км^2 [1, 2]. В то же время установлено, что при мощности пирокластического покрова более 30 см наблюдается усыхание деревьев и кустарников, а при увеличении толщины слоя до 40 см и более происходит гибель растительного покрова [3, 4], что, очевидно, не может не сказаться на развитии эрозионных и склоновых процессов. И это без учета температурного и химического воздействия пирокластики, хотя исследования в Новой Зеландии показали [5], что даже при кратковременном (в течение 60 сек) воздействии пепла с температурой 60–100°C древесно-кустарниковая растительность теряет все листья, а при температуре 250°C происходит обугливание коры. При этом продолжительность восстановительных сукцессий на шлаковых полях составляет не менее 150–200 лет [4].

Перекрытие речной сети лавовыми покровами приводит к ее разноплановым перестройкам [6]. Не менее интересная ситуация наблюдается и при погребении речных долин и разделяющих реки водоразделов слоем пирокластического материала. В результате происходит Perezalozhenie речной сети [7], т.е. новые врезы закладываются уже с учетом новой топографии поверхности и могут не совпадать с прежними долинами. Так, при извержении влк. Безымянного в 1956 г. пирокластическим материалом, состоящим из смеси песка, пепла и обломков лавы различного размера (до 1–1.5 м в поперечнике), были заполнены речные долины на его восточном склоне и перекрыты водоразделы, в результате чего там сформировалась плоская, слегка наклонная к востоку равнина. Какое-то время реки продолжали функционировать под пирокластическим материалом, о чем свидетельствовали выходы пара в виде цепочек вторичных фумарол вдоль погребенных русел [8]. Чрезвычайно быстро (менее, чем через год) там вновь образовались глубокие – до 40 м – каньонообразные долины с большим количеством узких локальных террас, в том числе и р. Сухая Хапица. План вновь выработанных долин близко совпал с планом погребенных, но отнюдь не всюду [2].

Одним из районов, где также периодически выпадает значительное количество пирокластики, является Толбачинский дол – пологонаклонное (1–5°) на ЮЗ плато к югу от влк. Толбачик общей протяженностью около 25 км. Его абс. высоты колеблются от 300–350 до 900 м в средней части и до 1700–1800 м на севере. Плато расчленено зоной регионального разлома СВ–ЮЗ ориентировки, продолжающейся на склоне влк. Плоский Толбачик [9, 10], по трещинам которого происходят периодические излияния лавы и выбросы пирокластического материала различного масштаба. Так, во время трещинного извержения 1975–1976 гг. в районе т.н. Северного прорыва сформировались лавовый поток длиной около 5 км и три шлаковых конуса высотой до 300 м, а в районе Южного прорыва – лавовый поток протяженностью 9 км и шириной 6 км, а также шлаковый конус 165 м высотой [9]. При извержении 2012–2013 гг. образо-

вались более протяженные лавовые потоки и только два шлаковых конуса – Набоко и Меняйлова.

Центральная часть Толбачинского дола на отметках около 1200–1300 м, которую не затронули лавовые потоки 2012–2013 гг., сложена более древними лавами (1.5–2.0 тыс.л.н.) и перекрыта чехлом тефры. Растительность разреженная (проективное покрытие менее 15–20%) кочкарно-травянистая и мохово-лишайниковая с включением редких кустарничков (карликовых березок и ив). Для территории характерны ветры преимущественно 3–ЗСЗ и В–ВЮВ направлений с преобладающими скоростями 4–9 м/сек [11], однако, их сила может достигать и 30 м/сек; годовое количество осадков – до 800 мм. Вследствие этого выпавший в процессе извержений рыхлый пирокластический материал, характеризующийся высокой пористостью (что обусловлено газонасыщенностью эксплозивных пород) и, соответственно, легкостью, активно перерабатывается как золовыми процессами (местами с формированием дюн протяженностью до 5–7 м и высотой до 2 м), так и флювиальными.

К востоку от центральной цепочки шлаковых конусов находится пологонаклонная, обращенная к бассейну р. Толуд поверхность со слабо выраженными ступенями, разделяющими разновозрастные потоки лав. Здесь на многих участках между лавовыми грядами (в т.н. эмбриональных лавовых долинах – углублениях между языками разновозрастных лавовых потоков [6]) преобладает, как правило, подземный (“подшлаковый”) сток и формируются суффозионные воронки диаметром от 0.1 до 0.3 м (см. рис. 3 из [6]). Иногда в качестве их продолжения наблюдаются слабоврезанные долинки временных водотоков, среди которых можно выделить две разновозрастные генерации. Более старая сеть, сохранившаяся лишь частично, представлена в той или иной мере задернованными корытообразными ложбинами глубиной от 0.5 до 1.5 м (рис. 1). Она перекрыта слоем рыхлого пирокластического материала извержения 1975–1976 гг. мощностью от 0.5 до 2 м и более, который активно перерабатывается золовыми процессами. На поверхности пирокластических отложений сформировалась новая сеть ложбин, совпавшая со старой лишь частично.

На участках, где долинки совпали, растительность на склонах последних сохранилась, а там, где совпадения нет, – борта новых врезов сложены тефрой различной крупности, растительный покров полностью отсутствует. Однако в толще пирокластического материала, слагающего борта таких ложбин, прослеживается погребенный почвенно-растительный горизонт мощностью до 10 см, который состоит из сухой дернины, мертвых корней и стволов кустарничков. Также под горизонтами тефры местами отмечаются линзы и прослои снега, которые при таянии дают начало новым промоинам.

Механизм переформирования (перезаложения) этих ложбин в приводораздельной части правобережья р. Толуд видится следующим. После выпадения слоя тефры 1975–1976 гг., целиком перекрывшей сеть ложбин, началась ее переработка золовыми процессами с образованием дюн и, как следствие, изменился рельеф поверхности. В результате сток стал концентрироваться преимущественно в междюнных понижениях, которые, естественно, не всегда совпадали со старой сетью ложбин. Кроме того, в процессе золового перераспределения рыхлого материала произошло захоронение линз и прослоев снега, при вытаивании которых также сформировались новые врезы. Таким образом, несовпадение ложбин разных генераций обусловлено в данном случае не только и не столько неравномерным выпадением тефры при извержении, но и, главным образом, золовой переработкой этого пирокластического чехла.

Наиболее активное формирование ложбин на плато идет в период снеготаяния, когда рыхлый материал максимально насыщен влагой, а подстилающая поверхность находится в мерзлом состоянии. В итоге, в пирокластическом чехле образуются ориентированные вниз по склону зачаточные промоины и сплывы. Продольный профиль вновь формирующихся ложбинок, как и сам склон, ступенчатый. Эрозионный врез с хорошо выраженным руслом приурочен к наиболее крутому участку (3–5°), ниже по течению при снижении уклона поверхности его глубина уменьшается от 1–1.5 до 0.2–0.4 м, затем он сменяет-

Рис. 1. Участок совпадения старой и новой сети ложбин (А) и фрагмент новой сети ложбин (Б) у подножия влк. Плоский Толбачик (август 2013 г.). Здесь и далее фото автора

ся участками бифуркации русла и аккумуляции, т.е. конусом выноса, сложенным тефрой. Как правило, ниже по склону, в месте перегиба последнего, зону аккумуляции сменяет следующий врез с соответствующим ему конусом и так далее. Цепочка нередко насчитывает 3–5 таких комплексов и имеет общую протяженность 300–500 м. Иногда мы можем видеть и единый врез, который как бы рассекает серию конусов, местами, напротив, “выплески” конусов за пределы более старого вреза. Ложбины нередко извилистые, иногда наблюдается система притоков.

Само образование новых врезов на поверхности пирокластического чехла происходит, вероятно, по принципу схода микролахаров или гиперконцентрированных потоков насыщенной водой тефры. Конусы выноса по морфологии также напоминают конусы лахаров: они имеют серию лопастей, по периферии часто ограничены валиком из кусочков наиболее легкой пемзы, нередко практически горизонтальны или даже имеют обратный уклон, “выплескиваются” на борта долин. Иногда размер конуса по протяженности вдвое превышает участок эрозионного вреза. То, что конусы с поверхности и по периферии сложены более крупным материалом – размерности мелкой гальки – обусловлено тем, что обломки тефры диаметром 2–3 см более газонасыщены и, как следствие, содержат много пустот, а поэтому имеют меньший удельный вес, чем, например, обломки размерности крупнозернистого песка того же состава.

В целом можно заключить, что сети подобных ложбин на склонах плато Толбачик, несмотря на периодические выбросы пирокластического материала и его





Рис. 2. Верховья р. Йёкюльсау-ау-Фьедлюм среди лавовых потоков и пирокластического материала трещинного извержения влк. Бардарбунга, на заднем плане – ледник Ватнайёкюдль (Исландия, сентябрь 2014 г.)

последующую эоловую переработку, являются достаточно устойчивыми образованиями. Отдельные ложбины могут перестраиваться и смещаться в плане, но сама сеть сохраняется и продолжает кон-

центрировать сток в эмбриональных лавовых долинах и давать начало притокам р. Толуд.

В чем-то близкая ситуация наблюдается и на центральном плато Исландии к северу от ледника Ватнайёкюдль, где из серии трещин ССВ ориентировки периодически также происходят излияния лавы и выбросы пирокластики. Здесь потоки талых вод ледника меандрируют среди дюн из тефры и, постепенно сливаясь, дают начало рекам, впадающим в Гренландское море. При излиянии лавы, выбросах пирокластического материала и эоловой переработке последнего потоки меняют свое направление, перестраиваясь в соответствии с изменением топографии поверхности (рис. 2).

Исследования в различных вулканических регионах мира показывают, что в среднем скорость эрозии на склонах и водоразделах в первые два года после выпадения слоя тефры составляет 25–100 мм/год и в течение 5 лет после извержения она снижается до 1–5 мм/год [12]. Но пирокластический материал не только выпадает в виде более или менее равномерного чехла вокруг места извержения. На вулканах его наиболее тяжелой частью может формировать *пирокластические потоки (ПП)*, которые с огромной скоростью спускаются от его жерла вниз по склону, следуя далее по долинам рек, дренирующих вулканическую постройку. Эти потоки представляют собой смесь раскаленных (нередко более 600–700°C) глыб, пепла и вулканических газов. Площади участков, подвергшихся их воздействию, могут достигать сотни квадратных километров. Так, голоценовые отложения пирокластических потоков и обвалов влк. Шивелуч занимают территорию более 300 км². При извержении Шивелуча 1964 г. отложения обломочных лавин покрыли около 100 км² на южном склоне вулкана, а площадь пирокластических потоков составила 45.5 км² [13–17]. В последующие годы потоки неоднократно сходили по долинам рек южного склона вулкана: в 1993 г. – протяженностью 8 км, в 2001 г. – 18 км, 2004 – 15 км и в 2005 г. – дважды – протяженностью 28 км [13]. Известно, однако, что длина крупных пирокластических потоков может достигать 50 и даже 100 км [12]. Иногда формирование ПП связано не только с выбросом эруптивного материала, но и с частичным обрушением вулканической постройки, как, например, по заключению [18, 19] это было на влк. Шивелуч в 2010 г.

Попадая в долину, пирокластический поток заполняет ее днище целиком и имеет выпуклый поперечный профиль, аналогично лавовому потоку (рис. 3А). Новые водотоки закладываются в его прибортовой части, ниже по течению они постепенно сливаются и далее врезание уже идет у одного из бортов. Отложения ПП в долине р. Кабеку представляют собой древесново-щебнистый материал с разноразмерным несортированным преимущественно песчаным заполнителем. Мощность отложений ПП 2010 г. увеличивается вверх по долинам рр. Бекеш и Кабеку от 2–5 до 10–12 м, в долинах рр. Каменской и Байдарной осадки ПП 1964 г. достигают 40–50 м [13–14].



А



Б



В

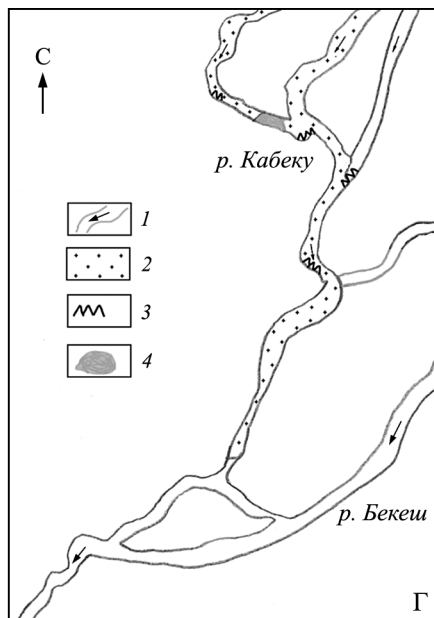


Рис. 3. Пирокластический поток 2010 г. в верхнем течении долины р. Кабеку (южный склон влк. Шивелуч, август 2013 г.)

А – верховья реки, выполненные пирокластическим материалом; Б – эрозионный врез (глубина около 5 м) в тело пирокластического потока в среднем течении реки вскрыл обгорелые стволы деревьев; В – лишённое растительности и почвенного покрова место ударов пирокластических потоков в борт речной долины; Г – схема долины р. Кабеку (1 – долины рек и направление их течения, 2 – отложения пирокластического потока, 3 – места ударов пирокластического потока в борт долины, 4 – подпрудное озеро)

Из-за высокой температуры вулканического материала отложения ПП включают много обгорелой древесины, иногда формирующей отдельные прослои. Нередко наблюдаются сохранившиеся на корню обугленные нижние части стволов деревьев, верхушки которых оказываются как бы срезанными (перегорают) у поверхности потока в зоне доступа кислорода (рис. 3Б). Отложения ПП продолжают оставаться горячими в течение нескольких лет. Так, в толще потока, сошедшего с влк. Шивелуч по долине р. Кабеку осенью 2010 г., летом 2013 г. температура была все еще выше таковой окружающей среды. При прохождении ПП волна горячего воздуха над его поверхностью сжигает растительность по бортам долины и уничтожает почвенный покров над поверхностью пирокластического материала. В долине р. Кабеку при прохождении потока 2010 г. высота этой полосы сожженной растительности и почвы была невелика (1–2 м). При резких изгибах долин и при впадении в них притоков, по которым также

сходили потоки горячей пирокластики, на противоположных бортах долины, т.е. на участках, в которые ударяется раскаленный материал, растительность и почвенный покров полностью уничтожены. В этих местах идет активное гравитационное смещение материала, преобладают обвально-осыпные процессы, реже – оплывание грунта (рис. 3В, Г).

При обильных осадках, таянии льда и снега, погребенных материалом пирокластических потоков так же, как и из тефры, выпавшей на склонах, формируются вулканические сели – лахары. Так, при извержении влк. Безымянный 30 марта 1956 г. горячий материал, отложившийся в короткое время на площади около 300–350 км², вызвал бурное таяние снегов. В долине р. Сухая Хапица и на склоне Ключевского вулкана образовались грязевые потоки мощностью более 15 м. На расстоянии 75–80 км от вулкана лахар вышел в долину р. Камчатки языком шириной около 6 км [8]. При извержении влк. Пик Сарычева (о-в Матуа, Курилы) в 2009 г. сформировалось восемь пирокластических потоков, часть из которых дала начало семи лахарам различной протяженности [20]. И. Б. Сейнова с соавторами [21] рассматривают пирокластические потоки как триггерный механизм зарождения лахаров на вулкане Шивелуч, т.к. за период вулканической активности Шивелуча в 1964–2013 гг. формированию лахаров всегда предшествовало извержение пирокластических потоков. Лахары также могут сходить по склонам вулканов в виде нерусловых потоков. Доля обломочного материала в лахаре, как правило, превышает 60%. Наряду с лахарами, исследователи [12, 22, 23] выделяют также гиперконцентрированные потоки – грязевые сели, часто возникающие при сезонном снеготаянии, с концентрацией обломочного материала от 20 до 60%. Типичная черта грязевых потоков – несортированность и нестратифицированность отложений, высокая изменчивость их состава по простиранию.

Селеопасны практически все вулканы Камчатки. Это обусловлено значительным количеством осадков, выпадающих здесь в твердой и жидкой фазах, обилием рыхлого материала на склонах вулканов и на равнинах подножия, тепляющим воздействием геотермального потока и высокой вулканической активностью. Накопление и транзит грязекаменной массы происходит на крутых участках долин на склонах вулканической постройки, а ее переотложение – преимущественно на выположенных участках в пределах аккумулятивных равнин подножия. В целом эти равнины состоят из слившихся конусов выноса, которыми собственно и заканчиваются многие небольшие вулканические реки. Ширина равнин колеблется от 5 до 25 км, мощность отложений часто превышает здесь 50–70 и даже 100 м [1, 23, 24]. Формируются равнины подножий очень быстро – в течение сотен–первых тысяч лет и, в большинстве случаев, имеют голоценовый возраст [1, 25]. В эпохи похолоданий и оледенений здесь также накапливался моренный и флювиогляциальный материал. При наличии современного оледенения вулканов на равнинах их подножий могут формироваться т.н. субэаральные флювиогляциальные дельты [26].

Лахары, однако, могут достигать и территорий, удаленных от вулканов на десятки и даже первую сотню километров. Так, в 1600 г. в Перу после извержения влк. Уайнапутина (объем выброса пирокластического материала составил около 11 км³ при радиусе разброса более 1000 км) лахар прошел более 100 км и достиг Тихого океана. В XX в. на территории Чили произошли еще два извержения с сопоставимыми объемами выброса – 9.5 и 8 км³ [27]. Но и относительно небольшие события, каким было извержение влк. Руис (5398 м, Колумбия) в 1985 г., – всего около 0.05 км³ – может иметь катастрофические последствия для жителей районов, удаленных от вулкана на десятки километров. Следы лахаров зафиксированы на склонах большинства действующих вулканов Анд, причем только на склонах влк. Котопакси (Эквадор) в течение XVI–XIX вв. установлено 22 таких события [28, 29]. При извержении небольшого влк. Чайтен (Чили) в 2008–2009 гг. наряду с лавовыми и пирокластическими потоками

Рис. 4. Следы лахара и разрушенные дома в долине р. Рио-Бланко (Чили, февраль 2010 г.)

сошли три лахара, от одного из которых в мае 2009 г. пострадал одноименный город (рис. 4).

Лахары на склонах камчатских вулканов формируются также достаточно часто. Так, например, есть сведения по крайней мере о 20 этапах формирования лахаров на склонах влк. Ключев-



ской с 1731 по 2008 г., обусловленных вершинными или побочными извержениями как самого вулкана, так и его ближайшего соседа – влк. Безымянный. По классификации [23], сели Ключевского имеют преимущественно гляциально-вулканический генезис. На этом вулкане современный селевый сток формируется в среднегорье (абс. высоты 900–1800 м) в первичных звеньях речной сети. На высотах 900–1000 м он собирается в единое русло с формированием наиболее глубоких участков долин, имеющих вид каньонообразных врезов глубиной до 70–80 м (рр. Киргурич, Крутенькая и др.). А затем на отметках ниже 200 м поток расплывается в виде дельт и многочисленных русел, сухих большую часть года и активно мигрирующих в периоды высокой водности, в результате чего здесь нередко происходят и междолинные перестройки. На Шивелуче с 1854 по 2009 г. зафиксировано не менее 11 этапов формирования крупных лахаров, которые сходили по одной или нескольким долинам его южного склона (рр. Кабеку, Бекеш, Байдарная, Каменская и др.). Более мелких этапов было значительно больше. При любом характере извержения на Шивелуче в большинстве рек южного сектора формируются сели нивально-вулканического типа; самой селеопасной рекой признана р. Байдарная [23].

Таким образом, реки, стекающие с вулканов, вынуждены перемывать большие объемы пирокластического материала, часто переотложенного лахарами. Это определяет особые черты их водного режима, транспорта наносов и морфологии русел. Долины их перегружены обломочным материалом разной размерности, и содержание взвешенных наносов в таких потоках достигает чрезвычайно высоких значений. Однако, благодаря малой плотности пород, их высокой податливости размыву, достаточно большим уклонам долин в верховьях (до 15–30°) и, соответственно, высокой скорости потока (1–10 м/с [24]), водотоки даже при малых значениях расходов воды способны переносить значительное количество взвешенного материала. После крупного извержения, сопровождавшегося выбросом пирокластики, сток влекомых наносов в реках вулканических регионов может возрастать еще на несколько порядков. Так, после извержения влк. Сент-Хеленс в 1980 г. годовая величина твердого стока рек прилегающей территории выросла в 500 раз. Но и 20 лет спустя в среднем с 1 км² поверхности склонов вулкана ежегодно сносилось до 10 тыс. т пирокластики, т.е. в 100 раз больше, чем до извержения [12].

При подпруживании долин боковых притоков пирокластическими потоками или отложениями лахаров, как и в случае с лавовыми потоками, в долинах формируются подпрудные водоемы различных размеров. В связи с перегруженностью водотоков рыхлым пирокластическим материалом темпы накопления отложений здесь весьма высоки, а время существования подобных водоемов, как правило, невелико и измеряется всего несколькими годами. Так, пирокластический поток, спустившийся в 2010 г. по



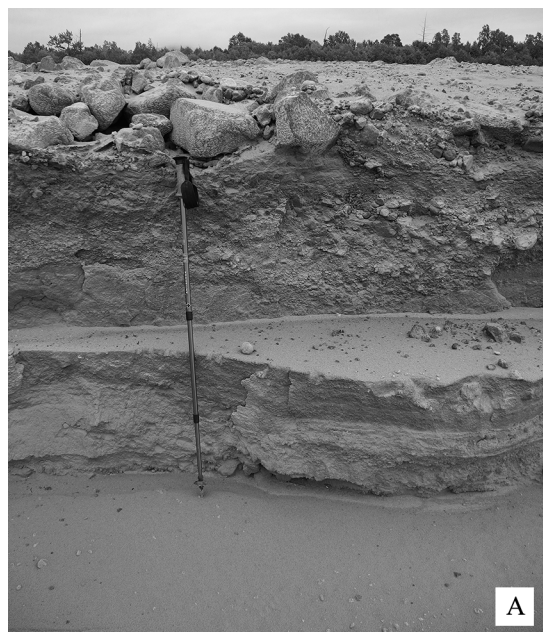
Рис. 5. Толща горизонтально-слоистых озерных отложений в долине р. Сухой Бекеш (южный склон влк. Шивелуч, август 2013 г.)

правому притоку р. Сухой Бекеш, перегородил русло реки, сформировав подпрудное озеро. К августу 2013 г. последнего уже не существовало, но за этот небольшой срок накопилась толща горизонтально-слоистых песков мощностью более 6–7 м (рис. 5).

Большая часть суммарного водного стока в долинах водотоков, перегруженных пирокластикой, фильтруется в подрусловые горизонты, что приводит к прерывистому характеру стока как на протяжении долин, так и во времени. Вода отмечается в руслах таких рек либо 1) в сезонные периоды максимальной водности – при таянии снежного покрова и ледников или при обильных дождях и 2) во время извержений, сопровождающихся аналогичными процессами – таянием снега, льда и ливневыми осадками. В остальное время преобладает подземный сток, который идет под толщей рыхлого материала, что и дало основание называть такие водотоки “сухими” реками [1, 30]. На участках, где поверхностный сток отсутствует, начинает активно развиваться дефляция тонкого пирокластического материала.

Относительные изменения уровня и мутности воды в сухих реках на Камчатке по наблюдениям [31] достигают тысячи раз. Изменения водности и стока наносов сопровождаются русловыми переформированиями: осередкованность многоорукавности таких рек (число рукавов в поперечном профиле может варьировать от 2 до 10 и даже более) отличается крайне высокой временной изменчивостью. Наблюдения в долинах рек Кабеку и Бекеш (южный склон влк. Шивелуч) 2013 г. позволяют заключить, что частый сход лахаров вызывает много изменений не только в характере стока, но и в морфологии долин. Днища таких рек, как правило, заняты преимущественно поймой, лишены растительности. Иногда встречаются участки мертвого леса, занесенного глинистым материалом мощностью 1–3 м (а иногда и более) с включением достаточно крупных валунов, которые могут залегать в виде отмоски поверх тонкого материала (рис. 6А), что также свидетельствует о высокой плотности лахара (более 1.5 т/м³). Эти отложения плохо сортированы и промыты, их состав чрезвычайно изменчив по простиранию. Из-за обилия выносимого лахарами рыхлого материала центральная часть днища становится более выпуклой, и русло реки часто смещается к одной из сторон, или же река разбивается на рукава, прижимающиеся к противоположным бортам. В зависимости от мощности лахара русло врезано на глубину 1–3 м и более. Пойменные участки сложены хаотичным чередованием несортированного лахарового и промытого аллювиального материала. Изменяется и продольный профиль реки: в тех местах, где останавливаются языки лахаров, наблюдается выполаживание тальвега или даже слабый обратный уклон, увеличивается многоорукавность, образуются небольшие озерки и заболоченные участки. По бортам долины формируются локальные террасы (рис. 6Б), отмечаются “заплески” лахарового материала на залесенные низкие террасы, иногда в виде достаточно протяженных “прочесов”.

Отложения низких террас также представляют собой переслаивание аллювия и материала лахаров, иногда перекрытых. Так, на левом борту р. Кабеку, в 300 м выше



*Рис. 6. Долина р. Кабеку в среднем течении (южный склон вулкана Шивелуч, август 2013 г.)
 А – разрез плохо сортированных отложений лахара с валунной отмосткой на поверхности; Б – локальные террасы; В – термокарстовые явления (просадочные воронки) на поверхности лахара*

моста автомобильной дороги Ключи – Усть-Камчатск, в уступе 5-метровой террасы реки нами были вскрыты: на глубинах 0.85–3.7 и 4.6–5.0 м – пойменный и русловой аллювий, а в интервалах 0.25–0.8, 3.7–4.6 и 5.0–5.4 м – лахаровые отложения, которые перемежаются с горизонтами пеплов.

Прерывистость стока сухих рек способствует формированию зимой в их долинах наледей, а сход лахаров весной нередко приводит к захоронению их льда под толщей рыхлого материала. Это обуславливает развитие термокарста на данных участках, где летом формируются поля с многочисленными просадочными воронками диаметром от 0.5 до 2–3 м при глубине 0.5–0.7 м; иногда воронки сливаются в котловины протяженностью до 5–7 м (рис. 6В). Скорость формирования просадок, видимо, зависит от мощности отложений лахара, перекрывающего наледь. Так, по данным [32], просадочные явления в долине р. Кабеку появились лишь полтора года спустя после схода лахара в апреле 2012 г.

При сходе мощных лахаров зимой возможны также их дальние выбросы по льду р. Камчатка и ее пойменных озер к подножию влк. Ключевской. По данным В. В. Пономаревой (устное сообщение), в разрезах на южной окраине пос. Ключи, располо-

женного у подножия этого вулкана вскрыты тонкодисперсные плохо сортированные отложения, минералогический спектр которых соответствует спектру отложений влк. Шивелуч. Вполне вероятно, что и отклонение русла р. Камчатки к югу ниже поселка обусловлено деятельностью лахаров, выносящих значительное количество рыхлого материала [1, 24]. В свою очередь оттеснение русла реки в сторону Срединного хребта на участке Козыревск–Майское вызвано конусами выноса сухих рек вулканов Ключевской группы и Толбачинского дола, сформировавшимися в результате аналогичных процессов.

Фотограмметрическая обработка разновременных снимков привершинной части и южного склона вулкана Шивелуч позволили [19] высказать предположение, что эрозионные процессы в дренирующих его долинах могут способствовать подготовке смещения пирокластического материала в его привершинной части. Проведенные нами наблюдения позволяют заключить, что долины на склонах вулканов выполняют функции транспортных коридоров – основных путей перемещения пирокластики различными (не только флювиальными) процессами. Их наличие позволяет литодинамическим потокам активно и особенно продуктивно функционировать на склонах вулканических конусов.

Масштабное оледенение вулканических регионов с одной стороны способствует консервации пирокластического материала под или в толще ледяного покрова, как это, в частности, наблюдается в настоящее время в Исландии. Но при дегляциации или активизации вулканических процессов таких территорий масштабы и скорости перераспределения пирокластики резко возрастают по сравнению с регионами, где оледенение отсутствует или носит скромные масштабы. Так, формирование селей, обусловленных извержением вулканов, нередко сопровождается здесь спуском иногда достаточно крупных подледных озер, которые существуют в кальдерах или же формируются во время вулканической активности под ледяным покровом мощностью до 500–700 м. Скорость таяния льда при этом достигает 5000 т/сек, однако может и превышать эту величину в несколько раз [33]. Большое количество вовлеченной в процесс (помимо льда и снега) воды приводит к гигантским масштабам данного явления: в частности, протяженность потоков, их скорость, количество переносимого материала увеличиваются на порядки по сравнению с обычными лахарами. Так, в 1918 г. извержение влк. Катла под ледником Мирдальсйёкюдль привело к возникновению *йокульлаупа* (так эти потоки называют исландцы) общим объемом до 8 км³. Расход потока превышал 300 тыс м³/с. Для сравнения – максимальный расход Амазонки лишь 250 тыс м³/с [34, 35]. Была затоплена территория в 600–800 км², на которой переотложился вулканический материал мощностью в несколько метров. В результате береговая линия Исландии продвинулась примерно на 3 км в океан. Глубина таких потоков может составлять от 20 до 70 м, а ширина до 8–9 км, при этом переносится множество глыб льда размером до 30 м и обломков лавы до нескольких метров [36]. В южной части Исландии такие потоки образуются достаточно регулярно (1 раз в 7–10 лет), что привело к формированию обширных пологонаклонных (первые градусы) прибрежных равнин – сандуров. По своей морфологии они часто не являются привычными конусами выноса: для них характерны сотни слабоврезанных субпараллельных русел, идущих в сторону моря, что, видимо, обусловлено высокими скоростями течения йокульлаупов на этих участках. В то же время при выходе в море обычного вулканического селя – лахара, формируется четко выраженный классический конус выноса в форме лопасти, что прекрасно можно было наблюдать после извержения влк. Чайтен (Чили) в 2010 г. Тонкие частицы преимущественно выносятся йокульлаупами в океан, и в целом на суше доминирует более грубый материал – песчаная фракция тефры и щебень с отдельными глыбами размером до нескольких метров.

На севере от ледника Ватнайёкюдль в центральной части Исландии также развиты обширные вулканогенно-флювиогляциальные равнины, в формировании которых принимают участие йокульлаупы. Так, например, в августе 2014 г. при извержении

влк. Бардарбунга, которое частично носило подледный характер, ожидалось формирование йокульлаупа в бассейне р. Йёкульсау-ау-Фьедлюм. В результате в течение нескольких месяцев была закрыта для посещения территория площадью около 6.5 тыс. км², которая потенциально могла подвергнуться затоплению. После схода йокульлаупа нередко происходят перестройки речной сети: так, после извержения подледного влк. Гримсвётн в 1861 г., сопровождавшегося масштабным потоком, русло р. Скейдараур сместилось на 13 км к западу [36]. Вероятно, подобные катастрофические потоки могли наблюдаться в периоды плейстоценовых оледенений и в других вулканических районах, в том числе и на Камчатке.

Выводы

1. На склонах вулканов – от вершины и до подножия – действует цепочка парагенетических процессов: вулканогенных, гравитационных и эрозионных, активизация любого из них стимулирует смещение вулканического материала.

2. Долины на склонах вулканов выполняют функции транспортных коридоров – основных путей перемещения пирокластики различными (не только флювиальными) процессами. Их наличие позволяет литодинамическим потокам активно функционировать на склонах вулканических конусов, содействуя быстрому смещению рыхлого пирокластического материала из привершинной части к подножию вулкана.

3. Особые свойства рыхлого пирокластического материала обуславливают, с одной стороны, специфику его переработки водными потоками, а с другой – оказывают влияние на сам характер процессов в речных долинах. В районах, сложенных этим материалом, отмечаются как высокая скорость эрозии и большой объем твердого стока, так и значительная роль дефляции в преобразовании флювиального рельефа и т.д.

4. Специфика поперечного профиля долин, выполненных пирокластикой, морфология их днищ свидетельствуют о том, что эти изначально эрозионные формы на многих участках служат зонами временной аккумуляции вулканического материала, который постепенно перерабатывается селевыми, аллювиальными, золовыми и др. процессами.

5. В долинах сухих рек Камчатки большую часть года доминируют не аллювиальные, а иные процессы: вулканогенные, гравитационные, селевые, золовые и термокарстовые.

6. Масштабное оледенение вулканических регионов с одной стороны способствует консервации пирокластического материала под или в толще ледяного покрова, а с другой – при дегляциации или активизации вулканических процессов – приводит к резкому возрастанию масштабов его перераспределения.

Благодарность. Автор выражает глубокую признательность И.Б. Сейновой, С.С. Черноморцу, О.В. Тутубалиной, О.В. Гириной, Д.В. Мельникову, А.А. Лукашovu и другим участникам экспедиции “Три вулкана” (2013 г.), а также Д.В. Михалёву за их энтузиазм, помощь и ценные советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мелекесцев И.В. Особенности некоторых рельефообразующих процессов молодых вулканических районов (на примере Камчатки) // *Вопр. географии Камчатки*. 1967. Вып. 5. С. 80–87.
2. Виноградов В.Н. О влиянии вулканизма на снежный покров и ледники // *Вопр. географии Камчатки*. 1967. Вып. 5. С. 88–94.
3. Гришин С.Ю. Сукцессии подгольцовой растительности на лавовых потоках Толбачинского дола // *Ботанич. журнал*. 1992. Т. 77. № 1. С. 92–100.
4. Гришин С.Ю. Крупнейшие вулканические извержения XX столетия на Камчатке и Курильских островах и их влияние на растительность // *Изв. РГО*. 2003. Т. 135. Вып. 3. С. 19–28.
5. Efford J.T., Bylsma R.J., Clarkson B.D., Pittari A., Mauriohoo K., and Moon V.G. Vegetation dieback as a proxy for temperature within a wet pyroclastic density current: a novel experiment

- and observations from the 6th of August 2012 Tongariro eruption // *Journ. of Volcanology and Geothermal Res.* 2014. No. 286. P. 367–372.
6. Лебедева Е.В. Влияние лавовых потоков на строение долин и развитие речной сети // *Геоморфология*. 2016. № 3. С. 78–91.
 7. Лютцау С.В. Факторы и способы перестройки эрозийных систем // *Пробл. перестройки и перехвата речных долин*. М.: МФ ГО, 1973. С. 39–49.
 8. Горшков Г.С. Извержение сопки Безымянной // *Бюл. вулканич. станции на Камчатке*. 1956. № 26. 41 с.
 9. Belousov A., Belousova M., Edwards B., Volynets A., and Melnikov D. Overview of the precursors and dynamics of the 2012–13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // *Journ. of Volcanology and Geothermal Res.* 2015. No. 307. P. 22–37.
 10. Melnikov D. and Volynets A. O. Remote sensing and petrological observations on the 2012–2013 fissure eruption at Tolbachik volcano, Kamchatka: Implications for reconstruction of the eruption chronology // *Journ. of Volcanology and Geothermal Res.* 2015. No. 307. P. 89–97.
 11. Global Atlas for Renewable Energy (<https://irena.masdar.ac.ae>).
 12. Thouret J.-C. Volcanic hazards and risks: a geomorphological perspective // *Geomorphological hazards and disaster prevention*. N.-Y.: Cambridge Univ. Press, 2010. P. 13–32.
 13. Мелекесцев И.В., Волинец О.Н., Ермаков В.А., Курсанова Т.П., Масуренков Ю.П. Вулкан Шивелуч // *Действующие вулканы Камчатки*. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 84–105.
 14. Belousov A., Belousova M., and Voight B. Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia // *Bul. Volcanol.* 1999. Vol. 61. P. 324–342.
 15. Мелекесцев И.В. Новейшие гигантские эксплозивно-обвалы лавины катастрофических извержений вулкана Шивелуч на Камчатке: детерминированность и возможные причины // *Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы*. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ, 2001. С. 226–239.
 16. Сейнова И.Б., Черноморец С.С., Тутубалина О.В., Баринев А.Ю., Соколов И.А. Условия формирования селевых потоков в районах активного вулканизма (на примере вулканов Ключевской и Шивелуч, Камчатка). Ч. 2 // *Криосфера Земли*. 2010. Т. XV. № 3. С. 29–36.
 17. Двигало В.Н., Шевченко А.В. Новые данные о катастрофических извержениях вулкана Шивелуч 1964 и 1854 гг. по результатам фотограмметрических исследований // *Тез. докл. XVIII традиц. рег. научн. конф. “Вулканизм и связанные с ним процессы”*. Петропавловск-Камчатский: ИВиС, 2015. С. 26–29.
 18. Shevchenko A.V., Dvigalo V.N., and Svirid I. Yu. Airborne photogrammetry and geomorphological analysis of the 2001–2012 exogenous dome growth at the Molodoy Shiveluch Volcano, Kamchatka // *Journ. of Volcanology and Geothermal Res.* 2015. No. 304. P. 94–107.
 19. Шевченко А.В. Геоморфологические особенности и морфодинамика современного купола вулкана Молодой Шивелуч: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. 27 с.
 20. Рыбин А.В., Дегтерев А.В., Разжиганова Н.Г., Ганзей К.С., Чибисова М.В. Активные вулканы Курильских островов: вулкан Пик Сарычева. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2012. 80 с.
 21. Сейнова И.Б., Черноморец С.С., Демянчук Ю.В. Эндогенный механизм формирования лахаров на андезитовых вулканах (на примере вулкана Шивелуч, Камчатка) // *ГеоРиск*. 2014. № 4. С. 44–54.
 22. Пономарева В.В. Крупнейшие эксплозивные вулканические извержения и применение их тефры для датирования и корреляции форм рельефа и отложений: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: ИГ РАН, 2010. 48 с.
 23. Черноморец С.С., Сейнова И.Б. Селевые потоки на вулканах. Уч. пособие. М.: УНЦ ДО, 2010. 72 с.
 24. Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
 25. Брайцева О.А. Геоморфологическое строение Центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы неотектоники // *Вопр. географии Камчатки*. 1967. Вып. 5. С. 74–79.
 26. Краевая Т.С., Кураленко М.П. Ледниковые образования районов активного вулканизма (на примере Камчатки) // *Гляциологические исследования*. М.: ВИНТИ, 1985. № 27. С. 77–89.
 27. Tilling R.I. Volcanism and associated hazards: the Andean perspective // *Advances in Geosciences*. 2009. No. 22. P. 125–137.
 28. Перов В.Ф. Селеведение. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2012. 272 с.

29. Volcanes y adoratorios. Historia geologica y mitos de la “Avenida de los Volcanes”. Quito: CCE, 2015. 60 p.
30. Краевая Т. С. Сухие реки районов Ключевской и Авачинской групп вулканов // Вопр. географии Камчатки. 1964. Вып. 2. С. 56–63.
31. Кукулина Л. В., Чалов С. Р. Сток взвешенных наносов рек территорий современного вулканизма Камчатки // География и природные ресурсы. 2012. № 1. С. 103–110.
32. Лукашов А. А., Сейнова И. Б., Черноморец С. С. Термокарст на отложениях лахаров вулканов Шивелуч и Ключевской (Камчатка) // Тр. III Междунар. конф. “Селевые потоки: катастрофы, риск, защита”. Южно-Сахалинск: Сахалинский филиал ДВГИ ДВО РАН, 2014. С. 128–132.
33. Gudmundsson A. T. Living Earth – Outline of the geology of Iceland. Reykjavik: Forlagid, 2013. 408 p.
34. Вулканы и тектоника литосферных плит / Под ред. С. А. Ушакова. М.: Изд-во МГУ, 1996. 273 с.
35. Galeczka I., Eiríksdóttir E. S., Hardardóttir J., Oelkers E. H., Torssander P., and Gislason S. R. The effect of the 2002 glacial flood on dissolved and suspended chemical fluxes in the Skaftariver, Iceland // Journ. of Volcanology and Geothermal Res. 2015. No. 301. P. 253–276.
36. Заботкин П. П. Субгляциальные извержения // Уч. зап. МОПИ. 1951. Т. XVII. Вып. 5. С. 182–192.

Поступила в редакцию 24.05.2016

INFLUENCE OF PYROCLASTIC EMISSION ON VALLEY MORPHOLOGY AND RIVER NETWORK DEVELOPMENT: THE CASE STUDY OF THE NORTHERN GROUP VOLCANOES, KAMCHATKA

E. V. LEBEDEVA

*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
e-mail: Ekaterina.Lebedeva@gmail.com*

Summary

On the sides of volcanoes the chain of paragenetic processes performs from the top and to the foot that includes volcanic, slope mass movement and erosion processes. River valleys provide transportation routes (“transport corridors”) for sediments involved in the lithodynamic system. Valleys are used by pyroclastic flows that transfer much volumes of sediments. Fluvial processes transport them from the upper parts to the foots of volcanoes. Physical properties of volcanic materials predetermine specific features of its reworking by water flows and thus exert influence on fluvial processes in river valleys. In the bottoms of river valleys, not alluvial but debris flow, mass movement, aeolian, thermokarstic processes dominate throughout the most part of year. Development of glaciation contributes to the increase of non-uniformity (“salvo” character) of lithodynamic flows and increase the area of pyroclastic material reworking by fluvial processes.

Keywords: pyroclastic material, lithodynamic flows, river network reorganization, morphology of the valleys, volcanoes.

doi:10.15356/0435-4281-2016-4-56-69