СЕЛЕВАЯ АССОЦИАЦИЯ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ (ФАНО РОССИИ)

ФГБУН ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН

ФГБУН ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ ИМ. В.Б. СОЧАВЫ СО РАН

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ (РФФИ)

Институт земной коры СО РАН

Селевая Ассоциация

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН

СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ: КАТАСТРОФЫ, РИСК, ПРОГНОЗ, ЗАЩИТА

Материалы IV Международной конференции
Россия, г. Иркутск – пос. Аршан (Республика Бурятия)
6-10 сентября 2016 г.

Иркутск
Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
2016

УДК 551.311.21
ББК Д823.121.6
С29

Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Материалы IV Международной конференции (Россия, г. Иркутск – пос. Аршан (Республика Бурятия), 6-10 сентября 2016 г.). – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2016. – 326 с.

Сборник содержит материалы IV Международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита», проведенной в г. Иркутске и пос. Аршан Тункинского района Республики Бурятия (6-10 сентября 2016 г.). Представлены результаты исследований селевых катастроф последних лет различного генезиса, оценен риск и рассмотрены проблемы прогноза селей, проведен анализ развития селевых процессов на глобальном и региональном уровнях, рассмотрены механизмы возникновения и развития селевых потоков и вопросы их моделирования.

Издание предназначено для широкого круга специалистов, изучающих селевые потоки.

Debris flows: risks, forecast, protection: Materials of IV International Conference (Russia, Irkutsk – Arshan village (The Republic of Byriatia), September 6–10, 2016). – Irkutsk: Publishing House of Sochava Institute of Geography SB RAS, 2016. – 326 p.

The digest contains materials of the IV International Conference “Debris flows: Disasters, risk, forecast, protection” has been held in Irkutsk and in Arshan village, Tunkinsky district of Buryat Republic (September 6–10, 2016). The results of recent yearson debris flow disasters research of various origin are represented, the assessment of risks have been performed and problems of debris flows forecast have been considered, the analysis of debris flow processes at the global and regional level has been made, the occurrence and development mechanisms and simulation issues of debris flows have been examined.

Ответственный редактор: научный руководитель Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, д.г.н. *В.М. Плюснин*

Редакционная коллегия: к.г.-м.н. *С.А. Макаров*, к.г.н. *Ж.В. Атутова*, к.г.н. *А.И. Шеховцов*

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ ДИРЕКЦИЯ ИНФРАСТРУКТУРЫ ОАО «РЖД»

ШВЕЙЦАРСКАЯ КОМПАНИЯ GEOBRUGG В РОССИИ

АВСТРИЙСКАЯ КОМПАНИЯ TRUMER В РОССИИ

Издание подготовлено при финансовой поддержке Федерального агентства научных организаций России (Соглашение № 007-ГЗ/Ц3795/346/4 от сентября 2016 г. между ФАНО России и ИЗК СО РАН на предоставление субсидии на финансовое обеспечение проведения конференции) и гранта РФФИ № 16-05-20263 на проведение конференции.

Материалы публикуются с максимальным сохранением авторской редакции.

© Коллектив авторов, 2016
© ФГБУН Институт земной коры СО РАН, 2016
ISBN 978-5-94797-273-3 © Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2016

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ СЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРШАНА

АКУЛОВ Н.И., АКУЛОВА В.В., ШТЕЛЬМАХ С.И., РУБЦОВА М.Н., ШОЛОХОВ П.А.
Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
E-mail: akulova@crust.irk.ru

STRUCTURAL-COMPOSITIONAL ANALYSIS OF ARSHAN MUDFLOWS DEPOSITS

AKULOV N.I., AKULOVA V.V., SHTEL'MAKH S.I., RUBTSOVA M.N., SHOLOKHOV P.A.
Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033, Irkutsk, Lermontov Street, 128, Russia
E-mail: akulova@crust.irk.ru

Катастрофический сход селевых потоков в Восточном Саяне (пос. Аршан, Тункинский район, Республика Бурятия) произошёл на рассвете 28 июня 2014 г. В течение нескольких месяцев после этого события коллективом авторов был подготовлен целый ряд научных публикаций [Лапердин и др., 2014; Лехатинов, Лехатинова, 2014; Макаров и др., 2014; Охотин и др., 2014], касающихся оценки основных факторов формирования селей и их последствий.

Цель наших исследований состояла в проведении структурно-вещественного анализа селевых потоков для уточнения особенностей их формирования. Тем более, что данному аспекту при изучении селей практически не уделяется внимание [Флейшман, 1978; Виноградов, 1980; Казаков, 2000].

Из пяти проявленных селевых потоков детально изучено два, которые представляют наибольшую опасность для пос. Аршан: Безымянный (поток–1) и 1-я Шихтолайка (поток–2). Экспедиционные работы проводились в три этапа. На первом этапе исследовались дресвяно-глинисто-песчаные (грязевые) отложения равнинной части Тункинской долины. Второй этап работ связан с изучением селевых валунных образований на горных склонах и их отрогах. Третий этап, наиболее опасный и трудоемкий, проводился в истоках селей, располагающихся в труднодоступных местах Тункинских Гольцов. Экспедиционные работы сопровождались фото и видеосъемками. В результате был создан научно-познавательный фильм [http://www.youtube.com/watch?v=syhdLryAG3Y] "Селевый литопоток".

Структурно-вещественный анализ селевых отложений включал изучение особенностей их строения, условий транспортировки и аккумуляции, а также вещественного состава. Всего на различные виды литологических исследований было отобрано более 150 проб. Методика включала стандартные способы обработки кристаллических и рыхлых пород: петрографическое описание в шлифах, а также минералогическое изучение легкой и тяжелой фракций.

В стенках каньонов, образовавшихся в результате деятельности селевых потоков, обнажены докембрийские метаморфизованные породы (ингасунская и иркутная свиты), интрузивные образования (гранитоиды) и рыхлые отложения различных генетических типов. Метаморфизованные породы представлены в основном мраморами и мраморизированными известняками, обломки которых при транспортировке селевым потоком подверглись интенсивному дроблению и истиранию до размера гальки и "мраморной муки", что привело к насыщению "мраморной мукой" песчано-алевритовых отложений всех генетических типов настолько сильно, что они повсеместно стали карбонатными (рис. 1 а). Значительная часть крупноглыбового и крупновалунного материала селевых отложений представлена биотитовыми плагиогранитами и катаклазированными гранитами (рис. 1 б).

В составе осадочного комплекса предгорий Тункинских Гольцов выделяются отложения древних селевых потоков, а также делювия и пролювия, среди которых хорошо картируются современные оползневые и осыпные образования (рис. 1 в–з).

Отложения древних потоков встречаются повсеместно. На склонах гор и в бортах ущелий отчетливо видны отложения глыбовых потоков селей, поросших мхом, баданом и кустарником. Новейшие селевые потоки прорезали глубокие каньоны в делювиально-пролювиальных и древних селевых отложениях, разрезы которых отчетливо видны в бортах каньонов. Последние со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на кристаллических породах фундамента, заполняя денудационные врезы и депрессии (рис. 1 е). Характерной чертой древних селей является глыбово-щебнистая структура (глыбы до 3 м) и наличие фрагментарной слоистости.

Комплекс делювиально-пролювиальных отложений с угловым несогласием залегает на кристаллических породах склонов Тункинских Гольцов и в межгорных впадинах (рис. 1 д). Он пред-

ставлен рыхлыми серовато-коричневыми дресвяно-щебнистыми плохо отсортированными отложениями, также оползневыми и осыпными образованиями с песчаным и супесчаным заполнителем (рис. 1 в). Характерной особенностью данных отложений в высокогорьях, откуда берут свое начало селевые потоки, является господство продуктов физического (морозного) выветривания (рис. 1 г). Почвенный материал, тонкопелитовая фракция и растительный детрит примешиваются к дресвяно-щебнистому материалу в процессе смещения вниз по склону.

Рис. 1. Фотографии, отражающие условия залегания осадочных отложений различных генетических типов, сыгравших важную роль в породном наполнении первого селевого потока (Безымянный):

а – обломки белых мраморов; б – плохо окатанные валуны биотитовых плагиогранитов; в – реликты делювиально-пролювиальных отложений, уцелевшие от размыва селевым потоком. Вблизи горных вершин располагается селевой очаг (кар): г – дресвяно-щебнистая осыпь в районе селевого очага. По дну ущелья проходит каньон, возникший в процессе схода новейшего селевого потока: д – в бортах каньонов видно, что делювиально-пролювиальные отложения с размывом и стратиграфическим несогласием залегают на фундаменте; е – отложения древнего селя в разрезе содержат гигантские глыбы гранитоидов; ж – на правом склоне видны результаты обрушения крутых оползней (сплывов); з – крутые оползни поставляли в селевой каньон гигантские глыбы гранитоидов.

Оползневые отложения играют существенную роль в поставке обломочного материала для селевых потоков (рис. 1 ж). Лавины рыхлых отложений, сплывавших с бортов горных ущелий, срывали огромные массивы коренных пород и являлись одним из основных поставщиков крупных глыб в селевые потоки (рис. 1 з). Они представлены дресвяно-щебневыми отложениями с песчано-глинистым заполнителем. Оползневые массы отсутствуют на дне каньонов, так как были унесены новейшими селями.

Новейшие селевые отложения – это рыхлые, динамически нестабильные, недоуплотненные и диагенетически неизмененные отложения, полностью лишенные аутигенной минерализации. Их формирование произошло настолько недавно, что на поверхности таких образований отсутствует всякая растительность, включая мхи и кустарники. Наполнение исследуемых селевых потоков происходило в процессе водной суспензионной транспортировки обломочных масс, производивших интенсивную эрозию и корразию днищ и бортов селевых трасс, и выработавших протяженные каньоны.

В строении каждого потока отчетливо выделяются следующие элементы: очаг, каньон, горловина, конус выноса, а также площадь разлива и осаждения грязевого потока. *Очаги* или источники селевых потоков располагаются в высокогорьях Тункинских Гольцов и приурочены в основном к карам, заполненным преимущественно дресвяно-щебнистыми отложениями. *Селевые каньоны U*–образной формы хорошо отшлифованы почти по всей длине. Они содержат маломощные (до 0.3 м) и непротяженные (до 80 м) россыпи щебнисто-глыбового материала лишь в верховьях и галечно-валунного – в низовьях. *Конусы выноса* состоят преимущественно из мелких (0.2-0.5 м) валунов, слагающих вытянутые веерообразные формы рельефа. Заполнитель представлен среднезернистыми песками и значительно реже песчано-алевритовыми образованиями. Конусы выноса завершаются валунными валами, представляющими собой передний фронт селевых потоков. Это место зарождения *грязевых потоков*, содержащих много суспензированного материала. Они подобны речному паводку. Суспензия представляет смесь воды с очень высоким (до 50-60 %) содержанием твердого песчано-алеврито-глинистого материала. Кроме того, грязевые потоки содержали небольшое количество дресвы, галечного материала и мелких валунов (до 0.3 м).

Минералогический анализ осадочных образований, сформировавшихся на склонах Тункинских Гольцов, позволил выявить особенности изменения их состава (рис. 2). Отмечено однородное содержание породообразующих минералов в легкой фракции рыхлых отложений различных генетических типов: кварц (55–60 %) и полевые шпаты, представленные преимущественно плагиоклазами (22–30 %) (рис. 2 а). Распределение тяжелых минералов носит разнородный характер: широкий спектр (гранат, дистен, рутил, турмалин и магнетит) отмечен для оползневых отложений и более узкий (магнетит и дистен) – для новейших селевых образований (рис. 2 б, в).

Весовое количество минералов тяжелой фракции в исследуемых отложениях весьма различно. Его минимальное значение приурочено к делювиально-пролювиальным отложениям, а максимальное – к новейшим селевым потокам, в составе которых выявлено 22 минерала: ильменит, магнетит, гранат, циркон, сфен, рутил, лейкоксен, амфиболы, тремолит, диопсид, гиперстен, эпидот, апатит, барит, турмалин, ставролит, дистен, силлиманит, андалузит, пирит, гетит и гематит. Амфиболы – самые распространенные минералы в исследуемых отложениях. Их максимальное количество приурочено к отложениям древних селевых потоков, а минимальное – к грязевым потокам новейших селей (рис. 2 б). В то же время в грязевых потоках содержится большое количество тремолита (до 20.8 % от общего количества минералов тяжелой фракции) и гетита (до 40.8 %). Важную роль в составе тяжелой фракции играют пироксены, представленные диопсидом, максимальное количество которого приурочено к осыпям (до 35.6 %).

На рисунке 2 (в) показаны особенности распределения минералов в отложениях различных генетических типов, содержание которых незначительное и достигает первых процентов. Так, в отложениях оползней содержится широкий спектр таких минералов, как турмалин, рутил, дистен и гранат. Осадки селевых потоков характеризуются повышенным содержанием магнетита.

Таким образом, в результате проведенных исследований отмечено, что минеральный состав рыхлых отложений различных генетических типов, сформировавшихся на склонах Тункинских Гольцов, характеризуется в основном стабильным содержанием основных породообразующих минералов, что и понятно, так как они принесены из единой области сноса кластического материала. А вот разнородный характер в распределении тяжелых минералов в селевых отложениях отражает структурно-динамические особенности селевого потока.

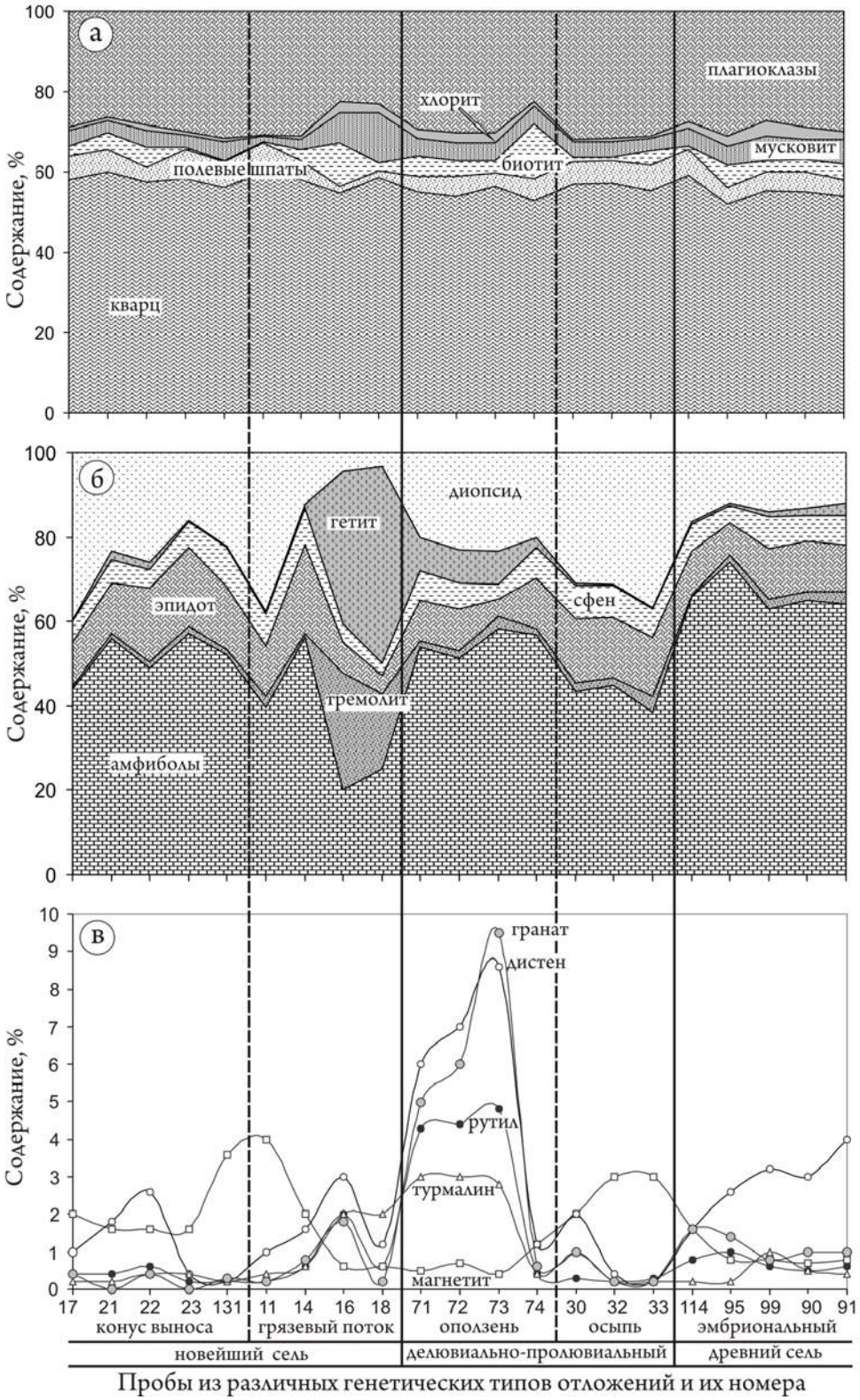


Рис. 2. Динамика изменения минералогического состава легкой (а) и тяжелой (б; в) фракций в различных генетических типах склоновых отложений.

Виноградов, Ю.Б. Этюды о селевых потоках / Ю.Б. Виноградов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 144 с.

Казаков, Н.А. Геологические и ландшафтные критерии оценки лавинной и селевой опасности при строительстве линейных сооружений (на примере о. Сахалин): автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук: / Николай Алексадрович Казаков. – Южно-Сахалинск, 2000. – 36 с.

Катастрофические селевые потоки, произошедшие в пос. Аршан Тункинского района Республики Бурятия 28 июня 2014 г. / С.А. Макаров [и др.]. – Иркутск: ИГ СО РАН, 2014. – 111 с.

Лехатинов, А.М. Селевая опасность территории автотуристического кластера “Тункинская долина” / А.М. Лехатинов, Э.Б. Лехатинова // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: материалы III-й Международной конференции (г. Южно-Сахалинск, 22-26 сентября 2014 г.); отв. ред. Н.А. Казаков. – Южно-Сахалинск: ДВО РАН, 2014. – С. 82–87.

Охотин, А.Л. Неожиданные результаты съемки катастрофического селя в пос. Аршан республики Бурятия / А.Л. Охотин, А.А. Токин, А.Л. Неверова // От снимка к карте: цифровые фотограмметрические технологии: материалы 14-ой Международной научно-технической конференции (г. Хайнань, Китай, 18–24 октября 2014 г.). – Хайнань, 2014. – С. 21–23.

Причины и последствия катастрофических селевых потоков 28 июня 2014 г. в окрестностях пос. Аршан, республика Бурятия / В.К. Лапердин [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т. 5. – № 3. – С. 799–816. DOI:10.5800/GT2014530156.

Флейшман, С.М. Сели / С.М. Флейшман. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 312 с.

ВАРИАНТ КРИТЕРИЯ УСТОЙЧИВОСТИ СЕЛЕВОЙ МАССЫ НА СКЛОНАХ НА ОСНОВЕ СТАТИСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ВЫСОКОГОРНЫХ ЛИВНЕВЫХ СЕЛЕЙ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ

АНДРЕЕВ Ю.Б., СВЕТЛОСАНОВ В.А.
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, НИЛ снежных лавин и селей, 119991, Москва, Ленинские горы, д.1, astgeorg@mail.ru

STABILITY CRITERION VARIANT FOR MUDFLOW BODY ON SLOPES BASED ON STATISTICAL SHORT-TERM FORECAST MODEL FOR HIGH MOUNTAIN RAINFALLS

ANDREEV Y.B., SVETLOSANOV V.A.
Moscow State University named by M.V. Lomonosov, Scientific Research Laboratory of Snow Avalanches and Mudflows, 119991, Moscow, Leninskye gory, b.1, astgeorg@mail.ru

Вначале заметим, что критерий устойчивости в подобных случаях можно оценивать с разных позиций. Во-первых, можно оценивать устойчивость с точки зрения физического механизма процесса и соответствующей математической модели. Во-вторых, можно использовать различные статистические методы разной степени сложности, в том числе, например, достаточно широко применяемый в лавиноведении и селеведении метод дискриминантного анализа, а также стохастический анализ и др. [Светлосанов, 1977, 1990, 2009, Svetlosanov, 1985]. Прибегнем в данном случае к сочетанию статистической обработки метеонаблюдений с использованием дискриминантного анализа и введения критерия на основе значимых метеопредикторов, обладающего определенным физическим смыслом в отношении устойчивости рыхлого селевого материала на склоне и степени его подготовленности к началу селевого процесса.

Ранее на основе анализа рядов метеонаблюдений для ливневых селей за 1953-2005 гг. нами была построена краткосрочная функция прогноза F [Андреев и др., 1984, 2009, Andreev etc., 2011] в позднее модифицированном виде:

$$F=0{,}001(1/\text{мм}\cdot{}^{o}\text{C})Xt+0{,}012(1/{}^{o}\text{C})\sum t6, \qquad (1)$$

где X – среднесуточные осадки, мм; t – среднесуточная температура воздуха, ^{o}C ; $\sum t6$ – текущая сумма среднесуточных температур воздуха за 6 дней, ^{o}C; F – безразмерная величина с критическим значением, равным 1, при превышении которого прогнозируется сход селей в области критических значений X=20 мм, t = 9 ^{o}C, $\sum t6$= 72 ^{o}C.

Проверка значений функции на текущем независимом материале дала оправдываемость порядка 70-80 % и предупрежденность такого же порядка. При этом каждому значению функции ставилась в соответствие оценка масштаба селепроявлений.- отсутствие селей, единичные сели, локальные сели и массовый сход селей. В другой работе нами была построена шкала интенсивности селепроявлений со значениями индикатора от 0 до 2 баллов, соответствующим этим оценкам [Андреев, 2014]. Далее, развивая анализ в этом направлении, можно предположить, что интервалы

значений функции прогноза F, определяющие степень интенсивности селепроявлений, соответствуют степени устойчивости (подготовленности) селевой массы на склонах. Попытаемся теперь связать с величинами индикатора интенсивности селепроявлений некий критерий устойчивости К: Сначала приведем экспертные оценки предполагаемого критерия в виде

0 – устойчивое состояние,

0 – 1- слабые подвижки, приводящие к единичным селям,

1-1,5 – усиление процесса промачивания склонов, вызывающее локальные сели и, наконец,

1,5-2 – лавинообразное нарастание селевой опасности – в итоге массовый сход селей.

Теперь найдем численные оценки этого критерия. Например, произведя операцию свертка метеопараметров в функции прогноза, поделив сумму температур за 6 дней, умноженную на критическую величину среднесуточных осадков 20 мм, на произведение текущих среднесуточных осадков и температур. В итоге получаем нижеследующую формулу для критерия устойчивость. К:

$$K = 20\sum t6/ Xt \qquad (2)$$

Вычисляемая при текущем наблюдении величина критерия. К должна показывать, насколько подготовлена рыхлая масса и ложе в селевом русле для начала селевого процесса. Т. е. чем больше величина этого отношения, тем более устойчив селевой материал на склоне.

Вычислим теперь корреляцию фактора (индикатора) интенсивности I с критерием устойчивости К. Получаем значение корреляции $r_{IK} = 0{,}91$ при значимости 0,02. Теперь, сопоставив диапазонам интенсивности со значениями критерия устойчивости с учетом стандартных отклонений порядка ±4 получаем с надежностью около 95 % два почти статистически достоверных значения К. Однако здесь следует сделать оговорку, что ниже приводимые значения К получены на пределе допустимой значимости вследствие недостаточной длины рядов наблюдений. Поэтому необходимы еще 15-20 лет наблюдений для большей надежности полученных величин устойчивости селевого материала К>86 для слабой и К<83 для большой активности. селевого процесса как по масштабу, так и по интенсивности селепроявлений с учетом ливневых фронтов.

В заключение добавим, что на основе текущей оценки устойчивости селевого материала на склоне, показывающей, в какой степени подсушены рыхлый материал на склоне и ложе русла или, наоборот, они уже переувлажнены и подготовлены к сходу, можно прогнозировать степень риска для угрожаемых объектов инфраструктуры и населения [Андреев и др., 1996, 1997, Andreev etc., 2000, 2000]. Однако учитывая вышесказанное, предложенный выше анализ следует пока рассматривать как рабочую гипотезу, проверяя ее на достоверность по мере накопления данных.

Андреев Ю.Б., Сейнова И.Б. Модельно-статистический подход к разработке прогноза ливневых селей на примере высокогорного Центрального Кавказа // Вестн. МГУ, серия география. – 1984, – № 4. – С. 86-92.

Андреев Ю.Б., Божинский А.Н. Проблемы оценки и картографирования природного риска (на примере лавин и селей) // Вестник Моск. ун-та, сер. В.5, география. – 1996 – № 3. – С.55-60

Андреев Ю.Б., Божинский А.Н. Методика картографирования вероятного ущерба от лавин и селей // Вестник Моск. Ун-та, сер.5.География. – 1997.– № 5. – С.67-69

Андреев Ю.Б., Божинский А.Н., Сейнова И.Б. Анализ многолетнего хода значений функции краткосрочного фонового прогноза высокогорных гляцио- ливневых селей Северного Кавказа // Материалы межд. конференции «Гляциология в начале XX1 века» к 100-летию Г.К.Тушинского. М.: Универс. Книга. 2009. – С. 92-97.

Андреев Ю.Б. Оценка интенсивности селепроявлений высокогорных ливневых селей Приэльбрусья на основе функции краткосрочного прогноза // Сборник трудов Ш Международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита», 22-26 сентября 2014 г.Южно-Сахалинск, филиал ФГБУН, Дальневосточный геол. ин-т ДВО РАН. 262 с. – С.89-92.

Светлосанов В.А. Расчет меры устойчивости системы к случайным возмущениям. // Известия АН СССР. Серия геогр. – 1977. –№5. – С.118-121

Светлосанов В.А. Устойчивость и стабильность природных экосистем (модельный аспект). // ВИНИТИ, Итоги науки и техники. Серия «Теоретические и общие вопросы географии». М. 1990.- Т.8. -200 с.

Светлосанов В.А. Устойчивость природных систем к антропогенным и природным воздействиям.. // Учебное пособие . М.: Типография «11-й ФОРМАТ». 2009. – 100с.

Andreev Yu.B., The general structure analysis of avalanche (mudflow) risk assessment // Proceedings of conference 25 years of Snow Avalanche Research, Voss 12-16 May, 1998. Norwegian Geotechnical Institute Publikation n.203. Pp.58-60

Andreev Yu.B., Bozhinsky A.N., Sidorova T.L. The Methodology of Mapping of Probable Damage due to Avalanche and Mudflow Activity // In: Proceedings of 4th International Symposium on Environmental Geotechnology and Global Sustainable Development. – Boston: 2000. – N. 409. – Pp..1592-1593.

Andreev Yu.B., Bozhinsky A.N., Sidorova T.L. Avalanche and Mudflow Risk Mapping Methods for Road Traffic and Population // In: Internationales Symposion Interpraevent 2000, Villah/Oesterrich, Tagungspublikation, Band 2, P.181-188.

Andreev Yu.B., Seinova I.B.. Krylenko I., Chernomorets S.S. Regional short-term forecast of debris flow initiation for glaciated high mountain zone of the Caucasus. 5-th International Conference on Debris- Flow Hazards. Italy, Padova, 2011,. Roma un. "La Sapienza". Pp. 1003-1011.

Svetlosanov V.A. The problem of ecosystem stability and some applications of one of the stochastic methods in investigation of this problem. // Ecological Modeling. 1985. 28. p. 311-322.

Svetlosanov V.A. The notion of the indices and criteria for a measurement of ecosystem stability. // Ekologia (CSSR). 1985. V.4. № 4. Pp. 427-433.

СЕЛЕВОЙ РИСК В ПРИБАЙКАЛЬЕ И ЗАБАЙКАЛЬЕ

БАБУРИН В.Л., БАДИНА С.В., СОКРАТОВ С.А., ХИСМАТУЛЛИН Т.И., ШНЫПАРКОВ А.Л.
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, МГУ, географический факультет, malyn2006@yandex.ru

DEBRIS FLOW RISK IN THE PRIBAIKALJE AND ZABAIKALJE

BABURIN V.L., BADINA S.V., SOKRATOV S.A., HISMATULLIN T.I., SHNYPARKOV A.L.
Moscow state university by M.V. Lomonosov, 119991, Moscow, Leninskie gory, MSU, geographical department, malyn2006@yandex.ru

Введение

Селевые процессы в Прибайкалье и Забайкалье неоднократно вызывали ущерб на различных объектах народного хозяйства. Последним таким событием был сход селевого потока в п. Аршан, который привел к значительному материальному ущербу. В последние годы исследования в теории и практике оценки природных рисков позволили провести оценку селевого риска в экономических показателях.

Селевая деятельность в Прибайкалье и Забайкалье

Изучению селевой деятельности в Прибайкалье и Забайкалье посвящено довольно много работ. В первую очередь отметим работы по оценке условий селеобразования и оценки степени селевой опасности в районе БАМ и также вокруг озера Байкал. К ним относятся работы М.Д. Будза и О.Л. Рыбака [1971], В.Н. Вардугина и В.А. Керемкулова [1978], В.К. Лапердина и Ю.Б. Тржцинского [1985], А.М. Лехатинова [1968, 1984] С.А. Макарова [2012] и др.

Исследуемая территория по классификации В.Ф. Перова [Перов, 2012] относится к теплой зоне Южно-Сибирского региона Байкальской области. Общая площадь селеопасных территорий составляет немногим более 270 км^2. Эта территория охватывает системы хребтов и нагорий вокруг оз. Байкал – Восточный Саян, Хамар-Дабан, Становое нагорье и другие. В административном плане она включает в себя части Иркутской и Читинской областей и Бурятской республики.

Основной причиной образования селевых потоков являются – ливни, иногда с участием снеготаяния. Массовый сход селей связан с затяжными дождями, который завершается ливнем; общая сумма осадков при этом составляет более 200 мм. Образованию селей также способствуют прорывы плотин, которые образуются в узких долинах снежными лавинами, сплывами грунта, обвалами и осыпями.

В Восточном Саяне русловые селевые потоки по составу, как правило, водокаменные. Максимальный объем выноса достигает 600 тыс. м^3. Наиболее часто сход селевых потоков отмечался в июне-августе, в основном в конце июня–июля. В начале селеопасного периода селеформирование ограничивается низкогорьем. В этот период наиболее характерны паводки и селевые потоки низкой плотности в крупных по площади бассейнах. Во второй половине лета, после оттаивания многолетней и сезонной мерзлоты в гольцовой зоне, процесс охватывает всю площадь гор. Для этого

периода характерны как водокаменные, так и грязекаменные селевые потоки. Повторяемость селей в центральных и южных частях Восточного Саяна по дендрохронологическим данным составляет: крупных – один раз в 16−30 лет, мелких – один раз в 4−8 лет [Перов, 2012].

В пределах хребта Хамар-Дабан преобладают ливневые сели. Суточные максимумы осадков при селеформировании изменяются от 100 до 260 мм. По составу селевые потоки преимущественно являются водокаменными в западной части и грязекаменными – в восточной, где в предгорьях развиты глинистые отложения. Максимальный объем крупных селей достигает 500 тыс. м^3.

Становое нагорье представляет собой систему средневысотных хребтов и впадин, протянувшихся от северной оконечности оз. Байкал до р. Олекма. Подобно другим частям Байкальской рифтовой зоны нагорье характеризуется блоковым строением, контрастным рельефом, активной новейшей и современной тектоникой, а также высокой сейсмичностью. На этой территории возможны землетрясения интенсивностью 10 баллов, которые приводят к активизации различных склоновых процессов, в том числе и селевых потоков. При этом активность склоновых процессов не затухает после землетрясения в течение нескольких лет. Здесь также преобладают дождевые селевые потоки. Их образование отмечается во второй половине лета вследствие ливней или затяжных дождей, завершающихся ливнем. В период весеннего снеготаяния при выпадении дождей возможно формирование водоснежных потоков, которые включают снег, лед и воду с с небольшим содержанием обломков горных пород.

В небольших по площади селевых бассейнах повторяемость селевых потоков составляет один раз в 3–6 лет. В более крупных водотоках с площадью бассейна от 15 до 60 км^2 повторяемость селей – один раз в 10–20 лет, а максимальные объемы достигают 300 тыс. м^3. В них формируются преимущественно водокаменные сели. В наиболее крупных по площади селевых бассейнах (площадь до 120 км^2) отмечаются в основном селевые паводки. Период селевой активности составляет 4 месяца, начиная с мая, когда формируются водоснежные потоки, до августа. В июле–августе формируются по своему генезису дождевые селевые потоки. Период наибольшей селевой активности приходится как раз на июль-август.

Селеопасные территории Прибайкалья и Забайкалья характеризуются различной степенью селевой опасности: районы с высокой степенью селевой опасности занимают 21,6 %, средней – 38,6 %, низкой – 30 % и еще 9,8 % относится к потенциально селеопасным территориям.

Методика оценки экономического риска селевых потоков

Оценка риска селевых процессов в экономических показателях основана на ранее разработанной методике [Бабурин и др., 2014; Baburin at al., 2014]. В настоящее время отсутствуют статистические экономические показатели на уровне муниципальных образований, которые можно было бы использовать при оценке риска. Существуют лишь статистические сведения о валовом региональном продукте на уровне краев, областей, и республик. Поэтому была предложена оригинальная методика, которая позволила охарактеризовать условный валовый региональный продукт на уровне муниципальных образований.

Поскольку оценки риска селевых процессов в экономических показателях выполнялись в среднем масштабе, то за основу экономического показателя был взят условный валовый муниципальный продукт на уровне муниципальных образований.

Местное самоуправление является тем уровнем власти, который как по своим полномочиям, так и по управляемой территории отражает среднестатистический основный пространственно-временной цикл жизнедеятельности человека. Это позволяет для целей моделирования использовать уровень муниципального образования (МО) как расчетную единицу для определения уровня социально-экономического развития административной единицы, так и для его соотнесения с природными и производными от них рисками.

В рамках этой парадигмы можно постулировать, что воздействие локальных опасных природных явлений, таких как селевые потоки, на территориальную природно-хозяйственную систему (ТПХС) муниципального уровня носит площадной (мезоуровневый) характер. Единая территориальная система вне зависимости от того, какой из элементов или связей затронуты неблагоприятными и опасными природными явлениями реагирует на эти события как единое целое, а значит, социально-экономический потенциал должен оцениваться (рассчитываться) не для локальных объектов, а системы в целом. Иными словами, перекрытие лавиной участка автодороги, или разрушение селем (паводком) мостовых сооружений, линий электропередач и т. п., сказывается на функционировании всей ТПХС МО [Baburin et.al., 2014].

Подобный подход позволяет в методическом плане не вести прямой пообъектный учет потенциально уязвимых объектов социальной и производственной инфраструктуры, а оценивать системные последствия локальных явлений и процессов. В этом случае вполне можно ограничиться набором агрегированных социально-экономических показателей для соответствующих административно-территориальных образований. При этом следует иметь в виду, что объем информации доступной для анализа уменьшается пропорционально увеличению дробности единиц административно-территориального деления [Бабурин, Бадина, 2015].

Таким образом, реально для целей оценки риска снежных лавин на этом уровне доступны следующие данные: размеры территории, численность населения, коммерческие и некоммерческие основные фонды, объемы промышленного и сельскохозяйственного производства. Всего этого недостаточно для расчетов такого базового агрегированного показателя состояния ТПХС МО, как условный валовой муниципальный продукт. Кроме того, следует иметь в виду, что в настоящее время Госкомстатом не разрабатывается этот показатель для уровня МО.

В этой ситуации для заявленных целей моделирования предлагается способ расчета совмещенного прямосчетно-нормативного показателя экономической деятельности МО, тождественного валовому региональному продукту для субъектов федерации [Бабурин, Бадина, 2015].

Суть методического подхода заключается в проведении итеративной процедуры получения суммарного значения экономической деятельности в МО (условного валового муниципального продукта) в стоимостном выражении. Для этого:

– объемы промышленного и сельскохозяйственного производства в стоимостном выражении суммируются с производством и распределением электроэнергии, газа и воды, что позволяет на основе прямого счета получить значения объема выпуска для реального сектора экономики (производство товаров);

– по сектору услуг первоначально производится расчет их душевого уровня по субъекту федерации (объем услуг в стоимостном выражении по субъекту РФ деленный на население субъекта), а затем полученный коэффициент перемножается на численность населения МО с получением значений нормативного объема предоставляемых услуг в стоимостном выражении;

– объединение (сложение) значений производства товаров (полученных прямым счетом) и услуг (полученных на основе нормативного подхода) в стоимостном выражении с выходом на значения условного валового муниципального продукта.

В настоящее время оценки риска опасных природных процессов и явлений выполняются несколькими способами. К первой группе методов оценки риска можно отнести, те которые практически подменяют понятие риска понятием опасность, что в корне не верно. Риск есть вероятность нежелательных последствий [Курбатова и др., 1997; Мягков, Шныпарков, 2004], а опасность – потенциальная угроза. Опасность, как правило, качественная характеристика, полученная различными способами. Среди них можно отметить экспертную оценку, широко распространенную балльную оценку. К другой группе методов оценки риска относятся те из них, которые оценивают вероятность последствий. Они, как правило, основаны на теоретических и статистических исследованиях. В основе лежит утверждение, что риск есть функция подверженности, уязвимости и защищенности объекта от опасного природного воздействия. Последние являются наиболее перспективными методами оценки риска. При оценках риска склоновых процессов (таких как селевые потоки) используются следующие показатели: вероятность события (повторяемость селевых процессов), уязвимость оцениваемых объектов (уязвимость в пространстве и уязвимость во времени), социально-экономические показатели [Мягков, 1995]. Предлагаемый метод оценки экономического риска селей применим в мелком и среднем масштабе.

Оценка селевого риска выполнялась в показателях вероятного ущерба за год. Она основана на ранее разработанной методике оценки индивидуального риска селей и лавин [Шныпарков и др., 2013; Shnyparkov et al., 2012].

Для оценки селевого риска в экономических показателях вместо показателей численности и плотности населения использовались значения условного валового муниципального продукта в пределах административных районов. Исследования показали, что даже в пределах селевого бассейна в зону воздействия селевого потока попадает не более 5 % территории, а чаще всего пораженная площадь составляет 1-2 % от площади селевого бассейна. Вместо коэффициента летальности, использовался коэффициент уязвимости объектов. Таким образом, итоговая формула расчета полного экономического риска от селевых потоков такова:

$$Rp = P \times Yt \times Ys \times S \times Ky, \quad (1)$$

где Rp – полный экономический риск, P – повторяемость селевых потоков, Yt – уязвимость во времени, Ys – уязвимость в пространстве, S – условный валовый муниципальный продукт, Ky – коэффициент уязвимости зданий.

Уязвимость территорий в пространстве определяется пораженностью территорий селевыми потоками, которая определяется:

$$Ys = Fmdf \div Ftot, \quad (2)$$

где $Fmdf$ – площадь селеопасных бассейнов в пределах административных районов, $Ftot$ – площадь административного района.

Уязвимость территорий во времени определяется:

$$Yt = Lmdf \div 365, \quad (3)$$

где $Lmdf$ – продолжительность селеопасного периода, 365 – число дней в году.

Значения коэффициента уязвимости объектов на территориях муниципальных образований принимались согласно степени селевой опасности: для территорий с низкой степенью селевой опасности – 0,01, средней – 0,02 и высокой – 0,05.

На основе разработанной методики были рассчитаны значения риска для каждого из административных районов входящих в исследуемую территорию. Составлена карта селевого риска в экономических показателях на территорию Прибайкалья и Забайкалья.

Результаты и выводы

Оценка экономического риска от селевых потоков на территории Прибайкалья и Забайкалья позволила выделить районы, где значения экономических рисков максимальны. В целом по всей территории Прибайкалья и Забайкалья вероятный ежегодный ущерб от селевых потоков превышает 38,1 млн руб. в ценах 2014 г. (табл.).

Вероятность экономического риска от селевых потоков на территории Прибайкалья и Забайкалья по субъектам

Субъект	Экономический риск, тыс. руб. в год	Доля от общей суммы риска, %
Иркутская область	25238,3	66,2
Республика Бурятия	10916,2	28,6
Забайкальский край	1995,6	5,2
ИТОГО	38150,1	100

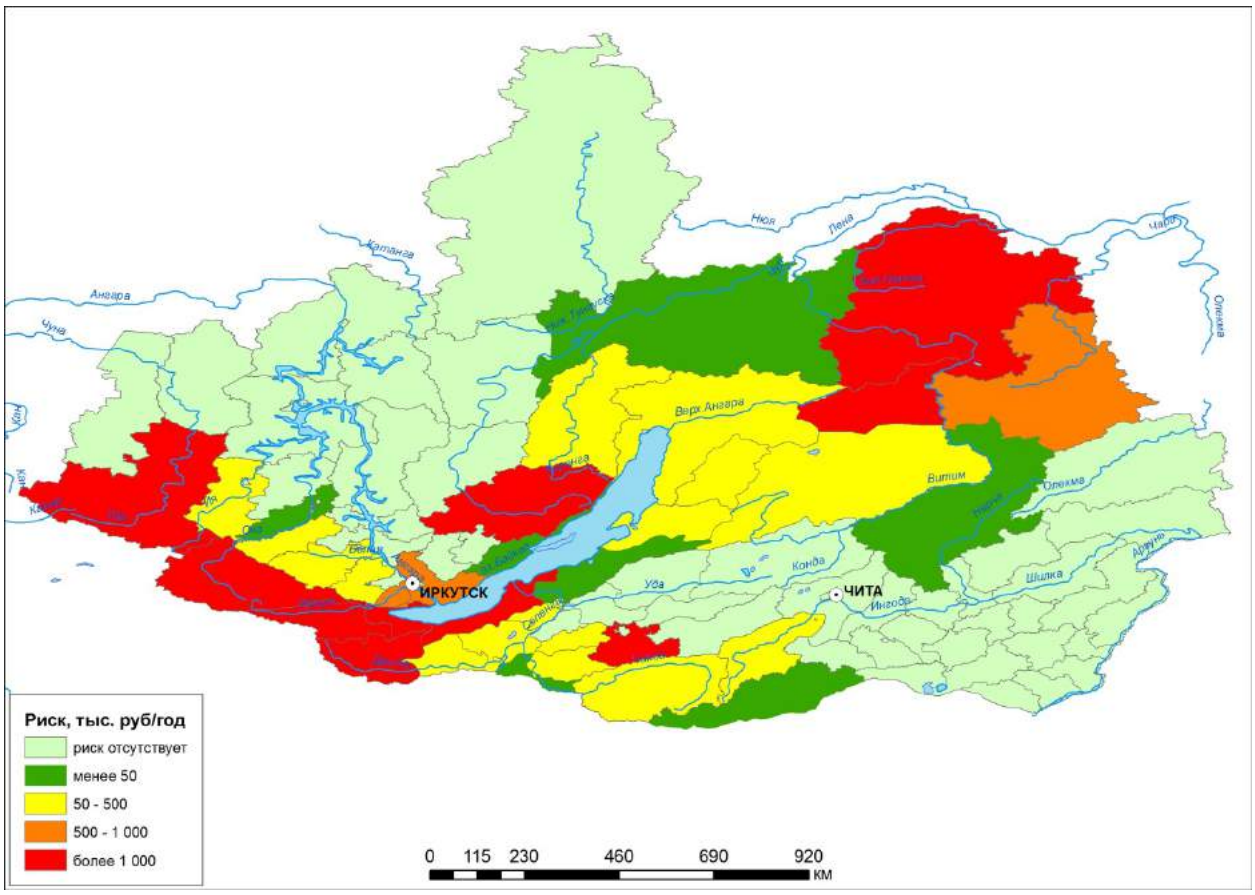
Наибольшие значения риска селевых потоков характерны для Иркутской области (рис.), где они превышают 25,2 млн руб. в год, наименьшее значение риска селевых потоков в экономических показателях в результате расчетов получилось в Забайкальском крае. Среди муниципальных образований Прибайкалья и Забайкалья максимальные значения селевого риска характерны для Нижнеудинского, Слюдянского и Качугского муниципальных образований Иркутской области, Окинского, Тункинского, Закаменского, Кабанского и Муйского районов Республики Бурятия, а также Петровск-Забайкальского района Забайкальского края, где селевые риски превышают 1 млн руб. в год. Максимальное значение характерно для Слюдянского и Качугского районов, соответственно, более 4,6 млн руб. и 11, 3 млн руб. В целом наибольшие значения селевого риска характерны для тех районов, где селевая деятельность наиболее активна.

В целом значения селевого риска на территории Прибайкалья и Забайкалья хоть и велики, но на два порядка ниже, чем на территории Северного Кавказа.

Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций. Российская Федерация. Сибирский федеральный округ. / Под. ред. С.К.Шойгу. –М.: Дизайн. Информация. Картография. 2009. 384 с.

Бабурин В.Л., Гаврилова С.А., Грязнова В.В., Шныпарков А.Л. Определение полного и удельного экономического риска селевых потоков на Северном Кавказе // III Международная конференция «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита»: сборник докладов, Южно-Сахалинск 22–26 сентября 2014 г. / Отв. ред. Н.А. Казаков, -Сахалин: Сахалинский филиал ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 2014. С. 97-100.

Будз М.Д., Рыбак О.Л. Условия селеобразования в Восточном Саяне // Гидродинамические процессы в бассейне Байкала и Ангары и методы их исследования. – М.: Наука, 1971. С.16-25.



Экономический риск селевых потоков на территории Прибайкалья и Забайкалья.

Вардугин В.Н., Керемкулов В.А. Селевые явления в районе трассы БАМ // Селевые потоки. Сб.3. – М.: Гидрометеоиздат, 1978. С.52-61.

Курбатова А.С., Мягков С.М., Шныпарков А.Л. Природный риск для городов России. – М.: НИиПИ экологии города, 1997. 240 с.

Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б. Районирование зоны БАМ по геодинамическим условиям // Геология и сейсмичность зоны БАМ (от Байкала до Тынды). Инженерная геология и инженерная сейсмология. – Новосибирск, Наука, 1985. С.47-53.

Лехатинов А.М. Сели западной зоны БАМа // Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата, Казахстан, 1984. С.135-145.

Лехатинов А.М. Селевые явления Северного Прибайкалья. Автореферат дисс. на соискание учен. степени канд. геогр. наук. – М., 1968. 23 с. (МГПИ им. В.И. Ленина).

Макаров С.А. Сели Прибайкалья. – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. 111 с.

Мягков С.М., Шныпарков А.Л. Концепция риска. Раздел монографии «Природные опасности России. Раздел монографии «Природа, общество и окружающая среда». – М.: Изд-во Городец. 2004. Т.4. С.265-274.

Мягков С.М. География природного риска. М.: Изд-во МГУ, 1995. – 222 с.

Перов В.Ф. Селеведение. Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ. 2012. 274 с.

Шныпарков А.Л., Колтерманн П.К., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Перов В.Ф. Селевой риск на Черноморском побережье Кавказа // Вестник Московского университета. Серия 5. География, 2013. № 3. С. 42-48.

Baburin V.L., Gavrilova S.A., Koltermann P.K., Seliverstov Yu G., Sokratov S.A., Shnyparkov A.L. Quantification of economic and social risks of debris flows for the Black Sea coastal region of the North Caucasus. // GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY. 2014, том 7, № 3. С. 108-122.

Shnyparkov A.L., Fuchs S., Sokratov S.A., Koltermann K.P., Seliverstov Yu.G., Vikulina M.A. Theory and practice of individual snow avalanche risk assessment in the Russian Arctic. //Geography, environment, sustainability. Том 5, № 3, 2012. С. 64–81.

СЕЛЕВОЙ РИСК В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЕ

БАБУРИН В.Л., БАДИНА С.В., СОКРАТОВ С.А., ХИСМАТУЛЛИН Т.И., ШНЫПАРКОВ А.Л.
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, МГУ, географический факультет, malyn2006@yandex.ru

DEBRIS FLOW RISK IN THE ALTAI-SAYAN MOUNTAIN SYSTEM

BABURIN V.L., BADINA S.V., SOKRATOV S.A., HISMATULLIN T.I., SHNYPARKOV A.L.
Moscow state university by M.V. Lomonosov, 119991, Moscow, Leninskie gory, MSU, geographical department, malyn2006@yandex.ru

Введение

Несмотря на усилия, которые принимаются ежегодно для снижения неблагоприятных воздействий природных опасностей на территории России, опасные природные процессы продолжают наносить значительный ущерб, причем в наибольшей степени от них страдают территории Дальневосточного региона и юга Европейской части России [Гаврилова и др., 2011]. На территории Алтае-Саянской горной системы встречается практически весь спектр опасных природных процессов. Селевые потоки, влияющие на относительно небольшие по площади территории, способны приводить к экономическим потерям. В последние годы исследования разработки в теории и практике изучения природных рисков позволили провести оценку селевого риска в экономических показателях.

Распространение и режим селевых потоков в Алтае-Саянской горной системе

Согласно районированию селеопасных территорий России Алтае-Саянская горная система относится к теплой зоне Южно-Сибирского региона Алтайской области [Перов, 2012]. Алтайская селевая область включает горные территории Горного Алтая, Западного Саян, Горной Шории, Салаирского кряжа, Кузнецкого Алатау. В административном отношении оценка риска селевых потоков охватывает территории Алтайского края, Кемеровской области, республик Алтай, Хакасия, Тыва. Средние абсолютные высоты хребтов в пределах Алтая от 1000 до 3500 м, относительные – от 400 до 1400 м. Хребты сложены глубоко метаморфизованными сланцами, песчаниками, известняками, туфами, лавами палеозоя. Преобладают среднегорный рельеф и горнотаежные ландшафты. Данную территорию характеризует высокая залесенность склонов. Годовая сумма осадков на западе и северо-западе области – до 1500–2000 мм, на юго-востоке (в котловинах) – 100–300 мм. В теплое время года (апрель–октябрь) выпадает до 90 % годовой суммы; месячные максимумы чаще всего приходятся на июль–август. Большая часть селевых потоков на Алтае-Саянской горной системе по генетическому типу относятся к дождевым [Виноградов, 1976; 1989]. В наиболее возвышенных хребтах на юге области, несущих современное оледенение, зарождаются редкие селевые потоки ледникового генезиса. В весенний период возможно формирование снеговых селей. Общая площадь селеопасных районов составляет 297,5 км^2. Природные условия Алтае-Саянской горной системы мало благоприятны для формирования густой сети мощных селевых потоков. Объемы селевых потоков могут достигать 500 тыс. м^3, но встречаются они крайне редко. Селеопасный период, связанный с дождевыми селями, продолжается с апреля по август, период наибольшей активности – июнь-июль.

В пределах Алтайской селевой области преобладают площади с низкой (19,8 %) и потенциальной селевой опасностью (79 %). Слабое развитие селевой деятельности связано с ярусностью рельефа, залесенностью и задернованностью хребтов, а также незначительным количество осадков на всей территории, особенно во внутренних (юго-восточных) частях территории. Ограниченные районы средней степени опасности (1,2 %) встречаются лишь в районе Телецкого озера (хребты Корбу, Чулышманский) и на юге, в хребтах, несущих современное оледенение (Катунский, Южно-Чуйский, Северо-Чуйский) (Атлас…, 2009). Повторяемость селевых явлений крайне низкая – 1 раз в 15-30 лет.

Методика оценки экономического риска селевых потоков

Оценка риска селевых процессов в экономических показателях основана на ранее разработанной методике [Бабурин и др., 2014; Baburin at al., 2014]. В настоящее время отсутствуют статистические экономические показатели на уровне муниципальных образований, которые можно было бы использовать при оценке риска. Существуют лишь статистические сведения о валовом региональном продукте на уровне краев, областей, и республик. Поэтому была предложена ориги-

нальная методика, которая позволила охарактеризовать условный валовый региональный продукт на уровне муниципальных образований.

Поскольку оценки риска селевых процессов в экономических показателях выполнялись в среднем масштабе, то за основу экономического показателя был взят условный валовый муниципальный продукт на уровне муниципальных образований.

Местное самоуправление является тем уровнем власти, который как по своим полномочиям, так и по управляемой территории отражает среднестатистический основный пространственно-временной цикл жизнедеятельности человека. Это позволяет для целей моделирования использовать уровень муниципального образования (МО) как расчетную единицу для определения уровня социально-экономического развития административной единицы, так и для его соотнесения с природными и производными от них рисками.

В рамках этой парадигмы можно постулировать, что воздействие локальных опасных природных явлений, таких как снежные лавины, на территориальную природно-хозяйственную систему (ТПХС) муниципального уровня носит площадной (мезоуровневый) характер. Единая территориальная система вне зависимости от того, какой из элементов или связей затронуты неблагоприятными и опасными природными явлениями реагирует на эти события как единое целое, а значит, социально-экономический потенциал должен оцениваться (рассчитываться) не для локальных объектов, а системы в целом. Иными словами, перекрытие лавиной участка автодороги, или разрушение селем (паводком) мостовых сооружений, линий электропередач и т. п., сказывается на функционировании всей ТПХС МО [Baburin et.al., 2014].

Подобный подход позволяет в методическом плане не вести прямой пообъектный учет потенциально уязвимых объектов социальной и производственной инфраструктуры, а оценивать системные последствия локальных явлений и процессов. В этом случае вполне можно ограничиться набором агрегированных социально-экономических показателей для соответствующих административно-территориальных образований. При этом следует иметь в виду, что объем информации доступной для анализа уменьшается пропорционально увеличению дробности единиц административно-территориального деления [Бабурин, Бадина, 2015].

Таким образом, реально для целей оценки риска снежных лавин на этом уровне доступны следующие данные: размеры территории, численность населения, коммерческие и некоммерческие основные фонды, объемы промышленного и сельскохозяйственного производства. Всего этого недостаточно для расчетов такого базового агрегированного показателя состояния ТПХС МО, как условный валовой муниципальный продукт. Кроме того, следует иметь в виду, что в настоящее время Госкомстатом не разрабатывается этот показатель для уровня МО.

В этой ситуации для заявленных целей моделирования предлагается способ расчета совмещенного прямосчетно-нормативного показателя экономической деятельности МО, тождественного валовому региональному продукту для субъектов федерации [Бабурин, Бадина, 2015].

Суть методического подхода заключается в проведении итеративной процедуры получения суммарного значения экономической деятельности в МО (условного валового муниципального продукта) в стоимостном выражении. Для этого:

– объемы промышленного и сельскохозяйственного производства в стоимостном выражении суммируются с производством и распределением электроэнергии, газа и воды, что позволяет на основе прямого счета получить значения объема выпуска для реального сектора экономики (производство товаров);

– по сектору услуг первоначально производится расчет их душевого уровня по субъекту федерации (объем услуг в стоимостном выражении по субъекту РФ деленный на население субъекта), а затем полученный коэффициент перемножается на численность населения МО с получением значений нормативного объема предоставляемых услуг в стоимостном выражении;

– объединение (сложение) значений производства товаров (полученных прямым счетом) и услуг (полученных на основе нормативного подхода) в стоимостном выражении с выходом на значения условного валового муниципального продукта.

В настоящее время оценки риска опасных природных процессов и явлений выполняются несколькими способами. К первой группе методов оценки риска можно отнести, те которые практически подменяют понятие риска понятием опасность, что в корне не верно. Риск есть вероятность нежелательных последствий [Курбатова и др., 1997; Мягков, Шныпарков, 2004], а опасность – потенциальная угроза. Опасность, как правило, качественная характеристика, полученная различными способами. Среди них можно отметить экспертную оценку, широко распространенную балльную оценку. К другой группе методов оценки риска относятся те из них, которые оценивают веро-

ятность последствий. Они, как правило, основаны на теоретических и статистических исследованиях. В основе лежит утверждение, что риск есть функция подверженности, уязвимости и защищенности объекта от опасного природного воздействия. Последние являются наиболее перспективными методами оценки риска. При оценках риска склоновых процессов (таких как селевые потоки) используются следующие показатели: вероятность события (повторяемость селевых процессов), уязвимость оцениваемых объектов (уязвимость в пространстве и уязвимость во времени), социально-экономические показатели [Мягков, 1995]. Предлагаемый метод оценки экономического риска селей применим в мелком и среднем масштабе.

Оценка селевого риска выполнялась в показателях вероятного ущерба за год. Она основана на ранее разработанной методике оценки индивидуального риска селей и лавин [Шныпарков и др., 2013; Shnyparkov et al., 2012].

Для оценки селевого риска в экономических показателях вместо показателей численности и плотности населения использовались значения условного валового муниципального продукта в пределах административных районов. Исследования показали, что даже в пределах селевого бассейна в зону воздействия селевого потока попадает не более 5 % территории, а чаще всего пораженная площадь составляет 1-2 % от площади селевого бассейна. Вместо коэффициента летальности, использовался коэффициент уязвимости объектов. Таким образом, итоговая формула расчета полного экономического риска от селевых потоков такова:

$$Rp = P \times Yt \times Ys \times S \times Ky, \quad (1)$$

где Rp – полный экономический риск, P – повторяемость селевых потоков, Yt – уязвимость во времени, Ys – уязвимость в пространстве, S – условный валовый муниципальный продукт, Ky – коэффициент уязвимости объектов.

Уязвимость территорий в пространстве определяется пораженностью территорий селевыми потоками, которая определяется:

$$Ys = Fmdf \div Ftot, \quad (2)$$

где $Fmdf$ – площадь селеопасных бассейнов в пределах административных районов, $Ftot$ – площадь административного района.

Уязвимость территорий во времени определяется:

$$Yt = Lmdf \div 365, \quad (3)$$

где $Lmdf$ – продолжительность селеопасного периода, 365 – число дней в году.

Значения коэффициента уязвимости объектов на территориях муниципальных образований принимались согласно степени селевой опасности: для территорий с низкой степенью селевой опасности – 0,01, средней – 0,02 и высокой – 0,05.

На основе разработанной методики были рассчитаны значения риска для каждого из административных районов входящих в Алтае-Саянскую горную систему. Составлена карта селевого риска в экономических показателях на территорию Алтае-Саянской горной системы.

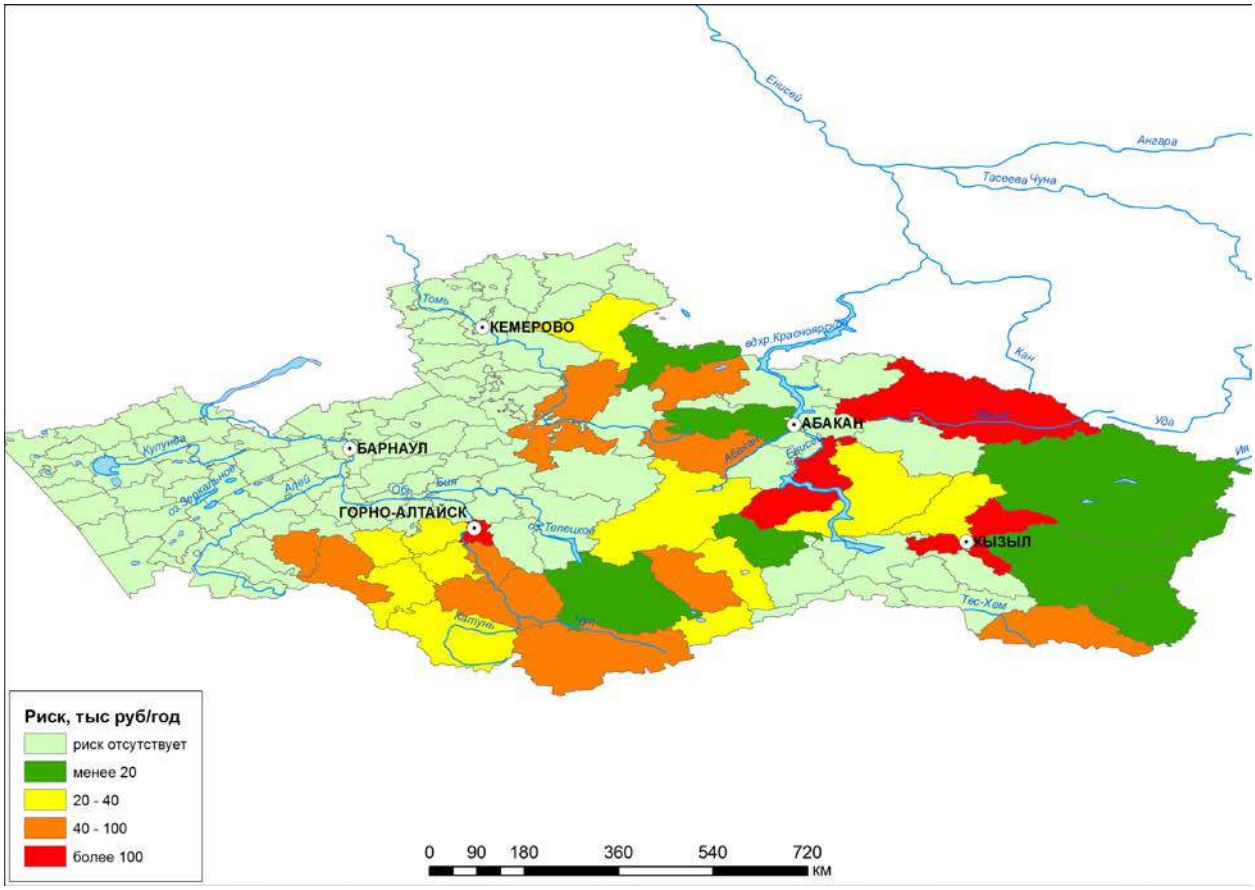
Результаты и выводы

Оценка экономического риска от селевых потоков на территории Алтае-Саянской горной системы позволила выделить районы, где значения экономических рисков максимальны. В целом по всей территории Алтае-Саянской горной системы вероятный ежегодный ущерб от селевых потоков превышает 1,5 млн руб. в ценах 2014 года (табл.).

Вероятность экономического риска от селевых потоков на территории Алтае-Саянской горной системы по субъектам

Субъект	Экономический риск, тыс. руб. в год	Доля от общей суммы риска, %
Кемеровская область	120,8	7,8
Алтайский край	153,5	10
Республика Горный Алтай	427,8	27,8
Республика Хакассия	141,1	9,2
Республика Тыва	402,2	26,1
Красноярский край (юг)	295,1	19,1
ИТОГО	1540,5	100

Наибольшие значения риска селевых потоков характерны для Республик Горный Алтай и Тыва (рис.), где они превышают 400 тыс. руб. в год, наименьшее значение риска селевых потоков в экономических показателях в результате расчетов получилось в Кемеровской области и Республике Тыва. Среди муниципальных образований Алтае-Саянской горной системы значения селевого риска более 100 тыс. руб. в год по расчетам отмечаются в Майминском районе Республике Горный Алтай, Шушенском районе Красноярского края и Кызылском районе Республики Тыва. Наименьшие значения селевого риска в экономических показателях (менее 10 тыс. руб. в год) отмечаются в Турокчакском районе Республики Горный Алтай, Тоджинском и Тере-Хольском кожуунах Республики Тыва.



Экономический риск селевых потоков на территории Алтае-Саянской горной системы.

Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций. Российская Федерация. Сибирский федеральный округ / Под. Ред. С.К.Шойгу. – М.: Дизайн. Информация. Картография. 2009. 384 с.

Бабурин В.Л., Гаврилова С.А., Грязнова В.В., Шныпарков А.Л. Определение полного и удельного экономического риска селевых потоков на Северном Кавказе // III Международная конференция «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита»: сборник докладов, Южно-Сахалинск 22–26 сентября 2014 г. / Отв. ред. Н.А. Казаков, – Сахалин: Сахалинский филиал ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 2014. С. 97-100.

Виноградов В.А. Сели в бассейне Телецкого озера. – Труды ЗСРНИГМИ, 1976, вып. 22. С.86-95.

Виноградов В.А. Селепроявления и деятельность человека на Алтае. – Проблемы горного природопользования (тезисы докладов к региональной конференции). Часть II. Барнаул, 1989. С.33-35.

Гаврилова С.А., Грязнова В.В., Данилина А.В., Шныпарков А.Л. Анализ распределения чрезвычайных ситуаций природного характера в конце XX – начале XXI века на территории России // Геориск. 2011, № 4. С.58-64.

Курбатова А.С., Мягков С.М., Шныпарков А.Л. Природный риск для городов России. – М.: НИиПИ экологии города, 1997. 240 с.

Мягков С.М., Шныпарков А.Л. Концепция риска. Раздел монографии «Природные опасности России. Раздел монографии «Природа, общество и окружающая среда». – М.: Изд-во «Городец». 2004. Т.4. С.265-274.

Мягков С.М. География природного риска. М.: Изд-во МГУ, 1995. 222 с.

Перов В.Ф. Селеведение. Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ. 2012. 274 с.

Шныпарков А.Л., Колтерман П.К., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Перов В.Ф. Селевой риск на Черноморском побережье Кавказа // Георик, 2013, № 4. С.20-25.

Шныпарков А.Л., Колтерманн П.К., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Перов В.Ф. Селевой риск на Черноморском побережье Кавказа. //Вестник Московского университета. Серия 5. География, 2013. № 3. С. 42-48.

Baburin V.L., Gavrilova S.A., Koltermann P.K., Seliverstov Yu G., Sokratov S.A., Shnyparkov A.L. Quantification of economic and social risks of debris flows for the Black Sea coastal region of the North Caucasus. // GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY, 2014, том 7, № 3. С.108-122.

Shnyparkov A.L., Fuchs S., Sokratov S.A., Koltermann K.P., Seliverstov Yu.G., Vikulina M.A. Theory and practice of individual snow avalanche risk assessment in the Russian Arctic. //Geography, environment, sustainability. Т. 5, № 3, 2012. С. 64–81.

СЕЛЕВЫЙ СНОС В МАЛЫХ БЕССТОЧНЫХ БАССЕЙНАХ ДАУРИИ В ГОЛОЦЕНЕ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

БАЖЕНОВА О.И., КОБЫЛКИН Д.В., МАКАРОВ С.А., СИЛАЕВ А.В., ЧЕРКАШИНА А.А.
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1,
bazhenova@irigs.irk.ru, agrembrandt@inbox.ru. makarov@irigs.irk.ru, anton_s@bk.ru,
anna_cher.87@mail.ru

DEBRIS ABLATIO IN SMALL INTERNAL DRAINAGE BASINS OF DAURIA IN THE HOLOCENE (SOUTHEAST TRANSBAIKALIA)

BAZHENOVA O.I., KOBYLKIN D.V., MAKAROV S.A., SILAEV A.V., CHERKASHINA A.A.
V.B. Sochava Institute of Geography, SB RAS, ul. Ulan-Batorskaya 1, Irkutsk 664033, Russia,
bazhenova@irigs.irk.ru, agrembrandt@inbox.ru, makarov@irigs.irk.ru, anton_s@bk.ru,
anna_cher.87@mail.ru

Степи Юго-Восточного Забайкалья относятся к центральноазиатскому классу степных ландшафтов, сочетающих черты горных и равнинных степей со своеобразным режимом функционирования флювиальных систем. Здесь, также как и в соседних районах Монголии, общее уменьшение количества атмосферных осадков не сопровождается снижением эрозионной деятельности [Солоненко, 1963], периодически она принимает форму селевых потоков. Их возникновению в Даурии способствуют особенности внутригодового распределения атмосферных осадков с резко выраженным летним максимумом. При этом около 80 % их приурочено к периоду июнь – сентябрь, а более 50 % годовой суммы осадков выпадает во второй половине лета (июль-август). Такое крайне неравномерное распределение осадков в течение года связано с циркуляционными особенностями Забайкалья – господством мощного азиатского антициклона зимой и активной циклонической деятельностью летом [Снытко и др., 1976]. Важно также подчеркнуть, что дожди носят ливневой характер, когда за 1-2 дня может выпасть половина или даже месячная норма осадков высокой интенсивности.

В условиях полугорного рельефа возникающие во время ливней водные потоки на склонах обладают высокой транспортирующей способностью. Результаты такой деятельности во время летнего ливня 1961 года в бассейне р. Чирон (левый приток Онона) описаны Г.Ф. Уфимцевым: « с неба упала водная лавина и не более чем за полчаса пологие склоны покрылись языками щебневого материала, а в устьях суходолов возникли конусы выноса мощностью до 0,5 м» [Уфимцев,1998; с. 135]. Рельефообразующая роль ливней в степном Забайкалье выражается в формировании струйчатых размывов и водороин на склонах, глубина которых в среднем составляет 10-30 см, но может достигать 0,5–0,7 м, в сносе мелкозема и обогащении поверхности склонов щебнистым материалом, в образовании у подножья склонов и днищах падей конусов выноса [Титова, Любцова, 1980]. На крутых склонах с разреженным травостоем иногда возникают ниши срыва мелкозема, который мгновенно сносится вниз. Особенно активно действуют водные ливневые потоки в узких крутопадающих днищах падей, где их ширина может достигать 7-12 м, а глубина 30-50 см. Результатом деятельности таких потоков являются новые эрозионные врезы, увеличение размеров ранее возникших оврагов. Свежий эрозионный врез может регрессивно продвинуться на 300-600 м

вверх по пади. При этом формирующийся при врезании и поступающий со склонов материал выносится вниз по днищу пади в виде кратковременных селевых потоков.

Селевые потоки в настоящее время получили широкое развитие в лесостепных районах Забайкалья и Прибайкалья. Так, по данным [Астраханцев, 1963] в июне 1960 г. в Верхнем Приангарье отмечался массовый сход селей, который был вызван интенсивными ливневыми осадками. Селевые потоки по левому берегу Ангары особенно ярко проявились на участке сел Бархатово и Усть-Котиха, они представляли собой грязекаменные потоки с большой концентрацией твердого материала. Наибольшая интенсивность ливня совпала с прохождением потока в устьевых частях падей Церковной и Усть-Котихи и прилегающим к ним распадкам. Особенно значительный снос произошел в пади Церковной, которая характеризуется крутым падением днища. Максимальная мощность потока в этой пади составила 1,5-2,0 м. За 1,5 часа потоком вынесено около 1500-2000 $м^3$ щебенисто-глыбового материала, причем некоторые глыбы достигали веса 200-250 кг. На участке наибольшего размыва были содраны и снесены все супесчано-щебенистые грунты и эрозии подверглись коренные карбонатные породы [Астраханцев, 1963].

Селевая деятельность в степях Центральной Азии была особенно активна в голоцене. Следы голоценовых селевых потоков описаны В.П. Чичаговым в Восточной Монголии [Чичагов, 1999]. На правобережье Керулена в западной части массива Дархан-Ула им встречены следы хорошо морфологически выраженного селя протяженностью 0,7 км. Небольшая площадь, незначительные превышения и уклоны селевого бассейна в современных климатических условиях, по мнению В.П. Чичагова, не могли бы создать оптимальные условия для селеобразования. Для прохождения селя необходимо значительно большая увлажненность, чем в настоящее время – последний раз это было 4,6-8 тыс. л. н. – и сильный сейсмотектонический толчок. По периферии языка селя в пределах подгорной равнины была создана обширная субаэральная дельта – плоский преимущественно песчаный конус выноса, который позже почти полностью был уничтожен интенсивной дефляцией. Селевые потоки выносят в зону действия дефляции на равнину значительные объемы песчаных отложений. На левобережье Керулена в массиве Харганатуй (1344 м) в сайре восточной экспозиции им были обнаружены расположенные рядом селевой и песчаный потоки протяженностью 400-500 м. Селевой поток здесь более крутой, чем описанный в массиве Дархан-Ула, начинается с гребня скальной вершины, не имеет сколько-нибудь заметного селевого сбора. Без допущения обрушения селевого материала в результате сейсмотектонического толчка и без большего, чем в современную эпоху, обводнения, представить образование этого селя, по мнению автора, затруднительно [Чичагов, 1999].

Однако многочисленные следы селевых паводков в позднем палеолите, с которыми связаны палеозоологические катастрофы, обнаружены в центре Восточно-Европейской равнины в спокойных сейсмических условиях [Лаврушин и др., 2015]. Там, «в результате периодически возникавших ливневых дождей, обвально-осыпных гравитационных процессов, за счет плоскостного и интенсивного мелко-струйчатого потокового смыва, происходил лавинный «сброс» материала как с крутых бортов оврагов и балок, так и с прилегавших к ним поверхностей плакоров. Переувлажненный материал, скопившийся в днищах склоновых эрозионных форм рельефа, на участках крутого продольного профиля, под воздействием гравитации, превращался в очень динамичный селевой поток» [Лаврушин и др., с.71-72] без дополнительного сейсмического толчка.

Нами проведены детальные исследования голоценовых отложений малых замкнутых литосборных бассейнов Даурии, к которым относятся пади временных водотоков и малые озерные котловины, выступающие своеобразными «ловушками», в которых лучше сохраняется интегральная палеогеографическая информация. В качестве таких опорных полигонов нами выбраны три пади (Крементуй площадью 18,2 $км^2$, Безымянная 1 и Безымянная 2), расчленяющие вулканическое плато, расположенное к северу от оз. Зун-Торей. Плато имеет морфологический облик останцово-сопочного низкогорья (рис. 1). Это платообразный массив, бронированный эффузивами с волнистой вершинной поверхностью, образованной системой щитовых вулканов, изливавших базальтовую лаву по тектоническим нарушениям в начале пермского периода. На плато сохранились сильно разрушенные эруптивные аппараты [Воскресенский и др., 1965]. Склоны останцовых сопок вогнутые, крутизна их 10-12 ^{o}. Под склонами залегают шлейфы. Днища и склоны крупных падей перекрыты лагунными отложениями уровня 665 м Зун-Торей [Воскресенский и др., 1965]. Расчленяющие плато балки и пади там, где они не являются остатками древних лагун, глубоко врезаны. Склоны их достигают крутизны в 20-30 ^{o}. Пади открываются в котловину озера Зун-Торей (рис. 2). Абсолютные высоты бассейнов лежат в диапазоне 600-810 м. Падь Крементуй асимметрична,

склоны правой части бассейна значительно круче, чем левой. В днище пади, приуроченной к тектоническому нарушению, происходит разгрузка подземных вод.

Рис. 1. Сочленение уступа вулканического плато с котловиной оз. Зун-Торей.

Рис. 2. Устьевая часть пади Безымянная.

Следы катастрофических флювиальных потоков исследовались в устьевых частях всех падей и в средней части днища пади Крементуй. Катастрофический флювиальный снос фиксируется в разрезах в переходное время от атлантического к суббореальному периоду (рис. 4). Фазам флювиальной активности в голоцене соответствуют высокие уровни озер.

В средней части днища пади Крементуй в разрезе № 6 (рис. 4) в интервале 0,95-2,1 м выделяем флювиальные отложения, которые по нашему мнению сформировались за очень короткий период времени в результате "залпового выброса материала" с верховьев пади. Это произошло за счет выпадения обильных атмосферных осадков, которые привели в движение склоновые отложения (вероятнее начались сплывы) и инициировали массовый снос в направлении днища пади. В средней толще отложений разреза зафиксированы различные типы переотложенных грунтов, выходы которых можно наблюдать в настоящее время в пределах пади. Например, слой суглинка тяжелого охристого встречается в стенках подмытых берегов и в самом русле.

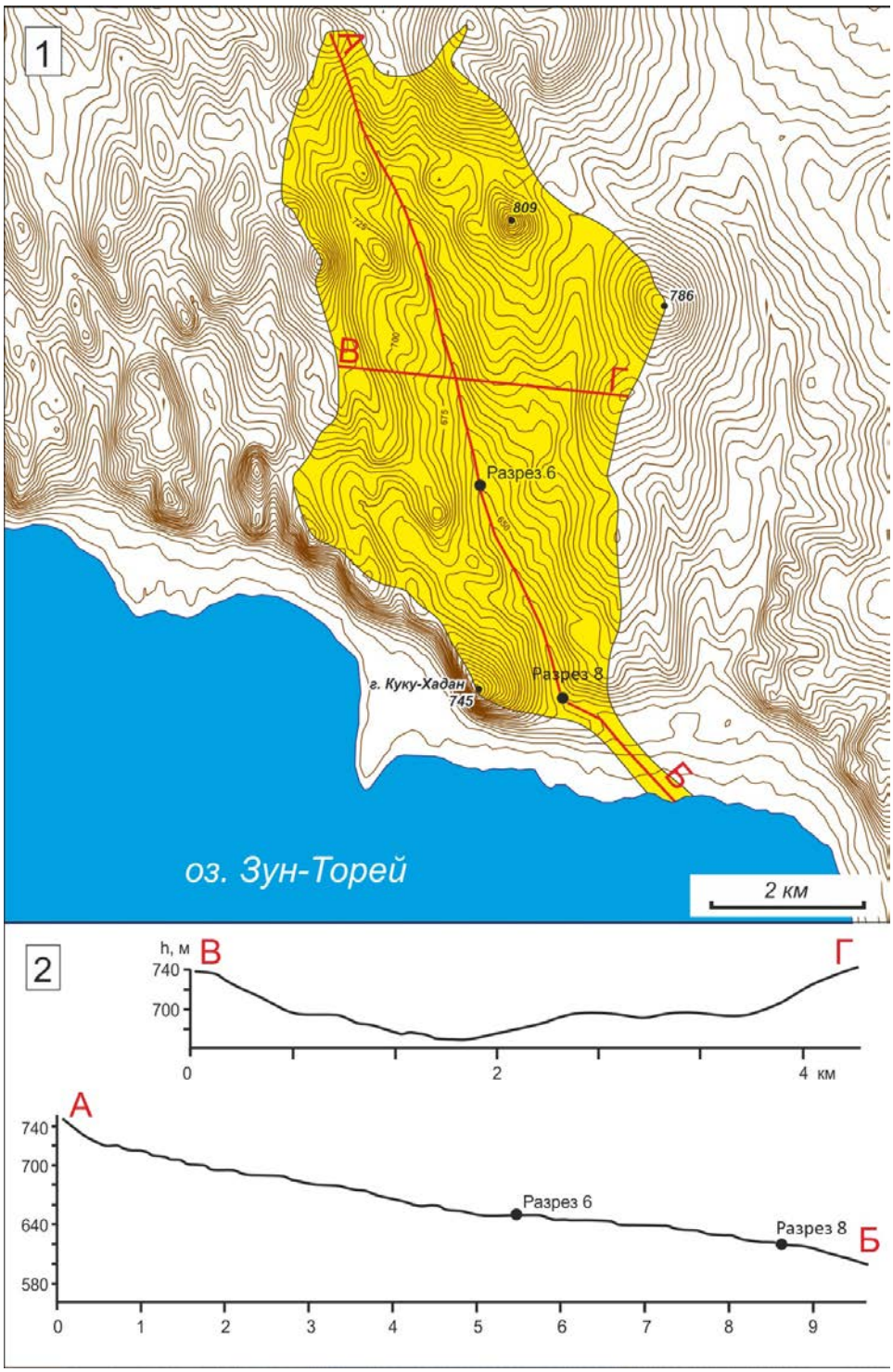


Рис. 3. Падь Крементуй.

1 – положение точек детальных исследований (разрезы 6 и 8); 2 – поперечный и продольный гипсометрические профили пади.

В настоящее время к местам выхода охристых (красноцветных) отложений (верховья склонов спускающихся в сторону оз. Зун-Торей) приурочены сплывы. Эти отложения представляют собой линейные гипогенные коры выветривания, связанные с зонами тектонической проработки по контакту осадочных отложений и прорывающих их эффузивов. Они распространены по северному побережью оз Зун-Торей, на склонах плато (рис. 5), а также по падям, выполняя их днища и залегая на бортах (рис. 6). Особенно широко фрагменты кор выветривания представлены в днищах падей Хаберга и Могойтуй [Крамаренко, Симонов, 1973]. Вероятно, и во время описываемых событий в верховьях пади Крементуй активно размывалась кора выветривания, материал которой в виде охристых прослоек наблюдается в разрезе № 6.

Календарный возраст флювиальных отложений оказался древнее возраста предположительно биогенных отложений. Это свидетельствует о том, что в днище пади со склонов сносились более старые отложения, в результате чего произошло переслаивание разных по возрасту грунтов. Для определения возраста верхней границы флювиальных отложений воспользовались следующим методическим приемом. Определили среднюю скорость накопления верхней пачки отложений, используя в качестве реперной точки образец ЛУ-7457 с календарным возрастом 2910±320. Средняя скорость накопления составила 0,18 мм/год. Разделив мощность эоловой толщи равной 950 мм на среднею скорость получили время начала формирования этой толщи – 5277 кал. лет. Эта дата также является временем окончания формирования флювиальных отложений. Расхождение между началом формирования флювиальной толщи и ее окончанием составляет около 300 кал. лет, что подтверждает кратковременный этап ее формирования. Близкое совпадение возраста внизу и вверху слоя (в нашем случае флювиального) свидетельствует, что данный слой сформировался вследствие экстремальных природных событий. Так как дата 5277 кал. лет получена расчетным путем, а дата 5590±100 (ЛУ-7453) радиоуглеродным методом, считаем, что именно она является точкой начала процесса быстрого и массового заноса днища пади рыхлыми отложениями.

Рис. 4. Строение разреза рыхлых отложений № 6 в средней части днища пади Крементуй (50°0959.0" 115°53'55.3", WGS-84).

Рис. 5. Ниша срыва на склоне плато, сформированная в коре выветривания.

В Урулюнгуевской котловине фаза эрозионной активности фиксируется на геохронологическом рубеже около 5000-6000 лет назад [Карасев, 2002]. Согласно нашим исследованиям в отрогах Нерчинского хребта в падях мощный флювиальный снос отмечался в атлантический период голоцена. По данным разреза в днище пади Веснянка такие события происходили неоднократно между 7090±120 (ЛУ -8065) и 8480±130 (ЛУ 8068) кал.л.н. В долине Онона фаза высокой интенсивности флювиальных процессов закончилась 5020±190 кал.л.н. (ЛУ – 8085). По данным изучения строения отложений конуса выноса пади Безымянная – 2 после завершения этой фазы в атлантический период голоцена формируется мощная почва, перекрывающая сверху гравийно-галечниковые отложения. Возраст нижней части почвы составляет 5760± 130 (ЛУ 8076), Формирование почвы шло со скоростью 0,08 мм/год более 4,5 тыс. лет и завершилось 1150±80 кал.л.н. После этого в падях вулканического плато вновь активизировалась селевая деятельность.

Рис. 6. Выходы охристой коры выветривания по правому борту пади Крементуй.

Ее следы фиксируются в устьевой части пади Крементуй (рис. 7). Здесь за 40 лет сформировалась пачка отложений мощностью около полутора метров в интервале глубин с 50 до 213 см. Пачка имеет слоистое строение – отмечается чередование мелкого песка с тонкими прослоями гумусированной супеси с углистыми включениями. Начало образования этой пачки по данным образца ЛУ – 7732 началось 610±50, а окончание согласно ЛУ- 7739 завершилось 650±70 лет назад. Средняя скорость накопления отложений, таким образом, составила около 38,7 мм/год. Процессы в этот короткий период шли неравномерно, периодически, во время сильных ливней со склонов в движение вовлекались более древние почвы, имеющие возраст 1160±110 (ЛУ-7734) и 1350±100 (ЛУ-7736) кал. л. н.

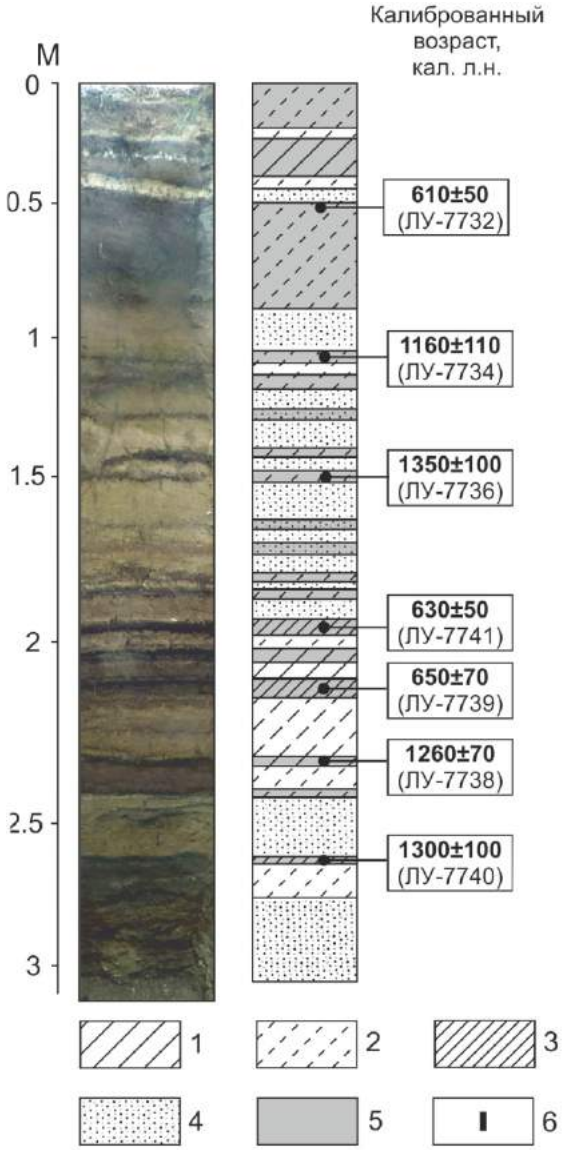


Рис. 7. Строение отложений в устьевой части днища пади Крементуй (50°08'36.4" 115°54'55.4").
1 – суглинок легкий, 2 – супесь, 3 – суглинок тяжелый, 4 – песок, 5 – гумусированный материал, 6 – отбор проб на ^{14}C.

В устье пади Безымянной 1 в разрезе пролювиального шлейфа наблюдается чередование щебенисто-дресвянистых и гравелистых прослоев, образующих последовательность из 9 завершенных циклов рельефообразования, сверху перекрытых эоловой пылеватой супесью. Средняя продолжительность цикла составляет около 160 лет. Нижняя часть отложений каждого цикла представлена грубообломочным материалом, вынесенным из пади мощными флювиальными потоками. Согласно полученным датировкам средняя скорость формирования нижней части разреза в пределах четырех 60-летних циклов (IX–VI) достигала почти 4 мм/год, Около 1330 кал. л.н. скорость формирования шлейфа сокращается более, чем в четыре раза и составляет всего лишь 0,9 мм/год.. Такие темпы были характерны для V и IV циклов рельефообразования, продолжительность каждого из которых достигает 235 лет. В последующие 3 цикла (от 860 до 520 кал. л. н.) скорость процессов вновь повышается в 2 раза, а их средняя продолжительность равна 113 годам.

Таким образом, проведенное исследование показало, что селевые потоки являются характерной региональной особенностью экзогенного рельефообразования в степях Центральной Азии как в настоящее время, так и в голоцене. На этом фоне отмечаются два периода их особенно высокой активности – в переходное время от атлантического к суббореальному периоду и в XIV в.

Астраханцев В.И. Селевые явления // Братское водохранилище. Инженерная геология территории. – М.: Из-во Академии наук СССР, 1963. – С. 186-188.

Воскресенский С.С., Постоленко Г.А., Симонов Ю.Г. Генезис и строение рельефа юго-восточного Забайкалья // Геоморфологические исследования. – М.: изд-во МГУ, 1965. – С.11-122.

Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. – Чита, 2002. – 127 с.

Крамаренко Г.С., Симонов Ю.Г. Древние коры выветривания Приторейской денудационной равнины (юго-восточное Забайкалье) // Поверхности выравнивания. Материалы IX Пленума Геоморфологической комиссии. – М.: Наука, 1973. – С. 154-157.

Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Кураленко Н.П., Недумов Р.И., Холмовой Г.В. Палеозоологические катастрофы в позднем палеолите центра Восточной Европы. – М.: ГЕОС, 2015. – 88 с.

Снытко В.А., Дружинина Н.П., Мартьянова Г.Н., Титова З.А., Никитина З.И., Михайлова Э.Н. Изучение степных геосистем во времени. – Н.: Наука, 1976. – 238 с.

Солоненко В.П. Селевая деятельность в плейстосейстовых областях катастрофических землетрясений // Бюллетень московского общества испытателей природы, отд. геологии, Т. 38, вып. 2, изд-во МГУ, 1963. – С. 133-140.

Титова З.А., Любцова Е.М. Рельефообразующая роль ливневых осадков в степном Забайкалье // География и природ. ресурсы. – 1980. – № 3. – С. 71–78.

Уфимцев Г.Ф. Современный морфогенез на юге Сибири // География и природные ресурсы. – 1998. – № 4. – С. 134-135.

Чичагов В.П. Эоловый рельеф Восточной Монголии. – М.: Изд-во Ин-та географии РАН, 1999. – 270 с.

ЦИКЛИЧНОСТЬ СЕЛЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ В ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦАХ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

БУДАЕВ Р.Ц.[1], КОЛОМИЕЦ В.Л.[1,2]

[1]*Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахъяновой, д. 6а, kolom@gin.bscnet.ru*

[2]*Бурятский государственный университет, 670000, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, д. 24а*

CYCLICITY MUDFLOWS IN TUNKA RANGE (EASTERN SAYAN)

BUDAEV R.TS.[1], KOLOMIETS V.L.[1,2]

[1]*Geological Institute SB RAS, 670047, Ulan-Ude, Sakhyanova str., 6a, kolom@gin.bscnet.ru*

[2]*Buryat State University, 670000, Ulan-Ude, Smolin str., 24a*

В конце июня 2014 г. поселок Аршан Тункинского района Республики Бурятия подвергся удару природной стихии – произошел сход селевых потоков по падям Медведка, Первая и Вторая Шихтолайки, Артемьева. Кроме того, по р. Кынгарга прошел большой паводок.

Сели периодически возникают в высокогорных хребтах Прибайкалья, западной части Станового нагорья и Восточного Саяна. Как правило, они распространены в малолюдных и слабо обжитых районах, и лишь изредка наносят существенный экономический ущерб населению, повреждают мосты и другие инженерные сооружения, приводят к человеческим жертвам.

Для возникновения селя необходимо сочетание нескольких природных агентов: 1) расчлененный горный рельеф с крутыми склонами и значительными по крутизне уклонами русел постоянных и временных водотоков; 2) наличие в долинах больших запасов рыхлого материала, вовлекаемого в селевый процесс; 3) интенсивный русловой и склоновый сток, связанный с затяжными дождями, ливнями, быстрым снеготаянием или прорывом горных ознр плотинного типа. Кроме того, имеется несколько природных факторов, способствующих формированию селей: геологические (литологический состав горных пород, сейсмичность, неотектоническая активность, экзогенные геологические процессы), геоморфологические (расчлененность рельефа, наличие террас, конусов выноса, морен и других источников рыхлого материала), гидрологические (характер эрозионной сети), почвенно-ботанические (характер почвенно-растительного покрова) и антропогенные (вырубка лесов, распашка горных склонов и др.).

Природная обстановка в районе, прилегающем к п. Аршан, свидетельствует о ее высокой селеопасности, прямыми признаками которой являются многочисленные следы схода селей в виде крупных глыб с поперечником до 2-3 м, разбросанных на территории поселка. Рассмотрим область формирования селей, в которой выявлено сочетание природных факторов, упомянутых выше, благоприятствующих развитию селевых процессов, а также зоны транзита и разгрузки селей.

Зона формирования селей. Активизация селей, по данным разновременных космических снимков, произошла на южном склоне Тункинских Гольцов, от бассейна р. Бугатай (на западе) и до р. Харимта (на востоке). На поселок Аршан сошло три селевых потока по падям Медведка, Первая и Вторая Шихтолайки. Горный массив на левобережье р. Кынгарга, возвышающийся над п. Аршан, имеет высоту свыше 2500 м, вершинная поверхность которой преобразована нивальными карами и ледовыми каровыми долинами длиной до 2-3 км.

Южный склон горного массива короткий и крутой, моделированный субширотным рифтогенным сбросом (глубинным разломом), с амплитудой вертикальных движений более 1,5-2 км. Склоны хребта покрыты древесно-кустарниковой растительностью до высоты 1800-1900 м. Выше расположена гольцовая зона с низкорослыми кустарниками, травянистой растительностью, мхами и лишайниками.

Хребет Тункинские Гольцы сложен архей-протерозойскими образованиями, слагающими складчатые структуры, интенсивно переработанные дислокациями в зоне влияния краевого шва Сибирской платформы [Объяснительная записка…, 1971]. На южных склонах Тункинских Гольцов эти древнейшие образования представлены гнейсами, плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, с редкими прослоями мраморов. Вершинную часть хребта слагают разгнейсованные плагиограниты и очковые гнейсограниты.

В западной части горного массива расположены два крупных нивальных кара, один из которых является истоком ручья Медведки, по которой прошел сель. Восточнее ручьи Первая и Вторая Шихтолайки берут начало в ледниковых каровых долинах длиной до 2 км, «висячие» устья которых имеют абсолютные высоты 1800-1850 м. Коренные ригели в устьях каровых долин отсутствуют, что свидетельствует о выдвижении каровых ледников в Тункинскую впадину. Днища и крутые склоны каровых долин покрыты многометровой толщей ледниковых и коллювиальных отложений. Приустьевые части долин сложены рыхлым материалом донных морен и коллювием.

Склоны падей и тектонических «фасетов» покрыты мощным «плащом» делювиальных отложений. Крутизна склонов достигает 30-35°, т. е. достигает предельного угла «естественного откоса» для рыхлых отложений. Склоны падей, не затронутые селем, как правило, задернованные и заросшие древесно-кустарниковой растительностью. Нижние части склонов, охваченные селевым процессом, оголены, почвенно-растительный слой содран.

Селевые очаги. В верховье пади Первая Шихтолайка и расположенного западнее безымянной пади нами прослежены участки «срыва» склонового материала, давшие начало селевому процессу. Обвальные амфитеатры представляют собой свежие стенки отрыва склонового материала глубиной до 3-4 м и 7-9 м в поперечнике. Вниз по пади наблюдается постепенное расширение полосы селевого потока, при этом, рыхлый склоновый материал, почвенно-растительный слой и древесно-кустарниковая растительность вовлекались в грязекаменный поток, увеличивая его мощность, скорость и разрушительную способность.

В верховье пади Вторая Шихтолайка ситуация несколько иная. На момент нашего обследования района было установлено, что сель «зародился» из глубокого ущелья, сформированного под «висячим» устьем каровой долины. В плане он имеет форму амфитеатра, открытого к югу, вниз по течению ручья. Глубина ущелья – до 50 м, ширина – до 100 м, тальвег ручья довольно крутой. Стенки ущелья свежие, лишенные растительного покрова, крутизна стенок достигает 60-70°. Наблюдается постоянное обваливание обломочного материала по крутым стенкам ущелья, сопровождающееся шумом и грохотом, интенсивность которого зависит от объема рухнувшего материала.

Зона транзита и разгрузки селей охватывает высотный интервал от 1800-1850 до 800-930 м, в зависимости от мощности селей. Так, одиночный сель, прошедший по пади Медведка, остановился на абсолютной высоте 900-930 м. Жилые строения на окраине п. Аршан по ул. Габанова подверглись относительно слабому воздействию селя. Мощность водопесчаного потока не превысила 1 м, но и в этом случае были повреждены заборы, легкие деревянные постройки, образовались промоины, и произошло отложение мелковалунно-галечно-песчаного материала в зоне прохождения селя. Значительно большие разрушения произвели сели, сформировавшиеся в падях Первая и Вторая Шихтолайки. Слившись в один мощный грязекаменный поток, они дошли до жилого поселка, спустившись до абсолютной высоты 830-840 м. Так, на северной стороне трехэтажного здания пансионата «Саган Дали» селевые отложения имели мощность 4 м и достигли уровня второго этажа. Следует отметить, что в данном месте у здания, ставшего «плотиной» на пути селя, произошла разгрузка влекомого материала и его накопление. Истинная мощность селевого потока в конусе выноса равнялась 2-2,5 м, судя по следам, сохранившимся на уцелевших деревьях. Мощность твердой фракции, оставшейся в конусе выноса после прохождения селя, не превышает 1-1,5 м.

Исследование ручья Вторая Шихтолайка показало, что в 1,3 км от начала формирования селя («висячее» устье каровой долины) поперечный профиль долины террасированный. У правого борта сохранилась террасовидная задернованная площадка шириной до 4-6 м на высоте 5-6 м выше русла ручья. Таким образом, на абсолютной высоте 1300 м площадь «живого сечения» селя не превышала 50-90 м^2.

В 1 км ниже по течению ручья на абсолютной высоте 1050 м (выше места слияния селей) ширина селевого потока колебалась от 20 до 40 м, а глубина достигала 8-9 м, т. е. площадь «живого сечения» селя достигала 160-360 м^2. Если учесть, что при этом формировались «береговые валы», оконтуривающие с двух сторон активную часть селя и имеющие высоту до 4-5 м и ширину – до 10-15 м, то площадь «живого сечения» селя могла достигать 320-630 м^2. В зоне разгрузки и ос-

тановки селя (абсолютная высота 800 м) ширина селевого «языка» достигала 350-400 м, мощность селевого материала – 1,5-2,0 м, площадь «живого сечения» селя была равна 525-800 м^2.

По словам очевидцев схода селевых потоков, это событие продолжалось около трех часов, т. е. это не был одномоментный природный катаклизм. Подтверждением этого могут служить следующие факты. Начиная с абсолютной высоты 1050 м, селевый поток проходил в эрозионном «лотке» глубиной до 6-7 м, окаймленным «береговыми валами» высотой до 4-5 м и шириной до 10-15 м. Более легкая песчано-водная фракция изливалась из «лотка» и стекала параллельно селю, формируя эрозионные ложбины. За «береговыми валами» отмечаются ложбины стока вод глубиной 3-6 м, шириной до 10-20 м и длиной 60-150 м, выклинивающиеся по простиранию и наращивающие друг друга по длине селевого потока.

Аршанский сель относится к несвязным селям, в таких селях твердый материал слагает конус выноса. По составу селевой массы он является грязекаменным, по генезису жидкой составляющей – смешанного происхождения (снеготаяния в сочетании с ливневыми). Нами проведен анализ метеоусловий п. Аршан за 12 месяцев, предшествовавших сходу селевых потоков. По данным [Атлас Забайкалья, 1967], годовая сумма осадков в Тункинских Гольцах равна 500-600 мм, при этом, подавляющее количество осадков приходится на летние месяцы и начало осени. Данных о количестве осадков по месяцам в годовых циклах нет, ввиду отсутствия метеостанции в п. Аршан, поэтому мы проанализировали количество дней с осадками в виде дождя и снега.

Было установлено, что в зимний период количество дней со снегопадами не превышало 6-7 дней в месяц. Весной наблюдалось постепенное увеличение числа дождливых дней – в мае было 16 дождливых дней. Начало лета также было дождливым (17 дней), к тому же, в середине июня и за пять дней до схода селей прошли интенсивные дожди с грозами. Теплая летняя погода с температурой свыше 20°С привела к бурному таянию снега в вершинном поясе хребта. В совокупности, это привело к переувлажнению верхнего горизонта рыхлых отложений, при этом, нижележащие слои оставались еще скованными сезонной мерзлотой. В такой ситуации оползание даже небольшого блока рыхлых отложений могло инициировать начало селевого процесса.

Что касается р. Кынгарга, то она не является селеопасной. Причиной этому служит наличие достаточного по площади водосборного бассейна в верхнем ее течении, меньшая крутизна склонов, их практически полная задернованность и залесенность. Здесь в первую очередь возможны кратковременные повышения уровня ее вод при активном снеготаянии и грозовых осадках, переходящие в паводковое состояние. В этом случае возможны подмывы коренных берегов, обвалы и поступление обломочного вещества и древесно-кустарниковой растительности в русло водотока (подобное явление имело место в левом борту долины ниже первого водопада). Тем не менее, даже в случае развития подобного сценария данные процессы не вызовут образование селевых потоков в связи с выположенностью продольного профиля водотока в среднем и нижнем течении р. Кынгарга.

В устьевой части долины р. Кынгарга наблюдалось накопление только тонкообломочного субстрата, состоящего главным образом из песков различной крупности мощностью в 0,5-0,7 м, что свидетельствует о значительном уменьшении скорости потока, так как размер транспортируемого вещества в толще водного потока прямо пропорционален его скорости. Преградой, перехватившей этот ослабленный поток, явилась насыпь автодороги Аршан – Тагархай, ниже которой паводковые наносы отсутствуют.

Обзор исторических событий свидетельствует о высокой динамике селевых процессов в Юго-Западном Прибайкалье. Установлена периодичность схода селевых потоков в прошлом столетии с интервалом 22, 11, 7, 4,0-2,5 года. В Тункинской рифтовой долине активизация селевой деятельности происходила в 1903, 1912, 1952, 1962 и 1971 гг. [Леви, Задонина, 2013; Макаров, Черкашина, 2014]. Сель, прошедший в июле 1971 г. вызвал разрушение скважин на минеральных источниках и нанес большой экономический урон санаторию и инфраструктуре поселка. Несмотря на это, не было сделано никаких организационных выводов из чрезвычайного происшествия – поселок продолжил стихийно застраиваться, осваивались потенциально селеопасные участки на подгорном шлейфе, не были возведены защитные инженерные сооружения. В итоге, очередной сель в июне 2015 г. привел к еще большему экономическому ущербу и даже к человеческой жертве (погибла женщина). Начавшееся глобальное потепление климата может нарушить устоявшуюся атмосферную циркуляцию: вызвать усиление влажности, в одних районах, и засухи – других местах, усилить циклональную деятельность.

Прогнозирование возникновения и схода селей является довольно сложной задачей. Существует несколько путей ее решения, в том числе, прогнозирование селей в пространстве и во вре-

мени. В данном случае важен, конечно, временной прогноз, который может быть основан на гидрометеорологических или инженерно-геологических данных. Первый из них учитывает возможные критические объемы осадков и стока, второй – базируется на крупномасштабных съемках селевых бассейнов, изучении селевых очагов, скорости выветривания и накопления рыхлого материала и других показателей. Только комплексное изучение этих данных может дать ответ на интересующий нас вопрос.

Таким образом, вышеизложенные материалы свидетельствуют о том, что исследованный район у подножья Тункинских гольцов селеоопасен. При строительстве поселка Аршан не была учтена в полной мере геолого-геоморфологическая ситуация, хотя следов былых сходов селей более, чем достаточно. Благоприятными факторами формирования селей, сошедших 28 июня 2014 года, являются:

1. Большой перепад высот и крутизна склонов горного массива Тункинских гольцов, у подножья которого расположен поселок.
2. Короткий подгорный шлейф, который не позволил «сбросить» энергию селевого потока.
3. Большая мощность рыхлых отложений разного генезиса на склонах и в верховьях падей, являющихся потенциальным материалом для формирования селей.
4. Обильные многодневные атмосферные осадки и снеготаяние в гольцовой зоне, вызвавшие переувлажнение рыхлых осадков на верхних уровнях гор.
5. Наличие мерзлых слоев горных пород, способствовавших быстрому скольжению вниз по склону оттаявшего деятельного слоя.

Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область). – М.-Иркутск: ГУГиК СМ СССР, 1967.

Леви К.Г., Задонина Н.В. Гелиодинамика: Природные аспекты глобальных солнечных минимумов. Т. 1, кн. 4. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2013. 607 с.

Макаров С.А., Черкашина А.А. Катастрофические селевые потоки в поселке Аршан Тункинского района Республики Бурятия. География и природные ресурсы. 2014, № 4. – С. 174-175.

Объяснительная записка к геологической карте СССР (масштаб 1:200000). Серия Восточно-Саянская. Лист М-48-I. Составитель А.Л. Самбург. М., 1971. 90 с.

К ВОПРОСУ О МЕТОДОЛОГИИ И МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СЕЛЕЙ И ИХ ГЕНЕЗИСА

ВАСЬКОВ И.М.

Северо-Кавказский горно-металлургичесский институт (Государственный технологический университет), РСО-Алания, Владикавказ, ул. Николаева 44. vaskov_im@mail/ru

TO QUESTION ABOUT METHODOLOGY AND METHODS OF STUDY OF GLYACIAL'NYKH OF MUD FLOWS AND THEIR GENESIS

VASKOV I.M.

North-Caucasian gorno-metallurgichesskiy Institute (State Technological University), RSO-Alaniya, Vladicaucasus, street of Nikolaeva 44. vaskov_im@mail/ru

В последние десятилетия всестороннему изучению гляциальных селей и их генезиса уделяется большое внимание. В результате анализа проведённых работ выявилось, что более предпочтительна и результативна методология таких исследований – практическая, ориентированная на выявление общей сущности гравитационных природных катастроф (обвалов, оползней, селей различного вида) и проблем определения возможностей и поиска путей их локального прогнозирования. Такая практическая методология исследований имеет своей целью формирование интегрированной междисциплинарной системы методов и приемов естественнонаучных исследований с целью установления природы гравитационных катастроф, а также определение возможностей и направлений их локального прогнозирования: таковая методология является содержательной и включает изучение законов, теорий, структуры научного знания, критериев научности и системы используемых методов исследования.

Основными методами получения информации при проведении исследований по указанному направлению являются полевые наблюдения. Это маршрутное геоморфологическое и геологическое картирование, обследование ледников и их долин, инструментальное определение положения концов ледников, аэровизуальные наблюдения, специализированное опробование для определения литологического и петрографического состава обломочных горных пород с определением источника выноса и т. д.

Наиболее важными результатами полевых и камеральных исследований являются количественные характеристики потенциально опасных объектов, как то: морфометрические показатели, объёмы ледников, каменных глетчеров, селевых врезов и коррелятивных им рыхлых отложений, которые могут быть получены при использовании топографической основы крупных (1:50000 – 1:10000) масштабов.

Изучение труднодоступных и удаленных объектов производится дистанционными методами с использованием аэрофотоснимков, космических снимков различных разрешений и масштабов, интернет ресурсов Google Earth, перспективных наземных снимков.

Для повышения эффективности исследований было разработано или модернизировано несколько полевых и камеральных методов получения и комплексной обработки как материалов авторских полевых наблюдений, так и разнообразной информации из других источников. При этом родилось понятие об эталонных объектах и необходимой детальности их изучения. Так известно, что катастрофические обвалы и сели с объемами перемещенных масс не менее $n \cdot 10^5 - 10^7$ м^3 – явление достаточно редкое в мировой практике, а для отдельно взятых регионов – уникальное. В подавляющем числе случаев места их зарождения находятся в практически не доступных для исследователей местах, часто на высотах 4–6 тыс. м (Уаскаран (Перу) – 6 300 м; Усойский завал (Таджикистан) – 5 200 м, Геналдон (Россия, С. Осетия) – 4450м). Большие объемы и скорости масс в зонах транзита и распада приводят к образованию значительных по площади территорий поражения, где не остается ничего живого. После быстротечного события исследователи и эксперты изучают лишь последствия движения и отложения гигантских масс дробленых горных пород, нередко с большим количеством льда. В этом случае разнообразные и неповторимые сочетания геоморфологических, геологических и климатических факторов, как бы, индивидуальны для каждого единичного события, что приводит ученых к неоднозначным, а зачастую и к противоречивым выводам о причинах и генетической сущности явлений.

Следовательно, для выявления общих закономерностей возникновения и развития катастрофических селей и обвалов необходимо комплексное детальное и междисциплинарное изучение всей территории, охваченной процессом. Если за исходные параметры принять размеры площадей зарождения обвальных блоков и масс с объемами в сотни миллионов кубометров, а это площадь в 1–5 км^2, то оптимальными масштабами изучения являются 1:10 000 и 1:25 000. Такие топографические карты отражают строение поверхности с точностью, позволяющей проводить морфометрические и другие количественные исследования с минимальными погрешностями.

Специализированные карты: геологические, геоморфологические, риска и т. д. крупных масштабов имеются только для территорий с развитой горнодобывающей, рекреационной или иной инфраструктурой. Более широко распространены карты масштабов 1:200 000 и мельче, которые могут использоваться только как основа для ознакомления с природными рисками, геологическим строением, тектоникой и геодинамическими особенностями развития района, в пределах которого располагается эталонный объект.

Одним из основных условий является доступность объекта для производства полевых детальных геоморфологических, геологических и других видов исследований и построения соответствующих карт крупного масштаба.

На заключительном этапе работ комплексно анализируются результаты следующих методов исследований:

Определение основных морфометрических характеристик опирается на главное исходное положение современной геоморфологии, что рельеф формируется и развивается в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных сил и процессов [Рычагов, 2006].

В случае деления форм рельефа по их масштабам, в общем, учитываются различия их линейной размерности. Считается, что планетарные формы, мегаформы, макроформы и некоторые мезоформы рельефа сформировались в результате деятельности эндогенных процессов, а образование большей части мезоформ, а также микро – и наноформ связано с деятельностью, главным образом, экзогенных процессов.

Катастрофические обвалы, сели и их производные максимальное, и исключительное развитие имеют в коллизионных альпийских системах, где зафиксированы практически все известные науке события подобного рода. Основной тип геодинамических обстановок в этом случае – сжатие, а тектонических движений – сочетание взбросо-надвигов, сдвигов и унаследованных трансформных разрывов, что обуславливает блоковое подобие, или фрактальность. В случае катастрофических селей и обвалов фрактальная размерность блоков, порождающих их, совпадает с выделенным в геоморфологии интервалом: мезоформы – микроформы.

В условиях новейших и современных блоковых подвижек земной коры изменение форм поверхности с разными скоростями происходит постоянно в зависимости от количества эндогенной энергии, в том или ином виде проходящей через единицу площади земной поверхности.

Высказанные обстоятельства определили круг методов исследований и их направленность, прежде всего, на выявление количественных параметров, в том числе и характеристик рельефа земной поверхности. А именно, получение основных *морфометрических показателей* – числовых характеристик форм рельефа и их динамики: линейных, площадных, объемных; определение абсолютных и относительных высот в пределах изучаемых объектов; определение уклонов, как долин, так и замыкающих склонов.

Морфоструктурный метод основной при изучении соотношений между рельефом и геологическими структурами, выявлении разрывных нарушений и других структурных элементов.

Палеогеоморфологический и палеогеологический методы применяются совместно при исследовании истории возникновения и развития древних обвальных и селевых катастроф.

Расчет объемов коренных пород и деструктивных масс методом пересекающихся разрезов. Описание и пример применения метода приведены в статье «К вопросу о методах определения динамики объемов горных ледников» [Васьков, Валиев, 2013а]. Метод позволяет путем прямых наблюдений и несложных (отсутствуют эмпирические коэффициенты, дробные и отрицательные степени) расчетов определять объемы ледовых тел, включая все типы морен и гляциально-коллювиальных отложений на горных склонах, а также количество льда (воды) в отдельных телах сложной формы в условиях современных активных глобальных климатических процессов. Метод позволяет проводить сравнение параметров ледников и их отложений по материалам разных лет, разных масштабов и исполнения (карты, масштабные схемы, фотографии и т. д.).

Расчеты скоростей перемещения деструктивных масс при катастрофических процессах. Определение скорости движения лавинообразных потоков – одна из наиболее сложных задач при установлении их параметров. Прямые измерения практически невозможны по нескольким причинам: непредсказуемость места и времени начала движения; сложности рельефа, когда начальная точка и зона транзита скрыты складками местности; неприемлемый уровень риска нахождения измерительной аппаратуры и людей вблизи зоны поражения. В результате при описании таких явлений исследователи и редкие очевидцы, чаще всего, не приводят количественных данных о скорости движения, а ограничиваются эмоциональными качественными характеристиками или экспертными оценками.

В то же время опыт изучения Геналдонской катастрофы 2002 года [Васьков, 2011б] показал, что скорости движения ЛОП можно определить различными способами, а именно:

- по времени нарушения энергоснабжения;
- по свидетельствам очевидцев, полученным непосредственно после события;
- по динамике макро- и микроформ рельефа – трансформации старых и появлению новых;
- путём сравнения со скоростями перемещения транспортных средств;
- на основе данных региональных и локальных сетей сейсмического мониторинга.

Из перечисленных наиболее перспективным представляется сейсмический способ определения скоростных и энергетических параметров катастрофических обвалов и селей. Так исследования процесса Геналдонской катастрофы 20.09.2002 г. по динамическим характеристикам инструментальных записей сейсмических станций Северной Осетии (5 станций) и Кавказских Минеральных Вод (6 станций), произведенные Центром геофизических исследований Владикавказского Научного Центра [Заалишвили и др., 2004а, 2004б, 2012], позволили установить, что: «Скорость движения лавинообразного потока на участке от отрыва ледово-каменных масс на северном склоне предвершинного гребня г. Джимарай-хох до языка ледника Майли составляла около 320 км/ч, на участке от ледника Майли до Кармадонских ворот – в среднем около 400 км/ч, меняясь по данным разных станций от 107 м/с до 115 м/с».

Однако проведенные исследования показали, что на многих объектах (Усой, Кариухох, Геналдон и др.) отмечается наличие зоны «свободного» транзита, т. е. перемещения оторванных

блоков *над топографической поверхностью* [Васьков, 2014, 2015]. Для такого перемещения необходим значительный начальный энергетический импульс, минимально необходимую величину, которого возможно определить, зная величины горизонтального и вертикального перемещения центра масс (ЦМ) и объемно-массовые параметры обвального блока.

На примере обвала Кариухох [Васьков, 2014] путь центра масс (ЦМ) обвального блока горных пород от начальной точки движения до точки пересечения с поверхностью условно представляется в виде дуги с вертикальным положением начального радиуса (аналогично на рис. 7). Представленная траектория раскладывается на горизонтальную (3000 м) и вертикальную (1300 м) составляющие. Для расчетов используем известные из кинематики выражения:

$$s = vt \tag{1}$$

и

$$h = gt^2 : 2, \tag{2}$$

где s – расстояние по горизонтали, м;
v – скорость, м/с;
h – расстояние по вертикали, м;
g – ускорение свободного падения, м/с^2;
t – время, с.

Скорость масс в точке падения определяется суммой векторов скоростей горизонтального и вертикального (падение) движения масс.

Выявление скоростей движения (v) и количественных параметров масс (m) позволит определить кинетическую энергию (E) из выражения:

$$E = mv^2 : 2. \tag{3}$$

В заключение можно сказать, что основной принцип при определении скоростей движения, как средних для обвального процесса в целом, так и для отдельных его элементов, – это комплексное использование всех возможных методов и способов с последующим интеграционным анализом полученных результатов.

Определение источника сноса каменного материала литолого-петрографическим методом. В процессе познания геологического строения и тектонических особенностей районов зарождения и развития катастрофических обвалов и селей, особенно в случае протяженных (десятки и сотни километров) зон транзита, возникает необходимость определения непосредственного места отрыва породных масс, что можно сделать на основе анализа петрографического, литологического и минерального состава коррелятивных отложений.

Петрографический и минералогический состав рыхлых отложений определяется в полевых условиях на площадках размером ≈10 м^2, либо по линиям протяженностью 20–30 м. Петрографический состав обломков размером 50 мм и более выявляется визуально, а мелких – при помощи бинокулярного микроскопа с увеличением до 56 крат по фракциям рассева гранулометрических проб, которые отбираются параллельно. При описании, кроме названия и состава пород, указывается размеры обломков, степень и вид (окатанность, оббитость, экзарация) механической обработки. Наиболее крупные и гигантские, до десятков метров в поперечнике, глыбы изучаются отдельно (рис. 1). Кроме литолого-петрографического состава определяются их формы, замеряются геометрические размеры и рассчитывается объем, выявляются следы и тип механического воздействия. На карте отмечается их распространение и места скопления в зонах транзита/распада лавинообразных и селевых потоков.

Рис. 1. Северная Осетия, левый борт долины р. Геналдон, коррелятивные коллювиально-гляциальные отложения ледово-каменного обвала 20.09.2002 г.

Оббитая глыба брекчированных шаровых лав размером 2,4X1,3 м. Угловатые обломки базальтов сцементированы белым кальцитом и яблочно зелёным скородитом. Прижилки и скопления последнего подчёркивают шаровую отдельность. Такие породы встречаются только в составе циклаурской свиты (T-J_{1ck}), слагающей правый борт долины ледника Колка. Фото И.М. Васькова, 03.09.2014 г.

На основе полученных количественных показателей рассчитывается соотношение литолого-петрографических видов и породных комплексов в изучаемых рыхлых отложениях. Полученные результаты анализируются и сравниваются с геологическими картами, разрезами – стратотипами и описаниями горных пород исследуемого района. Литолого-петрографический метод определения источника сноса каменного материала успешно применялся при изучении Геналдонской катастрофы [Васьков, 2007в], палеореконструкции ледово-каменного обвала и гляциального селя по долине р. Гизельдон [Васьков, 2007а,б,в, 2010, 2011а,б], обследовании пьедестального ледника Донгуз-орун [Васьков, Барановский, 2013в].

Оперативное определение литолого-петрографического и минерального состава обломочных отложений необходимо при использовании литолого-петрографического метода определения источника сноса каменного материала. Быстрое, но достаточно детальное и точное определение текстурно-структурных особенностей, петрографического и литологического состава горных пород возможно с применением метода основанного на современных компьютерных технологиях, разработанного в дополнение к уже существующим методам их микроскопического изучения [Васьков и др., 2013а]. Он позволяет оперативно изучать текстурно-структурные особенности и минеральный состав горных пород в «свежих» сколах, шлифованных и полированных образцах, шлихах различного вида методом сканирования и последующей специальной обработки в программах, предназначенных для работы с растровой и векторной графикой («Photoshop» и др.), (рис. 2 и 3).

Рис. 2. Лава андезидацитов, долина ледника Козы-цети.
Слева – образец, справа – увеличенный (10Х) фрагмент. Синие точки – микрокристаллы плагиоклазов, серо-зеленые – вулканическое стекло.

При исследованиях мелких фракций (песков) возможно быстрое определение их минерального состава фотограмметрическим методом. Так, при изучении песка из завального тела Геналдонской катастрофы (рис. 4*а*) видно, что зерна угловатые и слабоокатанные. Минеральный состав: кварц, кальцит и основная масса – обломки окварцованных алевролитов, долеритов, базальта. Песок же из наносоводных отложений руч. Хаталдон (рис. 4*б*) – мелкозернистый кварц-полевошпатовый.

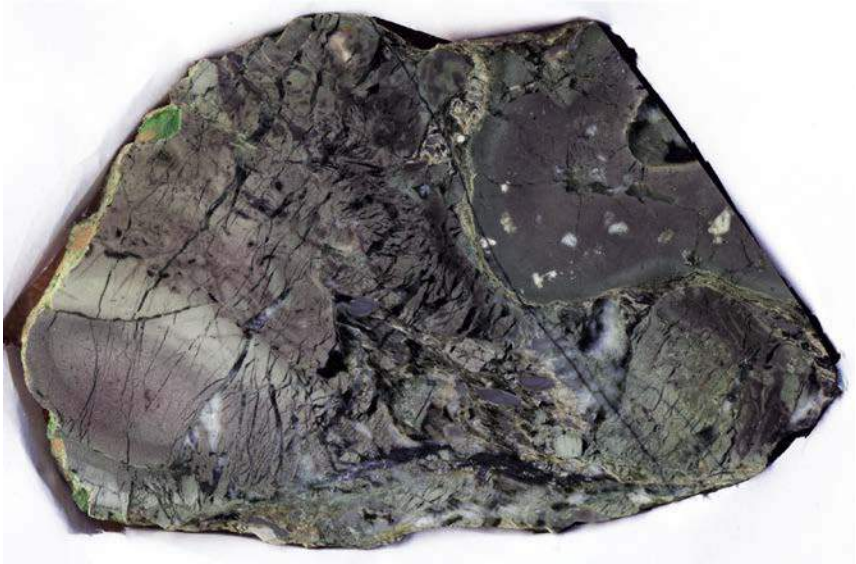
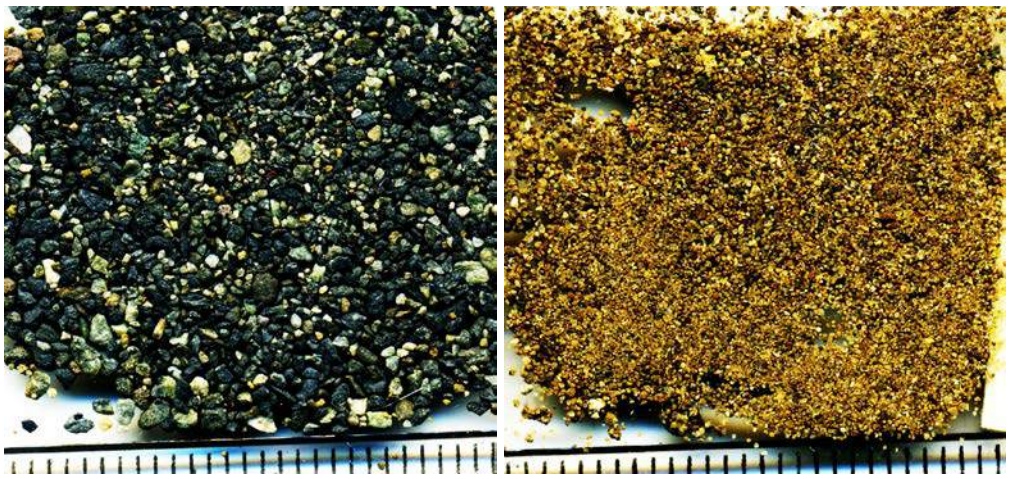


Рис. 3. Кластолава, базальт, долина р. Геналдон.

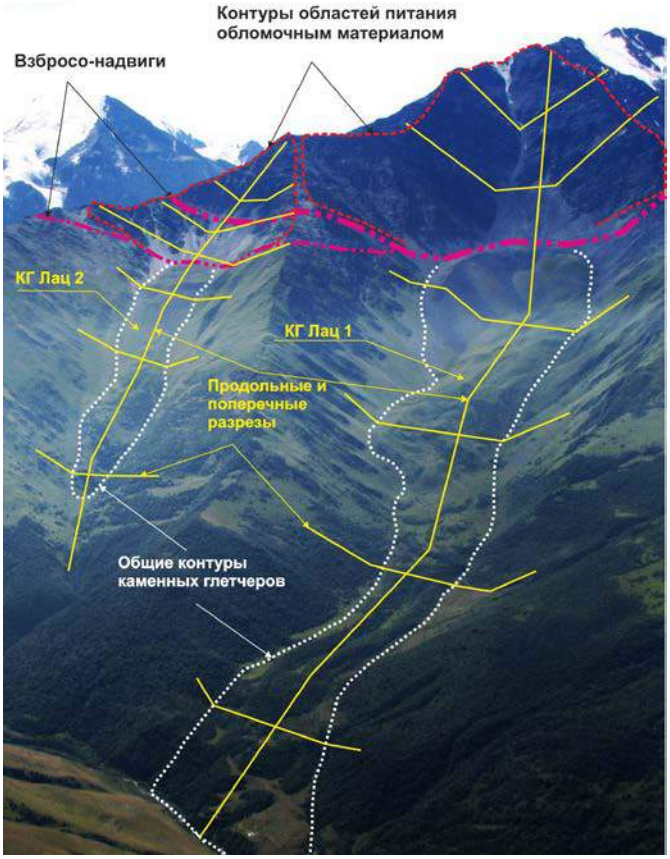


а *б*

Рис. 4. *а* – песок гляциально-коллювиальных отложений ЛОП в долине Геналдона; *б* – песок наносоводных отложений р. Хаталдон (Северная Осетия).

Выявление амплитуд новейших и современных взбросо-надвигов на основе объемов коррелятивных отложений. В качестве примера взяты каменные глетчеры, для которых в ряде работ последних лет выявлена генетическая связь с новейшей и современной тектоникой взбросо-надвигового типа [Васьков, 2011б,в]. Доказано, что перманентное развитие каменных глетчеров обеспечивается постоянным поступлением в их тела воды с сохранением ее в твердом виде, и каменного обломочного материала в соответствующих пропорциях. Полевые наблюдения показывают, что рыхлообломочный материал КГ практически не размывается и не выносится водными потоками за пределы их ложа, поэтому, зная объемы глетчерных тел и размеры площадей зон питания, путем простых расчетов можно определить амплитуды перемещения взброшенных тектонических блоков (рис. 5).

Рис. 5. Каменные глетчеры Лац 1 и Лац 2 и принципиальное положение расчетных разрезов для определения накопленных объемов рыхлого материала и амплитуды перемещения по взбросо-надвигам.



В состав работы входит:

– полевое обследование и нанесение на крупномасштабную карту контуров КГ и областей питания обломочным материалом с описанием особенностей их строения;

– построение геолого-геоморфологической карты на основе полевых исследований и анализа перспективных и плановых фотоснимков;

– построение продольных и поперечных разрезов, как по телу КГ, так и области питания;

– расчет объема тела КГ и площади области питания;

– расчет средней толщины пород, обрушившихся в области питания на склон (ледник, снежник), образовавших и питающих КГ, путем деления полученного объема КГ ($V_{КГ}$) на коэффициент разрыхления ($K_р$) и на вычисленную площадь области питания ($S_{оп}$).

Обобщено полученная толщина обрушившегося слоя может быть приравнена к суммарной амплитуде ($A_Σ$) перемещений аллохтона взбросо-надвига за время от начала образования данного КГ по настоящее.

$$A_{\Sigma} = V_{КГ} : K_{р} : S_{оп} \quad (4)$$

Метод был применен при исследовании каменных глетчеров Лац 1, Лац 2 и «Милах», находящихся на склонах водораздела рек Гизельдон и Фиагдон.

Дистанционное картографирование на основе интернет ресурса Google earth, базируется на комплексном т одновременном извлечении информации, когда при дешифрировании снимков определяются географические координаты и высоты как для топографических построений, так определения положения в пространстве основных элементов и границ, характеризующих геологическое и геоморфологическое строение объекта. При этом количество пунктов должно быть достаточным для построения рельефа местности в необходимом масштабе.

Принятый метод оценки морфометрических характеристик с помощью создания топографической схемы м-ба 1:10000 был апробирован в т. ч. при исследовании Усойского завала (рис. 6), [Васьков, 2015]. Составленная таким образом схема геологического строения Усойского завала на основе топографической схемы м-ба 1:10000 площадью 56 дм^2, охватывает территорию Усойского завала и правого борта долины р. Бартанг до водораздельного гребня хребта Музкол.

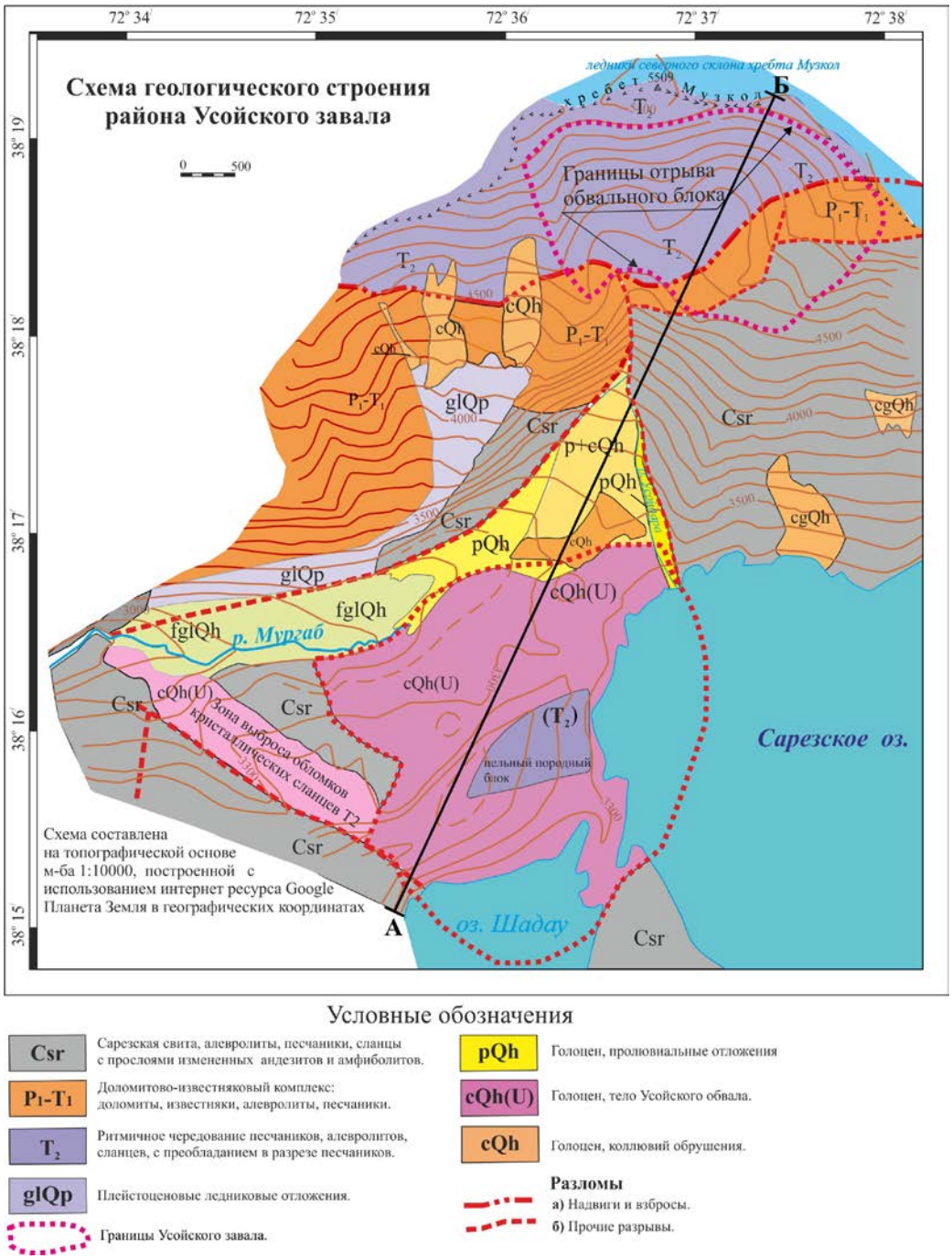


Рис. 6. Схема геологического строения Усойского завала и прилегающей части южного склона хребта Музкол. Составлена на основе дешифрирования космических снимков интернет ресурса Google earth.

На схеме отображены особенности геоморфологии и геологического строения района, уточнено положение тела Усойского завала и его динамических выбросов, рассчитан объём завальной плотины, объём предполагаемой ниши отрыва т. н. «Усойского оползня» по нижней части долины р. Усойдара. На основе серии пересекающихся разрезов определено наиболее вероятное место отрыва обвальных масс и их объём в не нарушенном состоянии, (в «целике») (рис. 7). Посчитанный на основе представленной схемы геологического строения объём завала составил 2,2 км^3, что совпадает с расчётами И.А. Преображенского [1920] и других исследователей.

Метод дистанционного картографирования на основе интернет ресурса Google earth, применялся при определении параметрических характеристик пьедестальных ледников Донгуз-Орун на Центральном Кавказе [Васьков и др. 2013], Лагуна Парон; Уаскаранского лавинообразного потока и гляциального селя 1970 г. (хр. Кордильера Бланка, Перу). В пределах действующих селевых очагов пьедестальных морен Западного и Восточного Кайсарских ледников (Центральный Кавказ, Северная Осетия) определение морфометрических характеристик произведено параллельно как по геологической карте с топографической основой м-ба 1:10000, так и по топографо-морфологической схеме, составленной на базе интернет ресурса Google earth что показало высокую сходимость результатов.

Отличительными чертами представленного метода являются:

- объективность и возможность независимого воспроизведения картографических материалов другими исследователями на тех же объектах с расхождениями в результатах, не превышающими допустимых пределов;
- построение однотипных схем как для всесторонне исследованных (эталонных), так и для физически не доступных объектов;
- простота и доступность получения количественной информации о положении выделенных точек и полей топографического и геологического характера в пространстве;
- получение в результате применения предлагаемого метода дистанционного картографирования однородных материалов однообразного состава пригодных для сравнительного анализа и выявления алгоритмов геодинамической составляющей катастроф гравитационного типа до и после событий;
- картографические материалы данного метода могут служить интегрирующей основой для размещения результатов применения других методов исследований на изучаемых объектах, в т. ч. в геоинформационных системах.

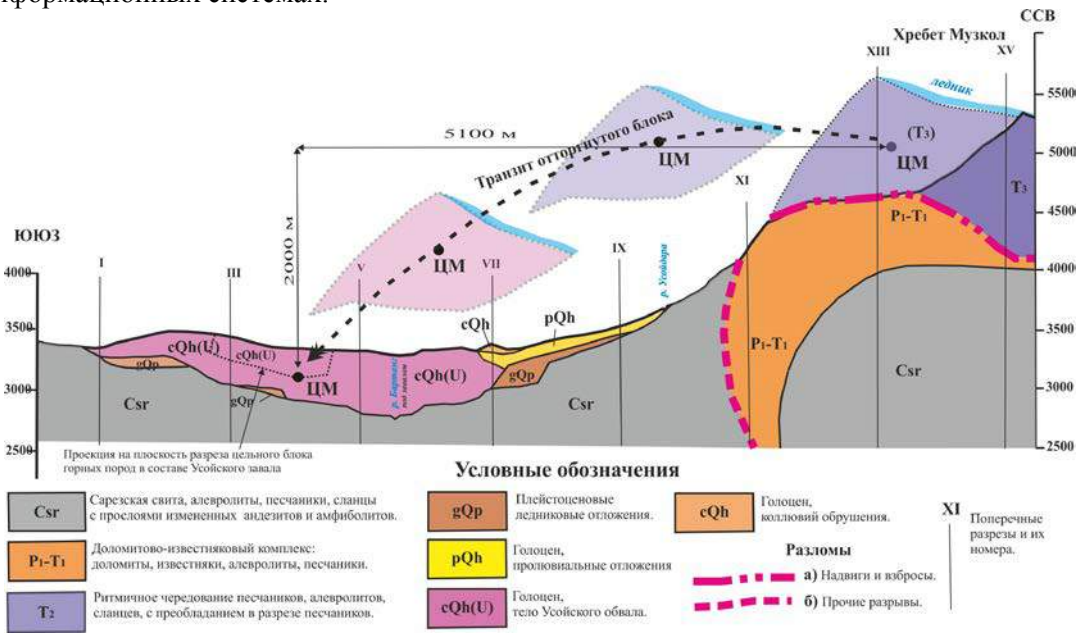


Рис. 7. Схематический геологический разрез по оси Усойского обвала.

Васьков И.М., Мотозюк Г.К., Турлов И.С. Некоторые особенности отложений раннечетвертичного гляциального селя по реке Гизельдон (Северная Осетия) // Инновационные технологии для устойчивого развития горных территорий: Материалы VI Международной конференции 20–30 мая 2007 г. Владикавказ, 2007а. С. 214–215.

Васьков И.М. Гончаров В.И. Признаки проявления и возможности прогнозирования природных катастроф в горных районах (на примере Геналдонской катастрофы 20.09.2002 г.) // Труды ЮНЦ РАН. Т. III: Биоразнообразие и трансформация горных экосистем Кавказа. Ростов-на-Дону: Из-во ЮНЦ РАН, 2007б. С. 11–28.

Васьков И.М., Калов Р.Х., Кумукова О.А., Хаджиев М.М. К вопросу о составе грязекаменной части Геналдонского завала // Труды Всероссийской конференции по селям 26–28 октября 2005 г. М.: URSS, 2007в. С. 191–201.

Васьков И.М., Валиев А.Л., Гогичев Р.Р. Палеообвалы в долине р. Гизельдон, Северная Осетия // Устойчивое развитие горных территорий в условиях глобальных изменений: Материалы VII Международной научной конференции, Владикавказ, 14–16 сентября 2010 г. Напр. 3, секц. 1. 11 стр.

Васьков И.М. К вопросу об устойчивости естественных плотин в горных условиях // ГеоРиск. 2011а г. № 1. С. 38–42.

Васьков И.М. Ледово-каменные обвалы и их прогнозирование. Опыт Геналдонской катастрофы, Центральный Кавказ / Монография. LAP LAMBERT Fcademic Publishing. Саабрюкен, Германия, 2011б. 233 с.

Васьков И.М., Дарчиев В.В., Дулаев А.Т. К вопросу о динамике каменных глетчеров. Труды СКГМИ (ГТУ). Вып. 18. Владикавказ: Терек, 2011в. С. 88–93.

Васьков И.М., Валиев А.Л. К вопросу о методах определения динамики объемов горных ледников в современных условиях // ГеоРиск. 2013. № 1. С. 10–14.

Васьков И.М., Дарчиева А.Е., Иванова Д.Д., Кондаурова А.А. Оперативный метод диагностики горных пород и руд // Развитие регионов в XXI веке: Материалы 1-й Международной конференции, Владикавказ, 31 октября – 2 ноября 2013а г. С. 114–118.

Васьков И.М., Барановский А.Ф. Особенности строения и развития ледника Донгуз-Орун (Приэльбрусье, Центральный Кавказ) и возможные катастрофы // ГеоРиск. 2013б г. № 4. С. 10–18.

Васьков И.М. К вопросу о механизмах возникновения и развития крупных обвалов горных пород (на примере обвала Кариухох, Центральный Кавказ) // ГеоРиск. 2014. № 2. С. 46–53.

Васьков И.М. Проблемы генезиса Усойского завала и дистанционное картографирование // ГеоРиск №2, 2015, с. 10-15.

Заалишвили В.Б., Невская Н.И. Взаимосвязь различных факторов, в том числе сейсмических событий, со сходом ледника Колка // Вестник Владикавказского научного центра 2004а. Т. 4. № 3. С. 51–57.

Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Харебов К.С. Анализ инструментальных записей схода ледника Колка по данным локальной сети сейсмических наблюдений // Вестник Владикавказского научного центра. 2004б. Т. 4. № 3. С. 58–64.

Заалишвили В.Б., Мелков Д.А. Особенности процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. и его макросейсмическое проявление по инструментальным данным современных регистрационных систем // Геология и геофизика юга России. 2012. № 3. Владикавказ, ФГБУН «Центр геофизических исследований ВНЦ».

Преображенский И.А. Усойский завал // Геологический комитет. Материалы по прикладной и общей геологии. 1920. Вып. 14. Петроград. 33 с.

Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Наука, 2006. 415 с.

ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СЕЛИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

ВАСЬКОВ И.М.

Северо-Кавказский горно-металлургичесский институт (Государственный технологический университет), РСО-Алания, Владикавказ, улица Николаева 44. vaskov_im@mail.ru

GLYACIAL'NYE SAT DOWN CENTRAL CAUCASUS AT THE BEGINNING OF XXI AGE

VASKOV I.M.

North-Caucasian gorno-metallurgichesskiy institute (State technological university), RSO-Alaniya, Vladicaucasus, street of Nikolaeva 44. vaskov_im@mai.ru

Всплеск интереса к такому опасному природному явлению, как гляциальные сели, был вызван не только увеличением их количества и объёмов на Центральном Кавказе, но и массовым их появлением в таких «не характерных» местах, как Северная Осетия. В т. ч. и одного из самых масштабных в Мире селевых потоков, который был порождён Геналдонской катастрофой 2002 г. Результаты детального изучения причин возникновения и параметрических характеристик, как данного масштабного события, так и других, менее заметных гляциально-селевых проявлений, позволяют с иных позиций рассматривать их генезис и динамику развития, и, следовательно, степень опасности подобных событий, произошедших на Центральном Кавказе в конце XX и начале XXI века, а также возможности их локального прогнозирования

Проведенный анализ данных, полученных в результате подробного изучения селевых бассейнов, показал, что зафиксированные гляциальные сели являются производной как процесса де-

градации оледенения, вызванного глобальным изменением климата, так и интенсивности и направленного развития современной тектоники, но всегда представляют значительную опасность для инфраструктуры горной территории.

В качестве примеров, с точки зрения современных представлений об их генезисе и развитии, ниже рассматриваются наиболее изученные гляциальные селе проявления, произошедшие в начале XXI века на Центральном Кавказе.

Геналдонский гляциальный сель 20 сентября 2002 г. Крупная природная катастрофа в верховьях реки Геналдон привлекла внимание ученых не только России, но и всего мира. Существующие сети гидрометеорологического, геологического и сейсмического мониторинга позволили получить обширную информацию о динамике изменений практически по всем элементам природной среды в качественных и количественных характеристиках.

Последовательное рассмотрение накопленной информации по Геналдонской катастрофе, от верхней точки зарождения – до нижней точки затухания процесса привело к установлению зональности её развития по типам движения масс (рис. 1), где ***на заключительном этапе*** возник уникальный гляциальный селевой поток [Васьков, 2011]. В развитии гляциального селевого потока – заключительного этапа Геналдонской катастрофы, выделяется зона транзита и участки распада высокоплотного и низкоплотного селя общей протяжённостью 18,9 км.

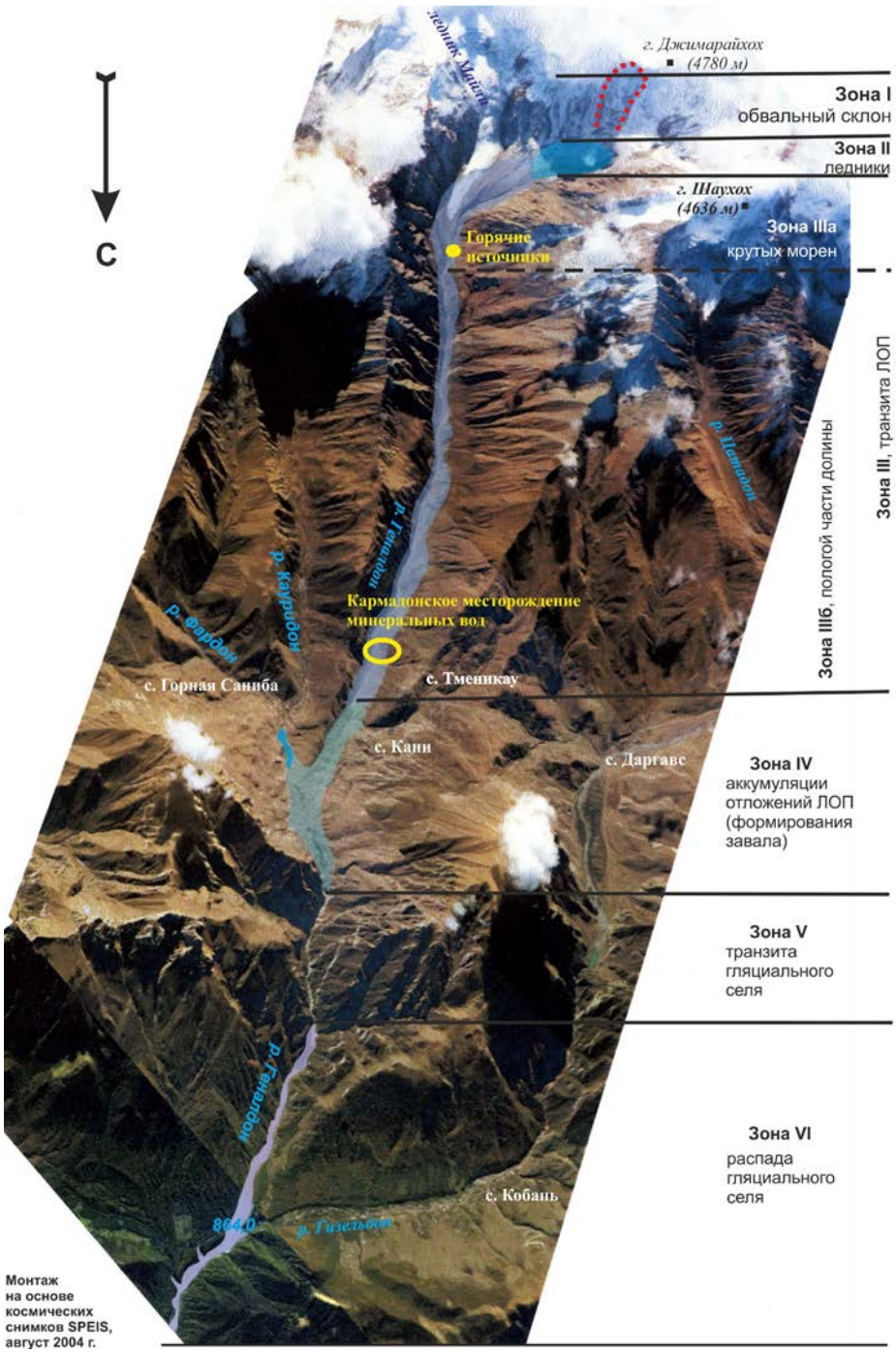


Рис. 1. Зоны развития Геналдонской катастрофы 20.09.2002 г.

Зона транзита гляциального селя протяжённостью 2,4 км начинается от северного окончания Кармадонского ледово-каменного завала в южной суженой части каньона р. Геналдон (рис. 2) на отметке 1125 м и заканчивается в северном расширении каньона на отметке 1000 м., средний уклон днища 0,062 (или 3°32').

Участок распространения гляциального селевого потока высокой плотности естественным образом делится на два части.

Верхняя часть, протяжённостью 5,2 км, от окончания зоны транзита на выходе из узкой щели каньона до устья р. Геналдон (рис. 3), где дно долины было пересечено дорожной насыпью высотой до 3 м над активной поймой р. Геналдон, отметка 869,0, уклон 0, 025 (или 1°25'). Объём селевых масс в этой части оценивался в 6,7 млн кубометров, а твёрдой составляющей, после таяния льда в 2004 г. в 4,5 млн м^3.

Рис. 2. Зона транзита гляциального селя в каньоне р. Геналдон.
Ширина днища каньона 15-30 м, ширина по верху – 50-120 м, высота зоны воздействия селевых масс 40-60 м. На дне каньона видны скопления крупных глыб горных пород среди дроблёной тающей ледово-каменной массы. Фото Г.А. Долгова, полдень 21.09.2002 г.

Рис. 3. Вид вниз (на север) по течению реки.
Отложения гляциального селя верхней части участка «высокой плотности» до устья р. Геналдон. Поверхность отложений ровная, с многочисленными ветвящимися водотоками. Фото Г.А. Долгова, полдень 21.09.2002 г.

Нижняя часть высокоплотного селя имела протяжённость 3,7 км до отметки 780 м; общий уклон 0,024 (или 1°23') и отличалась дальнейшим уменьшением скоростей (до 33 м/сек.) и объёмов движущихся масс. По экспертной оценке первоначальный объём этой части мог достигать 3 млн м^3, в т. ч. твёрдой составляющей до 2 млн м^3.

Рис. 4. Устье р. Геналдон.
В левой части снимка вверху мост через реку Гизельдон и светлое пятно – крыша затопленного селевыми массами павильона автобусной остановки. Фото Г.А. Долгова, полдень 21.09.2002 г.

Участок распада низкоплотного гляциального селевого потока имел протяжённость 7,6 км на отметках от 869 м до 610 м с уклоном 0,022 ($1^{o}17'$).

Рис. 5. Нижняя часть зоны распада низкоплотного селя водно-ледово-грязевого состава. Примечательным 21-22 сентября 2002 г. было наличие на поверхности ярко белых глыб (до 0,5 м в поперечнике) высокогорного снега – фирна. На высокой террасе левого борта долины – с. Верхняя Саниба, на заднем плане, на правом берегу – с. Гизель. Фото Г.А. Долгова, полдень 21.09.2002 г.

При определении параметров селевых отложений в 2004 г. определялись их гранулометрический (табл.), петрографический и минералогический состав, а также физико-механические характеристики.

Сводная таблица результатов полевого и лабораторного исследования гранулометрического состава несвязных грунтов – отложений Геналдонского гляциального селевого потока

№№ проб	Гранулометрический состав, % %										
	более 200 мм	200-20 мм	20-10 мм	10-5 мм	5-2 мм	2-1 мм	1-0,5 мм	0,5-0,25 мм	0,25-0,1 мм	<0,1 мм	Наименование грунтов по ГОСТ 25100-95
3	5,0	42,4	3,8	10,0	12,1	8,5	5,4	3,8	6,2	2,8	Щебенистый
4	4,5	33,4	8,4	9,0	15,4	11,4	5,3	3,8	5,6	3,2	Щебенистый
5	29,3	17,5	4,2	6,9	11,5	10,7	6,8	5,1	6,2	1,8	Глыбово-щебенистый
6	12,3	38,7	8,9	5,4	10,1	9,4	5,2	4,3	4,7	1,0	Щебенистый
7	13,9	31,3	6,1	6,5	10,6	10,3	7,4	4,9	6,7	2,3	Щебенистый
8	3,2	40,3	11,3	9,4	12,6	9,6	5,4	3,5	3,0	1,7	Галечниковый

Петрографический и минералогический состав.

Петрографический состав крупных (более 10 мм) фракций рыхлых отложений определялся визуально, а мелких при помощи бинокулярного микроскопа с увеличением до 56 крат по 5 пробам. При определении минерально-петрографического состава рыхлых отложений с крупностью менее 200мм использовался материал рассева проб, а петрографический состав большей крупности (более 200 мм) определялся в полевых условиях на площадках размером 10 $м^2$ в местах отбора проб.

Отложения в зоне распада гляциального селя в своем составе содержат 51,2 % обломков крупнее 10 мм, которые по петрографическому составу разделяются следующим образом (от 100 %): алевролит – 28,4 %; вулканоген – 50,3 %; гранодиорит – 7,5 %; диабазы – 6,9 %; кварцит – 3,9 %; андезит – 0,1 %; известняк – 0,8 %; кварц (жильный) – 2,1 %.

Мелкие фракции (менее 10 мм) составляют 48,8 % от общего объема и имеют следующий минерально-петрографический состав:

алевролит – 40,7 %; вулканоген – 23,9 %; кварцит – 0,5 %; кварц – 14,0 %; кальцит – 6,0 %; полевые шпаты – 7,0 %; глинисто-слюдистые минералы – 7,7 %: рудные минералы (пирротин, пирит и т. д.) – 0,2 %.

Сопоставление полученных данных со стратотипами разрезов долины Геналдона указывает на их высокую степень корреляции (0,92) с вещественным составом циклаурской свиты, выходящей на поверхность в правом борту долины ледника Колка, образуя восточный и северный отроги г. Джимарайхох (см. рис. 1).

Плотность (ρ) селевых отложений – 1,85 $кг/дм^3$,

Влажность (W_o) селевых отложений – 7,42 %.

Размываемость. Отложения гляциального селевого потока в зоне разгрузки отличаются высокой размываемостью, что связано с особенностями их формирования, а именно:

- высокая скорость движения селевой массы обусловила отсутствие, какой либо дифференциации материала по крупности и удельному весу;

- наличие в селевой массе льда, в количестве от 30 до 60 %, который к осени 2004 г. полностью растаял, привело к общему дополнительному разуплотнению селевых отложений, которые по физико-механическим свойствам, стали похожи на насыпные грунты;

- наличие многочисленных крупных и мелких промоин от небольших временных водотоков на их современной поверхности.

Западный и Восточный Кайсарские ледники [Васьков, 2008] находятся на южном склоне северного хребта Цейской подковы отрога Главного Кавказского хребта (Центральный Кавказ) под вершиной Цейхох (4 139 м).

В строении субстрата основную роль играют верхне палеозойские граниты уллукамского комплекса и их палингенный контакт с кристаллическими сланцами среднего протерозоя. Граниты, в свою очередь, прорваны цейскими гранодиоритами среднеюрского возраста, а в северной части верхненеогеновыми гранодиоритами теплинского комплекса и их производными. И если внедрение интрузивов и вулканизм верхнего неогена происходили в условиях растяжения, то позже произошла смена геодинамической обстановки на сжатие, которая сохраняется и в настоящее время [Васьков, 2008, 2010]. Именно этот обще кавказский цикл тектонической активности привёл к формированию горного сооружения Центрального Кавказа в современном виде. Реализация усилий сжатия при сокращении площадей приводит к интенсивным дизъюнктивным деформациям кристаллических пород, имеющим в основном взбросо-надвиговый характер. В нивальной зоне фронтальные части новейших и современных взбросов и надвигов, выведенные на поверхность, являются источником обильного поступления обломков горных пород на ледники. Это приводит к созданию мощных комплексов морен, ледниковых пьедесталов и каменных глетчеров при деградации оледенения. Типичным примером таких процессов и являются Кайсарские ледники (рис. 6 и 7).

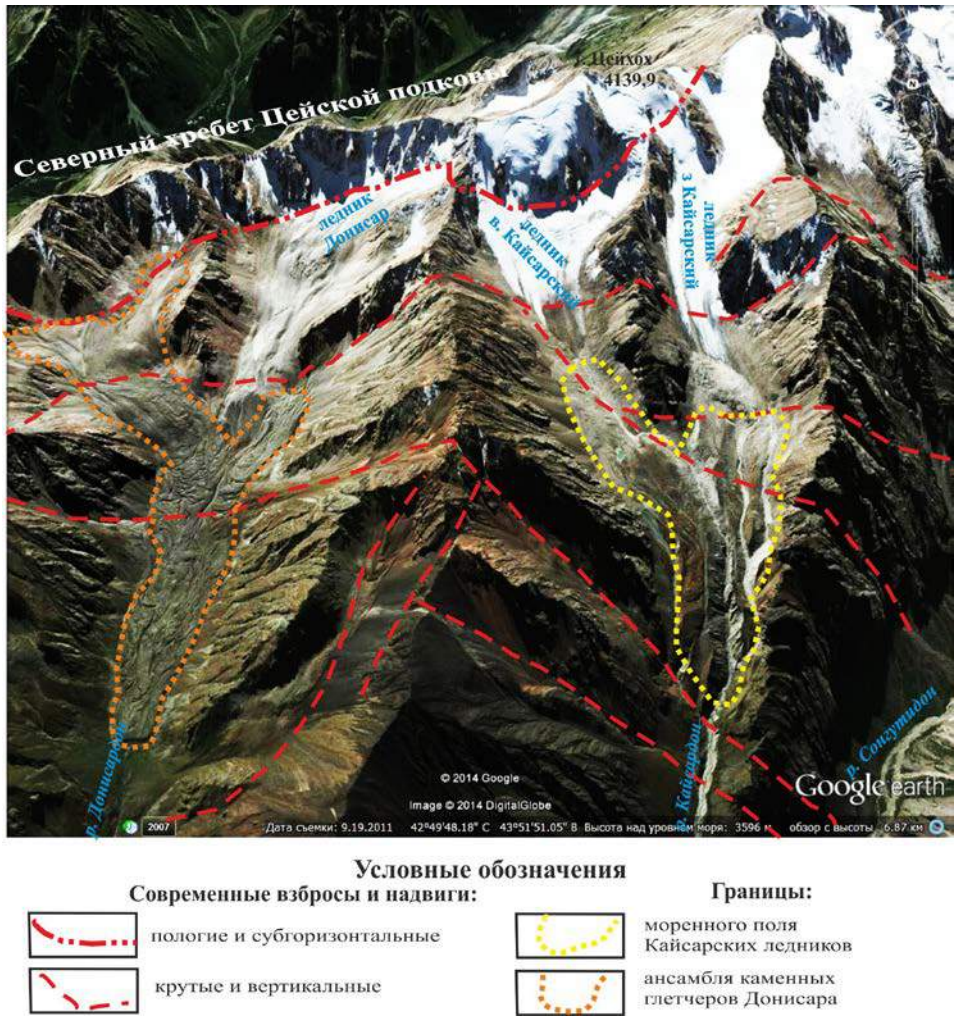


Рис. 6. Верховья долин рек Кайсардон и Донисардон с полями морен, ледниковыми пьедесталами и ансамблями каменных глетчеров на северном склоне северного хребта Цейской подковы.

Рис. 7. В центре снимка – моренное поле и совмещенный моренный пьедестал западного и восточного Кайсарских ледников, разрезанные глубокими селевыми врезами.
Под З. ледником на высоте 3 200 м – «бараньи лбы». На высоте 3 100 м – срединная морена. На этой же высоте слева – ровная часть моренного пьедестала. В середине нижней части снимка – отложения кайсарских селевых потоков в пойме р. Сонгутидон.

В связи с увеличением темпов отступания долинных ледников и уменьшения площадей распространения многолетнемёрзлых пород в последние десятилетия возросла угроза селевой опасности в высокогорной зоне Центрального Кавказа, в т. ч. в обширном моренном поле карово-долинных ледников Западный Кайсар (№ 63) и Восточный Кайсар (№ 63) [Каталог ледников…, 1977].

Ледники бассейна р. Кайсардон разделены северным отрогом от гребня г. Цеяхох. Они носят название Западно-Кайсарский (42º49’26” СШ; 43º50’51" ВД) и Восточно-Кайсарский (42º49’24” СШ; 43º51’33” ВД) и имеют общую северную экспозицию. Концы языков расположены на высотах 3186 м и 3187 м н. у. м. соответственно.

Активизация гляциальной селевой деятельности в перигляциальной зоне ледников приходится на конец июля 1998 г., когда селевые отложения объемом около 500 тыс. м^3 перекрыли флювиогляциальную пойму р. Сонгутидон на протяжении 2,1 км от устья реки Кайсардон. Поток низкой плотности по руслу Сонгутидона достиг с. Дунта, пройдя 3,1 км. 29 июля 2007 года сошел следующий селевой поток объемом более 200 тыс. м^3 (рис. 8).

Сход селевых потоков по р. Кайсардон непосредственно не угрожает населенным пунктам и объектам инфраструктуры, но большое количество обломочного материала скапливается в поймах рек Сонгутидон и Айгамуга, что вызывает плановые и вертикальные деформации русел рек, нарушается функционирование малой ГЭС «Фаснальская», возникает угроза разрушения мостов.

Рис. 8. Отложения гляциального селевого потока с верховьев р. Кайсардон, сошедшего 29.07.2007 г.
Объем селевого выброса – более 200 тыс. кубических метров. На снимке эти отложения отличаются более светлой окраской и на их поверхности нет растительности. Основная масса каменного материала прижата к правому берегу поймы реки Сонгутидон.

Долина реки Герхожан-Су в Кабардино-Балкарии. Активизация селевой деятельности в этой долине отмечалась в 1937, 1960, 1961, 1962, 1977, 1999, 2000 и 2011 годах и всё это время происходит её изучение. За этот период опубликовано более 150 работ, включающих монографии и обобщающие статьи.

Бассейн реки Герхожан-Су, правого притока р. Баксан, занимает площадь около 72 км^2. Высшая точка бассейна имеет высоту 4149 м, высота истока Каяарты-Су около 3400 м, устье находится на высоте 1234 м. Собственно Герхожан-Су начинается после слияния двух ее составляющих – рек Каяарты-Су и Сакашили-Су. Практически все сели, достигавшие города зарождались в верховьях Каяарты-Су. Ледники верховьев долины Каяарты-Су занимают 3,6 км^2 (18 % от площади водосбора). [Крыленко и др. 2002]

М.Д. Докукиным [1985] были выделены зоны зарождения (формирования) и трансформации селей с образованием промежуточных конусов выноса (рис. 9) протяжённостью 750-880 м. и 750 м. соответственно. Ниже отмечено действие транспортного процесса (зоны транзита) протяжённостью 6,8 км с углами наклона от 8° 00' до 11° 50'; транспортного процесса и частичного распада – 2,25 км, углы наклона 5°10' и 3°30' и отложения конуса выноса – 0.8 км с углом наклона 5°30'.

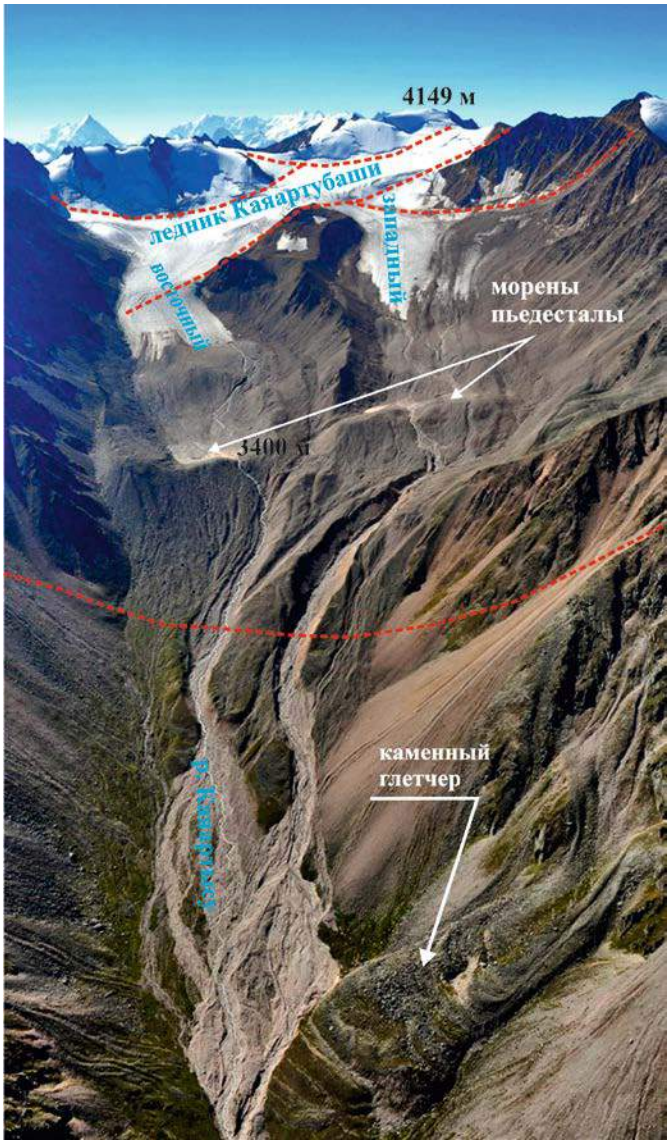


Рис. 9. Ледник Каяартыбаши и его западная и восточная ветви бифуркации.
В перигляциальной зоне современные боковые и донные морены в виде пьедесталов с небольшими озёрами и снежниками. Крутая (в среднем около 20°) фронтальная часть пьедесталов является зоной формирования гляциальных селей. Ниже промежуточный конус выноса с наклоном 13°20' [Докукин,1985]. Красные пунктирные линии – предположительное положение границ взбросо-надвиговых блоков. Фото К. Давыдов ГУ МЧС РФ КБР, 30.08.2010 г.

Величины объёмов селевых выбросов колебались в широких пределах и большая часть селей не доходила до устья р. Герхожан-Су, а потоки 1937, 1961, 1962 гг. имели объёмы в пределах 50-100 тыс. м^3; в результате событий 1960, 1977, 2011гг. произошли выбросы селевой массы в 100-200 и более тыс. м^3; суммарный выброс на конус выноса и в р. Баксан, более 2 млн м^3 был отмечен в 1999-2000 годах [Крыленко 2002]. В результате на выходе реки Герхожан-Су в долину Баксана произошло формирование селевого конуса выноса площадью около 0,7 км^2 и длиной более 2 км. Объем аккумуляции селевой массы составил более 2,1 млн м^3. Отложения селевых потоков 2000 г. полностью перекрыли конусы выноса прошлых лет и заняли все днище долины Баксана, захоронив его русло в пределах конуса на 2-15 м. Грязекаменные массы затопили и сгладили неровности рельефа. Общее увеличение отметок поверхности достигало 15-18 м. Произошло заложение новых, невыработанных русел рек Герхожан-Су и Баксан, контуры которых не согласуются с плановыми очертаниями до селевых русел. Длина реки Герхожан-Су увеличилась более чем на 1 км. Левый берег реки Баксан под воздействием селевых валов был размыт на участке протяженностью более 400 м и отступил на 5-15 м. Общий объем выноса твердого материала при формировании нового селевого русла оценивается более чем в 3,1 млнм^3

Исследователи высказывали различные мнения о генезисе селей в бассейне реки Герхожан-Су. Так в работе Э.В. Запорощенко [2011] был сделан вывод о том, что наиболее мощные сели,

сошедшие по р. Герхожан-Су в 1960, 1977 и 2000 гг., были связаны с прорывами приледниковых зандровых озер. Причиной суперселя 2000 г., по мнению авторов монографии [Сейнова, 2001], стал необычный процесс расчленения массива погребенного льда, цементирующего систему моренного комплекса, или, другими словами, обвальный триггерный импульс [Сейнова, 2008]. В работе [Черноморец, 2005] было сделано предположение о том, что волна селеформирующего паводка могла возникнуть вследствие резкой разгрузки внутриледниковых полостей объемом 10–30 тыс. м^3.

М.Д. Докукиным [2012] было выработано представление о гляциальных селях р. Герхожан-Су как о продолжительных гляциальных селевых процессах, развивающихся в течение нескольких лет. В условиях продолжающегося потепления климата в рассматриваемом регионе интенсивное таяние ледника Каяартыбаши в зоне верхнего цирка при подледном рельефе, благоприятном для временной аккумуляции больших объемов воды, приводит к формированию гляциальных прорывных паводков.

В общем плане перечисленные генетические построения для катастрофических и крупных гляциальных селей в своей основе имеют представление о ярко выраженных современных процессах деградации высокогорной нивальной зоны. Быстро текущие современные климатические процессы приводят к сокращению площадей распространения многолетнемёрзлых пород, уменьшению, что наиболее важно, объёмов ледников, находящихся при температурах близких к 0°.

Заключение. Селевые события, описанные в качестве примеров, по происхождению можно разделить на две группы:

Гляциальные сели, как завершающая стадия ледово-каменных обвалов. Для них характерны следующие особенности:

- большая дальность выброса – до сотен километров (180 км по р. Рио Санта, Уаскаран 1970 [Evans, 2009];
- объёмы до десятков миллионов кубометров;
- скорости перемещения до 50 м/сек. и более;
- события повторяются либо с большими и не регулярными временными промежутками (до сотен и тысяч лет), либо единичны;
- кинетическая энергия потока наследуется от кинетической энергии породных обвальных масс.

Катастрофические события этой группы отмечены во всех районах Мира, где происходит современное горообразование. Они случаются весьма редко на памяти людей в отдельно взятом регионе, но их следы чётко фиксируются как в «сегодняшнем» так и в недавнем геологическом прошлом.

В пределах Центрального Кавказа это серия Девдоракских обвалов XVIII и XIX веков (10 событий), последний обвал произошёл 17 мая 2014г., Цатадонский обвал с северного склона г. Шаухох (около 300 лет назад) [Васьков, 2011], Гизельдонский обвал (около 8000 лет назад) [Васьков, 2010], обвал Шхельда в 1863 г. [Динник, 1884]. Более 60 гляциальных селевых потоков, вызванных обвалами, отмечено Ю.Б. Виноградовым [2008] на Аляске.

Гляциальные сели, как результат деградации нивальной зоны высокогорных областей выбрасывают селевой материал на меньшие расстояния (километры) имеют меньшие объёмы (до 3-5 млн м^3) и скорости движения (от 3-5 м/сек.), повторяемость масштабных событий до 10-15 случаев в столетие, но они не укладываются в ритмический ряд. Начальный импульс движения возникает в результате перехода потенциальной энергии в кинетическую. Это происходит в случае быстром уменьшении коэффициента сцепления между частицами многолетнемёрзлых рыхлых грунтов при их оттаивании или ударе.

Кроме различий между выделенными группами селей существует также и много общих черт, что весьма важно с точки зрения создания надежного аппарата среднесрочного локального прогноза селевой опасности.

Подготовка и зарождение гляциальных селей протяжённый во времени и многофакторный процесс, в котором определяющую роль в накоплении гигантских объёмов обломочного материала в горно-нивальной зоне играют геологическое строение субстрата, его новейшая и современная тектоника и особенности геодинамики. В силу ряда объективных причин в подавляющем большинстве случаев подобная информация о селеопасных объектах зачастую отсутствует.

Исследования последних лет показали единство основных морфологических элементов долин, в которых генерируются гляциальные сели выделенных групп. Это наличие ледниковых пьедесталов и каменных глетчеров, нависающих над их цирками с тыла или борта долины скальных стен – фронтальных частей современных взбросонадвигов (см. рис. 1, 6, 7, 9). Во многих случаях

долины, где происходили катастрофические ледово-каменные обвалы, имеют в своём составе ледниковые пьедесталы, которые являются источниками гляциальных селей второй группы. Так долина пьедестального ледника Колка в 1967 г. стала источником гляциального селя объёмом до 2 млн м^3, а в 2002 г. здесь произошла масштабная обвальная катастрофа. Информативны и имеют близкие параметрические характеристики морфометрические показатели долин, опасных по проявлениям гляциальных селей. В этом плане особенно интересны детальные (в масштабах 1:25000-1:10000) изменения уклонов по тальвегам с «выходом» на водоразделы.

В обеих выделенных группах гляциальных селей литологический состав породных обломков в зонах аккумуляции соответствует таковому в цирках питающих ледников. Это свидетельствует о постоянном, в случае малых обвалов и осыпей, или импульсном, при катастрофических обвалах, поступлении каменного материала различной крупности в зону ледника.

Из сказанного можно сделать следующие **выводы:**

Прогнозирование гляциальных селей первой группы, являющихся завершающей стадией ледово-каменных обвалов, производится при локальном прогнозе катастрофических обвалов [Васьков, 2011, 2012, 2014].

Локальный среднесрочный прогноз гляциальных селей, возникающих в результате деградации нивальной зоны высокогорных областей, может быть реализован поэтапно.

На начальном этапе по геологическим, геоморфологическим и гляциологическим признакам определяются конкретные объекты – долины со скоплениями рыхлых гляциальных отложений, находящихся в равновесно-неустойчивом состоянии, определяется их общий объём и возможный максимальный объём селевого выброса, степень риска и поражаемые территории.

По результатам предыдущего этапа выявленные угрозы ранжируются по степени риска и возможному ущербу, на наиболее опасных объектах сгущается сеть гидрометеорологических наблюдений, например, устанавливаются автоматические метеостанции, информация с которых поступает в обработку в режиме реального времени.

Васьков И.М., Валиев А.Л. Деградация Кайсарских ледников и увеличение селевой активности // Геология, география и глобальная энергия. 2008. № 3 (30). Астраханский государственный университет. С. 150–152.

Васьков И.М., Валиев А.Л., Гогичев Р.Р. Палеообвалы в долине р. Гизельдон, Северная Осетия // Устойчивое развитие горных территорий в условиях глобальных изменений: Материалы VII Международной научной конференции, Владикавказ, 14–16 сентября 2010 г. Напр. 3, секц. 1. 11 с.

Васьков И.М., Валиев А.Л. Активизация гляциальных селей на территории РСО-Алания в начале XXI века // Устойчивое развитие горных территорий в условиях глобальных изменений: Материалы VII Международной научной конференции, Владикавказ, 14–16 сентября 2010 г. Напр. 3, секц. 1. 6 с.

Васьков И.М. Ледово-каменные обвалы и их прогнозирование. Опыт Геналдонской катастрофы, Центральный Кавказ / Монография. LAP LAMBERT Fcademic Publishing. Саабрюкен, Германия, 2011. 233 с.

Васьков И.М. Локальное прогнозирование опасных экзогенных процессов на базе интегрированного анализа данных функционирующих систем мониторинга (геологического, сейсмического, гидрометеорологического и др.) // Геология и геофизика Юга России, ISSN №2221-3198. 2012. № 3. С. 13–21.

Васьков И.М., Кожиев Х.Х. Современное состояние проблемы прогнозирования природных катастроф // Устойчивое развитие горных территорий. Изд-во: Северо-Кавказский горно-металлургический институт (государственный технологический университет) (Владикавказ) ISSN: 1998-4502. – 2014. № 2. С. 53–60.

Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Современные проблемы гидрологии // М.: Издательский центр «Академия», 2008. 319 с.

Динник Н.Я. Горы и ущелья Терской области // Зап. Кавказского отделения императорского геогр. общества. 1884. Кн. 13. Вып. 1. Тифлис. С. 1–48.

Докукин М.Д. К вопросу о формировании и трансформации селей в бассейне р. Герхожансу // Труды ВГИ, 1985. С. 58-72.

Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Богаченко Е.М., Иванов Г.И. Сель 3 августа 2011 г. в бассейне реки Герхожан-Су: причины, динамика и возможные последствия // ГеоРиск, 2012, № 2. С. 48-56.

Запорожченко Э.В., Каменев Н.С. Гляциологический фактор активизации селевых процессов на северном склоне Центрального Кавказа в начале XXI в. // Лед и снег. 2011. № 1 (113). С. 131–136.

Каталог ледников СССР. Т. 8. Северный Кавказ. Ч. 10. Бассейны рек Фиагдона и Гизельдона. Ч. 11. Бассейн верховьев р. Терека // Л.: ГИМИЗ, 1977. 67 с.

Крыленко И.В., Петраков Д.А., Тутубалина О.В.,Черноморец С.С. Морфодинамика горного бассейна после селевой катастрофы // istina.msu.ru/media/.../9c7/.../Morfodinamika_2002.pdf

Сейнова И.Б., Золотарев Е.А. Ледники и сели Приэльбрусья (эволюция оледенения и селевой активности) // М.: Научный мир, 2001. 204 с.

Сейнова И.Б. Климатические и гляциальные условия формирования селей Центрального Кавказа на стадии регрессии Малого ледникового периода // Труды Международной конференции Селевые потоки:

риск, прогноз, защита, г. Пятигорск, 22–29 сентября 2008 г. / отв. ред. С.С. Черноморец. Пятигорск: Изд-во Ин-та Севкавгипроводхоз, 2008. С. 121–124.

Черноморец С.С. Селевые очаги до и после катастроф // М.: Научный мир, 2005. 184 с.

Evans S.G., Bishop N.F., Smoll L.F., Murillo P.V., Delaney K.B., Oliver-Smith A. A re-examination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Perú, in 1962 and 1970. // Engineering Geology. 2009. Vol. 108. P. 96–118.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕЛЕОПАСНЫХ РАЙОНОВ ХАМАР-ДАБАНА

ВЕРХОЗИН И.И., ЧЕРНОВ А.Ю., ШЕВЧЕНКО Е.И.
Иркутский национальный исследовательский технический университет,
664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, verhozin@istu.edu

ENGINEERING-GEOLOGICAL CONDITIONS OF MUDFLOW DANGEROUS REGIONS OF THE KHAMAR-DABAN

VERHOZIN I.I., CHERNOV A.YU., SHEVCHENKO E.I.
Irkutsk National research Technical University, 664074, Irkutsk, Lermontov St., 83, verhozin@istu.edu

Территория Хамар-Дабанского селеопасного района расположенная у юго-западной оконечности озера Байкал и вдоль его южного побережья, занимая площадь более 15 тысяч кв. км. Административно она находится в пределах Иркутской области и республики Бурятия.

Рекреационно-туристическое направление развития Прибайкалья предполагает освоение территорий не только на берегу озера, но и в достаточно удаленных и труднодоступных местах, где будет вестись строительство различных объектов. В связи с чем возникает вопрос инженерной оценки природных условий региона.

Селевые потоки, являющиеся опасными геологическими процессами, широко развиты на этой территории и постоянно угрожают нормальной деятельности различных инженерных сооружений, в т. ч. железной и автомобильным дорогам, населенным пунктам и промышленным предприятиям.

Поэтому в 2006-2008 г.г. по заказу Федерального агентства по недропользованию МПР России ОАО «Селенгео» и Иркутским государственным техническим университетом была проведена инженерно-геологическая съемка масштаба 1:200000 этого региона.

В процессе выполнения этой работы составлен комплект Государственных инженерно-геологических карт масштаба 1:200000 территории с оценкой современного состояния экзогенных геологических процессов и прогнозом их возможного развития.

Иследуемая территория основными сейсмогенерирующими разломами (Главный Саянский, Черского, Обручева и др.) разделена на два региона. Северная часть территории входит в состав Сибирской платформы и представлена ее краевым Присаянским поднятием, структурно-денудационной Иркутско-Черемховской равниной и денудационно-тектоническим сводово-глыбовым Приморским хребтом.

Южная часть площади является составной частью Байкальской рифтовой зоны на сочленении краевой части Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой области и представлена денудационно-тектоничекими глыбовыми хребтами – Тункинскими гольцами и Хамар-Дабаном, а также впадинами Байкальского типа – Байкальской, Быстринской, Торской.

Инженерно-геологические условия района обусловливаются особенностями климата, сложным рельефом с чередованием хребтов и межгорных впадин с высокой степенью расчлененности и развитой речной сетью в горных массивах; высокой сейсмической активностью, активной неотектоникой; распространением горных пород различного генетического происхождения, распространением островной многолетней мерзлоты, глубоким сезонным промерзанием грунтов; сложными условиями обводненности и развитым родниковым стоком.

Климат района резкоконтинентальный, с большими амплитудами суточных и годовых температур, обусловливающих активное проявление процессов физического выветривания горных пород. Лето умеренно жаркое с большим количеством осадков (до 75-90 % от годовой суммы).

Речная сеть района представлена реками бассейна озера Байкал, рек Иркут и Ангара. Их особенностями являются относительно малая площадь водосбора из-за высокой расчлененности рельефа и небольшой ширины хребтов и малая длина основных водотоков при значительных превышениях абсолютных отметок истоков над устьями. Многие реки гольцовой зоны берут начало из каровых и цирковых озер. Речные долины здесь имеют V-образный поперечный профиль. Общее количество водотоков на территории Хама-Дабанского селеопасного района насчитывает около 100. Территория района характеризуется высокими значениями среднегодового стока – у большинства рек не ниже 15 л/с*км^2. Питание рек, обычно, смешанное – атмосферное и подземное. Почти все реки протекают в субмеридиональном направлении, их максимальная длина составляет 30-40 км, реже до 70-80 км.

При определенных гидрометеорологических условиях и с учетом условий и факторов, сложившихся в верхнем и среднем течении рек – геологическое и геоморфологическое строение – по руслу большинства водотоков существует возможность прохождения селей.

В геологическом строении территории принимают участие инженерно-геологические формации магматических (интрузивная и эффузивная), метаморфических (гранулитовая и амфиболитовая) и осадочных (терригенно-карбонатная и вулканогенно-конгломератовая) пород.

Интрузивные породы представлены в основном породами кислого и среднего состава – гранитами различных типов, сиенитами, диоритами и их переходными разностями.

Граниты обладают разнозернистой полнокристаллической структурой и массивной однородной текстурой. Средняя плотность пород составляет 2,62-2,85 г/см^3, коэффициент пористости не превышает 0,019 – 0,04, предел прочности при сжатии – от 65-80 МПа у крупнозернистых разностей до 155-200 МПа – у мелкозернистых. Породы часто разбиты многочисленными разнонаправленными трещинами.

Гнейсо-граниты имеют слоистую текстуру, что снижает их устойчивость в условиях периодического замерзания и оттаивания. Химическое выветривание выражается в разложении слюды. Гранодиориты имеют высокую механическую прочность, которая в зависимости от структурно-текстурных особенностей породы и ее трещиноватости, изменяется от 77 до 186 МПа.

Магматические эффузивные породы представлены базальтами трахибазальтами, трахиандезитобазальтами, туфами кислого и смешанного состава, залегающими на грубообломочном элювии подстилающих пород. Структура базальтов мелко-скрытокристаллическая, реже стекловатая. В верхних частях покрова преобладают ноздреватые, пузыристые базальты. Предел прочности пород при сжатии изменяется от 75 до 160 МПа. При выветривании базальты распадаются на крупные и мелкие глыбы и далее переходят в пористую или глиноподобную массу.

Скальные метаморфические породы имеют наибольшее распространение и представлены мигматизированными гнейсами различного петрографического состава, кристаллосланцами, амфиболитами, мраморами, кристаллическими известняками, кварцитами.

Гнейсы обладают сланцеватой структурой и подвержены выветриванию в значительно большей степени, чем граниты, хотя в целом порода является устойчивой к процессам выветривания. В пределах обводненных участков гнейсы подвергаются химическому выветриванию с каолинизацией полевых шпатов и слюд. Выветривание проявляется в распаде породы на отдельные неправильные глыбы, щебенку с заполнителем из дресвы.

Мраморы крупно- и гигантокристаллические, кальцит-доломитовые и доломитовые, часто с примесью графита. Отмечается их повышенная трещиноватость. Степень раскрытия трещин в мраморах изменяется от 4 до 8 %. Плотность пород – до 2,82 г/см^3, прочность на сжатие в насыщенном водой состоянии и после замораживания резко снижается. На глубинах от 80 до 300 м встречаются карстовые полости, залеченные песчано-глинистым материалом. Размеры пустот от 1,5 -2,2 м до 6 м в поперечнике.

Все вышеперечисленные комплексы пород являются в основном вторыми от поверхности и сверху перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями разного генезиса, среди которых выделяются:

аллювиально-пролювиально-озерные отложения – крупногалечные – мелковалунные отложения с размерами обломков от 15-20 до 40-50 см. Обломки хорошо окатаны, «упакованы» почти с предельной плотностью. Заполнитель – песок разнозернистый с дресвой, полуокатанными гравием и мелкой галькой;

озерные и озерно-аллювиальные отложения представлены песками с примесью гальки;

пролювиально-делювиальные отложения предгорных шлейфов и конусов выноса – выделяются у подножья хребта Хамар-Дабан. Представлены охристо-ржавыми песчаными и суглинисто-песчаными породами со щебнем и отдельными глыбами;

ледниковые отложения долинных морен небольшими фрагментами распространены в долинах рек. Представлены слаболитифицированными валунно-щебенистыми и галечно-гравийными отложениями с суглинистым заполнителем, песками, суглинками;

аллювиальные отложения высокой поймы и надпойменных террас – представлены разнозернистыми песками, галечниками, супесями, суглинками;

аллювиально-пролювиальные отложения пойм и русел временных водотоков выделяются в долинах верховьев рек и боковых притоков. Мощность отложений до 5-7 м. По литологическому составу это песчаные, супесчаные, гравийно-галечные и дресвяно-щебнистые отложения с песчаным и супесчаным заполнителем;

Четвертичные полигенетические аллювиально-пролювиальные, пролювиально-делювиальные, коллювиально-делювиальные отложения склоновых, делювиально-осыпных фаций и фаций временных водотоков распространены по всей площади работ. В зависимости от состава пород коренной основы литологический состав их изменяется от обломочных, с небольшим количеством связного заполнителя, до песков и супесей на юрских осадочных породах.

Четвертичные коллювиально-делювиальные отложения представлены склоновой и осыпной фациями. Отложения этого комплекса имеют преимущественное распространение на склонах хребтов Хамар-Дабан. Комплекс представлен глыбово-щебнисто-дресвяным материалом с супесчаным, суглинистым заполнителем. В склоновых отложениях присутствует больше мелкозема, в фации осыпей преобладает обломочный материал.

Четвертичные элювиальные отложения коры выветривания выделены преимущественно в пределах хребта Хамар-Дабан на поверхностях водоразделов и поверхностях выравнивания, расположенных в среднегорной области. Здесь процессы морозного выветривания способствуют формированию значительной мощности обломочного материала – продуктов разрушения материнских пород. Комплекс представлен обломочным дресвяно-щебнисто-глыбовым материалом с небольшим количеством заполнителя. Характерной особенностью отложений является отсутствие следов химического и минералогического преобразования, это дресвяный материал без глинистых составляющих.

Природные особенности территории определяют и развитие разнообразных экзогенных геологических процессов, получивших здесь широкое распространение, достаточно детально изученных и описанных разными исследователями.

Вышеперечисленные условия явились благоприятные факторами для развития сложного комплекса взаимодействующих экзогенных процессов, среди которых наиболее заметное проявление имеют следующие: выветривание (термодинамические), обвалы, осыпи, курумы, лавины, оползни сплывы (гравитационные), эрозия, сели (гидродинамические), абразия и аккумуляция (аэрогидродинамические), термокарст и пучение (криогенные), наледообразование (мерзлотно-гидрогеологические), солифлюкция (гравитационно-термодинамические), заболачивание (биогидродинамические), карст (гидрохимические).

Ряд процессов (обвалы, осыпи, курумы, лавины, оползни и др.) может воздействовать как непосредственно на инженерные сооружения, осложняя их эксплуатацию, так и опосредованно, участвуя в селеформировании. В последнем случае их роль заключается в питании твердой фазы селей, образовании запруд, завальных плотин и т. п.

Выветривание – основа большинства процессов с преобладанием в высокогорье морозного выветривания, а на более низких гипсометрических уровнях – физического высокоградиентного, химического и биохимического.

Физическое выветривание провоцирует разрушение горных пород, чему способствует интенсивная раздробленность кристаллического фундамента разрывными нарушениями и большая амплитуда суточных, сезонных, годовых температур грунтов, длительные периоды времени, в течение которых горные породы подвергаются частому увлажнению и переходу температуры через 0 °С. За счет большой крутизны склонов и интенсивности гравитационных процессов происходит смещение и быстрое накопление масс рыхлообломочного материала, которые формируют селевые очаги в основании склонов.

Степень обнаженности коренных пород колеблется в значительных пределах поэтому процессы физического и морозного выветривания в горах не могут быть одинаковыми ни по своей скорости, ни по своим результатам. В гольцовых вершинах гор, практически лишенных расти-

тельности, горные породы выходят на дневную поверхность. Мощность рыхлого покрова также невелика. В этих условиях создаются наиболее оптимальные условия для разрушения горных пород. Свидетельством этого являются каменные глыбовые россыпи, сплошным плащом покрывающие склоны гольцов.

В зоне среднегорья и низкогорья склоны покрыты сплошным чехлом рыхлых отложений. Обнаженность коренных пород мала. Поэтому коренные породы здесь не подвергаются влиянию резких колебаний температур. Выветривание протекает не столь интенсивно, как на гольцах. Это обстоятельство связано не только с климатическими условиями, но также и с существованием растительного покрова, задерживающего интенсивное проявление процессов. В лесной зоне у подножья скал, на крутых склонах и в основании зубчатых гребней узких эрозионных водоразделов глыбовые россыпи образуют местами обширные поля и каменные потоки – курумы, а более мелкие продукты выветривания – небольшие сплывины.

Осыпи. Осыпи формируются всюду, где имеются коренные обнажения пород, и широко развиты на площади работ. Нередко достигают довольно значительных размеров, сливаясь иногда в сплошные шлейфы вдоль подножья крутых скальных бортов.

Основная масса рыхлообломочного материала поступает на конусы осыпей в конце весны, летом и в начале осени. В эти периоды происходит наибольшее движение осыпного материала под действием текучих вод, лавинной денудации. Подвижность осыпей на площади работ определяют: увлажненность их на контакте с коренными породами за счет выходов трещинных вод и высокой нормы атмосферных осадков, образование в основании осыпи прослоев и линз льда, ослабляющих силу сцепления рыхлообломочного материала с коренными породами.

Для осыпей характерна отсортированность материала. Глыбы и крупный щебень отмечается в нижней части склона, более мелкий материал – в вершинах конусов.

Материал осыпей находится в постоянном движении и пополнении. Осыпи, расположенные по бортам долин рек и временных водотоков являются одним из источников, пополняющих запасы селевого материала.

Обвалы. Распространены в пределах горных сооружений, а также развиваются на крутых скалистых склонах долин. Их формированию способствует высокая сейсмичность территории, интенсивная расчлененность рельефа, хорошая обнаженность пород, высокая скорость выветривания. В результате обвалов в речной сети скапливается большое количество рыхлообломочного материала, здесь они наряду с другими рыхлыми отложениями участвуют в формировании твердой фазы русловых селей.

Массовые мелкие обвалы происходят на прибрежных скалистых склонах оз. Байкал в период интенсивных дождей.

Курумы. Покрывают значительные площади гольцовой и горнотаежной зон хребта Хамар-Дабан. Развиты они и на водоразделах и склонах долин рек. Размеры обломочного материала курумов зависят от состава и свойств материнских пород – трещиноватости, степени выветрелости. Мощность обломочной массы в курумах колеблется от 1,5 до 10 м.

Скорость движения каменных полей различна и зависит, прежде всего, от подстилающей поверхности (ложа курума), крутизны и экспозиции склона, а также от состояния нижней кромки курумного поля. Литературные сведения о степени подвижности и скоростях движения различны. Зафиксированные скорости в среднем составляют 1-5 см в год.

Лавины. Фиксируются в высокогорных и среднегорных зонах. Их формированию способствует большая мощность снежного покрова (до 2-4 м) и изменение его физических свойств в процессе накопления, сильнорасчлененный рельеф и частые землетрясения. Лавиноопасными являются крутые склоны (30° и более), уклоны которых более 0,5-0,6. В случае развития туристической инфраструктуры необходимо учитывать достаточно высокую степень лавиноопасности площади, проводить исследования возможности лавинообразования.

Сели. В пределах площади являются самым разрушительным явлением природы. Район хребта Хамар-Дабан и, фрагментарно, площади остальных горных сооружений отличаются благоприятными условиями для возникновения селей – повышенное увлажнение, благоприятные условия для стока, интенсивный процесс разрушения горных пород и накопление образовавшегося рыхлого материала, повышенная сейсмичность.

Селевые потоки формируются во время выпадения дождей повышенной интенсивности в заключительной их стадии. Район работ характеризуется высокой густотой речной сети, при этом многие реки имеют малую площадь водосбора, что способствует одновременному охвату ливнем всей площади; водотоки имеют высокие модули максимального стока, на них образуются мощные

потоки в короткие промежутки времени. Это же обстоятельство способствует сходу небольших селей по долинам многочисленных притоков крупных водотоков в их устьевые части и накоплению больших масс рыхлообломочного материала в долинах.

В пределах хр. Хамар-Дабан исследователями выделяется два типа очагов зарождения селей [Будз, 1965; Лапердин, Тржцинский, 1977]. Первый (верхний) тип приурочен к гольцовой зоне с абсолютными отметками 1700-2150 м. Значительная крутизна склонов, малая глубина протаивания, отсутствие растительности и наличие грубообломочных отложений (обвалы, осыпи и т. д., ледниковые отложения) способствуют образованию селевых потоков в этой зоне. Селевые потоки возникают при выпадении ливневых осадков и интенсивного таяния снега. Второй (нижний) тип очагов приурочен к абсолютным отметкам 700-1700 м и расположен в горно-таежной зоне. Основным источником в пополнении рыхлообломочным материалом являются склоновые процессы. Источником твердой фазы здесь служат аллювиальные отложения, конусы выноса боковых притоков и временных склоновых потоков. Эти сели относятся к русловым.

Из-за обилия селевых и эрозионно-селевых очагов самых разнообразных форм и размеров практически все малые и средние реки, ручьи и суходолы являются селеносными. Здесь отчетливо выражены следы многократной селевой деятельности и отмечаются наибольшие объемы селевого выноса. Благоприятными условиями для формирования селей характеризуются почти все крутые короткие распадки на побережье, сухие большую часть года.

Важнейшим показателем селевой активности района является повторяемость селей. В.К. Лапердин, Ю.Б. Тржцинский (1977) приводят данные по повторяемости селей для данного региона – катастрофические селевые паводки – 12-20 лет, малые по мощности сели – 3-5 лет. Наиболее значительная активизация селевой деятельности наблюдалось в июле 1971 г., почти по всем рекам и ручьям прошли водо-каменные или грязе-каменные сели, либо имели место высокие паводки, которые ранее не наблюдались.

Данные территориальных центров мониторинга геологической среды по территории Иркутской области и республики Бурятии свидетельствуют об увеличении в последние годы количества атмосферных осадков в летние (июнь-июль) месяцы. С этим, очевидно, может быть связан и катастрофические паводки в пос. Аршан в июне 2014 г. и 2015 г.г.

Прогнозирование селей для данной территории является сложной задачей. Это обусловлено как сложностью природных условий, так и отсутствием достаточно длительных рядов регулярных наблюдений. Изучение селевых процессов до настоящего времени носили эпизодический, разрозненный и разнонаправленный характер.

Высокая сейсмическая активность характеризует проявление эндогенных геологических процессов. Район находится в зоне с активностью от VIII до X и более баллов. Площади с максимальной возможной активностью до X и более баллов приурочены к основным сейсмогенерирующим разломам – Главному Саянскому, Черского и Дельтовому. Район в зоне воздействия первого охватывает хребтовую часть и предгорья Тункинских гольцов. Второй район с X-балльной сейсмичностью охватывает южное побережье Байкала до водораздела хребта Хамар-Дабан и частично южную акваторию оз. Байкал. Наименее сейсмичны, с бальностью до VIII, северо-западные отроги хребта Хамар-Дабан и южная краевая часть Сибирской платформы. Площади с сейсмичностью IX баллов занимают промежуточное положение, в т. ч. охватывают северное побережье Байкала и прилегающую часть его акватории.

Явные последствия сейсмогенного воздействия в регионе связаны с катастрофическими землетрясениями и выражены в изменениях береговой линии озера Байкал и образованием крупных обвалов и оползней. Сеймогенные обвалы характеризуются большими объемами обвальной массы, достигающими несколько миллионов кубометров, и размерами отдельных блоков диаметром в первые метры.

Катастрофические землетрясения в регионе происходят с периодичностью 50-60 лет. Землетрясение может сопровождаться грандиозными обвалами и осыпями в горных районах, при неблагоприятном стечении климатических, гидрогеологических, морфологических и других факторов, сходом селей и активизацией оползней вдоль всего южного побережья Байкала.

В то же время причиной проявления в регионе катастрофических экзогенных процессов – обвалов, селей, изменений рельефа и т. п. – смогут являться сильные и очень сильные землетрясения. Но при определенном стечении климатических, морфологических и других факторов спусковым механизмом для проявления разнообразных экзогенных процессов могут служить и землетрясения меньшей силы.

Будз М.Д. Условия формирования селей в Прибайкалье. Автореферат кандидатской диссертации. Иркутск, 1965. – 20 с.

Будз М.Д., Астраханцев В.И. Сели // Инженерная геология Прибайкалья. – М.: Наука, 1968. – С.108-111.

Кислицина Л.Б. Отчет съемочного отряда по объекту 50-24 «Инженерно-геологическая съемка масштаба 1:200000 в селеопасных районах Хамар-Дабана» за 2006-2008 г.г., Оронгой, 2008.

Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б. Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1977. – 103 с.

Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б. Сейсмотектоника Байкальской рифтовой зоны как основа прогноза экзогенных геологических процессов // Изменения геологической среды и их прогноз. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1985. –С.49-59.

СЕЛЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ НА РАВНИННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ (НА ПРИМЕРЕ НОВГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ)

ВИНОГРАДОВ А.Ю. [1], ВИНОГРАДОВА Т.А. [2]

[1]ООО НПО «Гидротехпроект», 175400, Новгородская область, г. Валдай, ул. Октябрьская, д. 55а, ФГБОУ ВПО «Санкт-Петербургский государственный лесотехнический университет имени С.М. Кирова», 194021, Институтский пер. 5, Санкт-Петербург; E-mail: gtp.vinogradov.au@yandex.ru

[2]Институт Наук о земле Санкт-Петербургского государственного университета, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. д.7-9. E-mail: vinograd1950@mail.ru

MUDFLOWS IN FLAT AREAS (ON THE EXAMPLE OF THE NOVGOROD REGION)

VINOGRADOV A.Y. [1], VINOGRADOV T.A. [2]

[1]NPO «Gidrotehproekt» Ltd., 175400, Novgorod region, Valdai, ul. Oktyabrskaya. 55a, St. Petersburg State Forest Technical University, 194021, Russia, St. Petersburg, Institute per, 5; E-mail: gtp.vinogradov.au@yandex.ru

[2] Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, PhD in Geography, 199034, St. Petersburg, Universitetskaya nab. d.7-9. E-mail: vinograd1950@mail.ru

Введение. Традиционно считается, что сели формируются только в горных районах, а на равнинных территориях их возникновение невозможно.

Однако факты свидетельствуют о том, что на равнинных территориях могут формироваться связные и несвязные селевые потоки.

Так связный сель, сошедший в г. Киеве 13.03.1961 г. привёл к многочисленным жертвам. Виноградов Ю.Б. наблюдал грязевой сель небольшого объёма в бассейне реки Оки (устное свидетельство).

Многие паводки, проходящие по оврагам, балкам и мелким водотокам на Европейской части России, несущие карчи, наносы и мелкие камни, по своему составу являются не водными потоками, а несвязными селями.

Такие паводки должны описываться соответствующим образом, поскольку расчёт характеристик таких потоков как водных приводит к серьёзным ошибкам при проектировании объектов и сооружений, которые, в свою очередь, создают риск аварий и катастроф. С этой точкой зрения согласны некоторые авторы [Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., 2012].

Область применения существующего Свода правил по определению расчетных гидрологических характеристик (п. 1 СП 33-101-2003) не распространяется на определение расчетных гидрологических характеристик при изысканиях и проектировании объектов на селеопасных реках. Это связано с тем, что после прохождения селевого паводка резко меняются морфометрические показатели русла реки. Мостовое отверстие, рассчитанное, например, на пропуск расхода в 100 $м^3/с$, после прохождения селя может уменьшиться настолько, что не сможет пропустить и его сотую часть (например р. Адагум, г. Крымск 2012 г.).

Карчеход как несвязный сель. С точки зрения инженерной практики, для проектировщика не важно, изменение морфометрии русла происходит в результате резкого скопления наносов, селевых отложений или карчей. Некоторые авторы [Лапердин В.К., 2010; Казаков Н.А., Генсиоров-

ский Ю.В., 2012] относят карчеход к разновидности селевого потока, аргументируя это тем, что в обоих случаях в потоке имеется твердая составляющая.

При этом надо иметь в виду, что появление карчей в потоке возможно только в случае паводка редкой повторяемости, поскольку смыв большого их количества возможен не столько в случаях выхода воды на пойму, сколько при ее размыве, а также размыве бортов русла на большом протяжении. Смыв вместе с карчами грунта повышает плотность потока до 1,1-1,4 т/м^3, что соответствует плотности несвязного селя.

Размывающие скорости для различных типов почв (табл. 1) представлены в таблицах и номограммах соответствующих справочников (п. 10.3.7 ПМП-91) и учебников [Салминен Э.О, 2009].

Таблица 1

Размывающие скорости потока для различных почв

Тип поверхности	Средняя глубина потока, м		
	0,2-0,5	1	2
Супесь	0,3	0,4	0,45
Суглинок	0,7	0,85	0,95

Исходя из этого, можно сделать вывод, что при выходе потока на пойму, если скорость его течения достаточно велика (больше 0,3-0,5 м/с), может происходить размыв почвы с возможным выносом наносов и карчей в русловую часть.

Наносоводные потоки на Европейской территории России. Обычно, на Европейской территории России, скорости течения равнинных рек по пойме, даже в условиях паводков редкой повторяемости, практически никогда не превышают 0,3 м/с, за исключением локальных участков, которые добавляют малый процент наносов и карчей в поток.

Тем не менее, на практике известны случаи, когда на малых реках ЕТР проходят карчеходы и несвязные селевые потоки. Необходимое условие для этого – наличие достаточных русловых уклонов и соответствующих осадков.

Для того, чтобы в первом приближении оценить уклоны, при которых возможно достижение размывающих скоростей при выходе на пойму, сделаем допущение об установившемся характере движения потока и воспользуемся известным уравнением Шези (1):

$$I = \frac{v^2}{C^2 R}, \qquad (1)$$

где I – уклон, б/р; v – скорость движения потока, м/с; C – коэффициент Шези, м^{0,5}/с; R – гидравлический радиус, м. Коэффициент Шези можно рассчитать по формуле Павловского (2):

$$C = \frac{1}{n} R^{2.5\sqrt{n} - 0.13 - 0.75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0.1)}. \qquad (2)$$

Для малых рек, глубина потока при выходе на пойму обычно не превышает 0,2 м, поэтому для создания критических скоростей необходимы уклоны порядка 0,03 для супесчаных почв и 0,3 для суглинистых. Примерные расчеты приведены в табл. 2.

Таблица 2

Расчеты лимитирующих уклонов для размыва пойм и берегов

Тип поверхности	R, м	n	C, м^{0,5}/с	скорость, м/с	уклон
Супесь	0,2	0,10	3,9	0,3	0,03
Суглинок	0,2	0,12	2,9	0,7	0,29

В качестве примера приведем паводок, прошедший в ночь с 6 на 7 июля 2013 года в Валдайском районе Новгородской области. Селевые потоки малой плотности прошли по ручьям Рогову и б/н в районе населенного пункта Варницы в 5 км от Яжелбиц. Характеристики ручьев представлены в табл. 3.

Таблица 3

Характеристики водотоков

Объект	Подстилающая поверхность	Площадь водосбора, км^2	Средние уклоны русла
Ручей б/н, верхняя часть	Суглинки	0,06	0,040
Ручей б/н, ниже автодороги	Легкие суглинки	0,08	0,128
Рогов ручей	Легкие суглинки	2,75	0,032

Согласно данным Валдайской станции, слой осадков за сутки составил 41 мм. Локальный ливень в районе пос. Яжелбицы достигал по экспертной оценке интенсивности 1 мм/мин и превысил слой 100 мм. Послепаводковое обследование проводилось 07.07.2013 г.

Выше автодороги Яжелбицы-Дворец, русло ручья практически не размыто, ширина по бровкам около 2 м, глубина 0,6-1 м. Ниже автодороги уклон резко повышается, долина спускается к пойме реки Пометь. На этом участке в результате паводка образовалась селевая рытвина, шириной до 5 м и глубиной до 3,5 (рис. 1). Трубный переход через автодорогу частично разрушен.

Рис. 1. Селевая рытвина на ручье б/н.

Характеристики паводка и вызванного им селевого потока представлены в табл.4.

Таблица 4

Характеристики селевого потока на ручье б/н №1

Объект	Максимальный расход паводка м^3/с	Максимальный расход селя м^3/с	Объем селя, м^3
Ручей б/н	0,05	0,2	1000

Паводок на Роговом ручье характеризовался следующей особенностью. В связи с тем, что средний уклон по ручью меньший, чем в предыдущем случае, а размеры поймы, русловой части ручья и расход были намного большими, то поток нес в основном карчи (рис. 2). Мостовой переход не справился с пропуском паводка, что привело к частичному его разрушению и размыву дороги (рис. 3).

Рис. 2. Карчи, скопившиеся перед мостовым отверстием дороги Яжелбицы-Дворец.

Рис. 3. Размыв автодороги и частичное разрушение мостового перехода.

В 500 м ниже по течению, в месте выхода ручья на пойму реки Пологметь, потоком была размыта старая автодорога к пионерскому лагерю (рис. 4). Водопропускное отверстие размерами 2х2 м было полностью забито карчами и наносами, толщина пробки составила 1,5 м. Уровень воды поднялся до верха дороги, размыл дорожные одежды, в результате чего образовалась промоина размерами 7х3,5 м.

Рис. 4. Водопропускное отверстие автодороги, полностью забитое карчами с промоиной.

В результате прорыва волна, несущая с собой карчи, песок и камни прошла до реки Пологметь и перекрыла ее русло. Подъем уровня реки Пологметь до прорыва временной запруды составил 1,2 м.

Мощность отложений по руслу ручья составила 0,3-0,6 м (рис. 5).

Характеристики паводка и вызванного им селевого потока представлены в табл. 5.

Рис. 5. Селевые отложения и карчи по руслу Рогова ручья.

Таблица 5

Характеристики селевого потока на Роговом ручье

Объект	Максимальный расход паводка м^3/с	Максимальный расход селя м^3/с	Объем селя, м^3
Рогов ручей	1,5	1,8	800

Максимальный размер принесенных потоком каменистых фракций достигал 0,3м (рис. 6), ширина конуса выноса – 20 м, максимальная мощность отложений в месте выхода в прирусловую часть реки Пологметь – 1,1 м.

Рис. 6. Конус выноса селевого потока.

Выводы

1. Из выше приведенных фактов можно сделать вывод, что карчеход допустимо описывать как несвязный селевой поток.

2. На равнинных территориях Европейской части России наблюдаются несвязные сели: наносоводные потоки и карчеходы.

3. Необходимое условие их образования – интенсивные осадки и наличие русловых уклонов для супесчаных и легких суглинистых пойм и берегов, больших 30 и для суглинистых – 200 промилле.

4. В практике изысканий и проектирования на равнинных территориях, практически никогда эти особенности местности (русловые уклоны) не учитываются.

5. В приведенных примерах только отсутствие на пойме промышленной инфраструктуры и жилых строений позволило избежать жертв и больших восстановительных затрат (рис. 7).

Рис. 7. Жилой дом в д. Варницы (фото В.В. Романова).

Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В. Паводки на малых реках низкогорья южного и среднего Сахалина как несвязные селевые потоки. Труды Второй конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита». М., Изд. МГУ, 2012 – С. 49-50.

Лапердин В.К., Качура Р.А. Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – С. 312.

Салминен Э.О. Сухопутный транспорт леса [Текст] : учеб. пособие для вузов / Э.О. Салминен, А.А. Борозна, Г.Ф. Грехов, В.К. Курьянов, В.В. Никитин; под общ. ред. Салминена Э.О. – Издательский центр «Академия»,2009. – С.128. ISBN 978-5-7695-5356-1.

Ян Х., Вэй Ф., Ху К., Черноморец С.С. Измерение внутренней скорости селя: эксперименты в лотке. / Опасные природные процессы в горах: уроки Кармадонской катастрофы. Труды международного семинара к 10-летию катастрофы на леднике Колка 20 сентября 2002 г. – Под ред. Ж.Ф. Шнайдера и С.С. Черноморца. – Владикавказ, 2012, С. 27-28.

«ОПАСНЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ: ОТ МОНИТОРИНГА ДО ПРИНЯТИЯ РЕШЕНИЙ» МЕЖДУНАРОДНАЯ МАГИСТЕРСКАЯ ПРОГРАММА

ВИНОГРАДОВА Т.А., ПРЯХИНА Г.В.
Санкт-Петербургский Государственный Университет, Россия, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб. д.7-9,vinograd1950@mail.ru

"HYDROLOGICAL HAZARDS: FROM MONITORING TO DECISION MAKING" INTERNATIONAL MASTER PROGRAM

VINOGRADOVA T., PRIAKHINA G.
Saint-Petersburg State University, Russia, 199034, Saint-Petersburg, Universitetskaya nab. 7-9, vinograd1950@mail.ru

Магистерская программа «Опасные гидрологические явления: от мониторинга до принятия решений» была задумана для подготовки высококвалифицированных специалистов, владеющих

подходами и методами оценки риска, прогнозов, научного исследования, управления и защиты от опасных гидрологических явлений. В качестве партнеров в программе участвуют специалисты из России, Италии, Китая.

В рамках программы будут рассмотрены такие опасные гидрологические явления как наводнения, прорывные паводки, селевые потоки, снежные лавины. Будут изложены методологические, физические, математические, географические, экологические аспекты, обсуждены проблемы возникновения и предупреждения этих явлений. Студенты программы приобретут знания и опыт работы по мониторингу, оценке, прогнозам и расчетам ущербов от опасных гидрологических явлений.

Акцент на прикладных исследованиях делает программу уникальной для России. Научный компонент программы усилен за счет привлечения ведущих специалистов России и мира и приобретения студентами навыков в научно-исследовательских экспедициях широкого географического охвата.

Особое внимание будет уделено практическим занятиям и полевым практикам, которые планируется проводить, в том числе и на зарубежных стационарах, оборудованных современными средствами наблюдений и измерений опасных гидрологических явлений.

В программе предусматривается чтение лекций ведущими специалистами России и мира по селеведению, лавиноведению, снеговедению, мониторингу и прогнозу гидрологических процессов и инженерной защите от опасных гидрологических явлений, что позволяет полностью обеспечить содержательную часть, состоящую из пяти основных модулей:

1. Опасные гидрологические явления, причины возникновения и распространение. В модуле рассматриваются причины возникновения таких явлений как наводнения; прорывные паводки; прорывы: горных завалов, озер, подпруженных ледниками, внутриледниковых водоемов, моренных озер; волновых катастроф; селевых потоков; оползней, снежных лавин и снеговодных потоков. Рассматривается география чрезвычайных ситуаций гидрологического характера; каждое явление анализируется с учетом причинно-факторных схем, объясняющих их генезис, взаимообусловленность и характеристики ущерба.

2. Методы наблюдений за опасными гидрологическими явлениями. Рассматриваются методы гидрометеорологических наблюдений и экспериментальные исследования. Уделяется внимание методам дистанционного зондирования Земли.

3. Методы расчетов и прогнозов. Здесь рассматриваются методы расчета некоторых опасных гидрологических явлений, таких как прорывы озер, подпруженных ледниками, определения расхода влекомых наносов при развитом транспортном и транспортно-сдвиговом селевом процессе и т. д. Основой модуля является обучение и использование современных математических моделей в целях расчета и возможно прогноза опасных гидрологических явлений.

4. Оценки рисков и ущерба от опасных гидрологических явлений. Модуль включает изучение современных методов оценки опасности, уязвимости, риска, потенциального и фактического ущерба.

5. Гидрологическая безопасность и защита территорий. Рассматриваются основные этапы достижения безопасности в речных бассейнах и районах подверженных наводнениям, развития лавинных и селевых процессов: от мониторинга, прогноза, инженерных изысканий и проектирования до принятия решений о способах инженерной защиты и систем предупреждения.

Новая магистерская программа с международным участием по исследованию опасных гидрологических явлений будет основываться на комплексном междисциплинарном подходе. Учебный план программы, имеющий модульную структуру, позволит последовательно рассмотреть вопросы от формирования и распространения опасных явлений, методов их наблюдений, расчетов и прогнозов до оценок рисков, способов защиты и принятия решений. Объединение различных направлений (методов математического моделирования, геоинформационного анализа, комплексных экспедиционных исследований), обобщенных единой тематикой и объектами исследования является, безусловно, новым подходом, дающим студентам больше возможностей для реализации научного и творческого потенциала.

СЕЛЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА АЛАЙСКОМ И КИРГИЗСКОМ ХРЕБТАХ (НА ПРИМЕРАХ БАССЕЙНОВ РЕК ШАХИМАРДАН И АКСАЙ)

ВИСХАДЖИЕВА К.С.[1], ЧЕРНОМОРЕЦ С.С.[1], САВЕРНЮК Е.А.[1], ТУТУБАЛИНА О.В.[1], СОКОЛОВ Л.С.[1], ЕРОХИН С.А.[2], ЗАГИНАЕВ В.В.[2], ПЕТРАКОВ Д.А.[1], ШПУНТОВА А.М.[1], ДОКУКИН М.Д.[3], ПЕТРОВ М.А.[4], РУИС-ВИЛЬЯНУЭВА В.[5], ШТОФФЕЛ М.[5]

[1]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Ленинские горы, д. 1, Москва, Россия, vishadgieva_k@mail.ru*

[2]*Институт водных проблем и гидроэнергетики Национальной Академии наук Кыргызстана, 720033, ул. Фрунзе 533, Бишкек, Кыргызская Республика*

[3]*Высокогорный геофизический институт, 360030, пр. Ленина, д. 2, Нальчик, Россия*

[4]*Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Национальной Академии наук Узбекистана, 100041, ул. Олимлар, 49, Мирзо-Улугбекский район, Ташкент, Узбекистан*

[5]*Бернский университет, Институт геологических наук, лаборатория дендрогеоморфологии, Балтцерштрассе 1+3 CH-3012 Берн, Швейцария*

DEBRIS FLOWS IN ALAI MOUNTAINS AND KYRGYZ RANGE: CASE STUDIES OF SHAKHIMARDAN AND AKSAY CATCHMENTS

VISKHADZHIEVA K.S.[1], CHERNOMORETS S.S.[1], SAVERNYUK E.A.[1], TUTUBALINA O.V.[1], SOKOLOV L.S.[1], EROKHIN S.A.[2], ZAGINAEV V.V.[2], PETRAKOV D.A.[1], SHPUNTOVA A.M.[1], DOKUKIN M.D.[3], PETROV M.A.[3], RUIZ-VILLANUEVA V.[4], STOFFEL M.[4]

[1]*M.V. Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow, Russia, vishadgieva_k@mail.ru*

[2]*Institute of Water Problems and Hydropower, National Academy of Sciences, 720033, 533 Frunze St., Bishkek, Kyrgyzstan*

[3]*High-Mountain Geophysical Institute, 360030, 2 Lenin Av., Nalchik, Russia*

[4]*Kh.M. Abdullaev Institute of Geology and Geophysics, National Academy of Sciences of Uzbekistan, 100041, 49 Olimlar St., Mirzo Ulugbek District, Tashkent, Uzbekistan*

[5]*Dendrolab.ch, Institute of Geological Sciences, University of Bern, Baltzerstrasse 1+3 CH-3012 Bern, Switzerland*

Введение

В Центральной Азии в настоящее время наблюдается активная деградация горного оледенения. Это приводит к нарушению устойчивости моренно-ледниковых комплексов и является одним из ведущих факторов, обусловливающих формирование здесь селевых потоков гляциального генезиса. Трансграничность многих селевых бассейнов центральноазиатского региона и их хозяйственное освоение обусловливают необходимость выявления конкретных факторов, определяющих высокую степень их селевой опасности, а также оценки возможных последствий схода селей.

В ходе летних полевых работ 2014-2015 гг. селевым отрядом географического факультета МГУ совместно с коллегами из Швейцарии, Узбекистана и Киргизии были изучены бассейны двух рек – Аксай (Киргизский хребет) и Шахимардан (Алайский хребет) (рис. 1). Оба бассейна отличаются высоким уровнем селевой активности, а последний – еще и катастрофическим характером селей. В связи с этим целью проводимых исследований было определение степени селевой опасности, существующей на настоящий момент, а также выявление тех факторов, которые обусловливают эту опасность на современном этапе функционирования бассейнов.

Рис. 1. Местоположение исследуемых бассейнов.

Бассейн р. Шахимардан

Бассейн реки Шахимардан является трансграничным: протекает по территории Киргизии и узбекского анклава Шахимардан (рис.1). Он расположен на северном склоне Алайского хребта и характеризуется наличием современного горного оледенения в верховьях рек. В этом бассейне неоднократно сходили селевые потоки, в том числе и довольно разрушительные, как например сель 1977 г. [Булулуков, 1986]. Однако интерес его изучения был связан с тем, что 8 июля 1998 г. здесь сошёл катастрофический селевой поток, который привел к гибели более 100 человек и нанес колоссальный ущерб инфраструктуре и хозяйству узбекского анклава Шахимардан [Айтматов, Алманов, 2012]. Причины селя так до конца и не были выяснены, и никаких статей о нем не было опубликовано. В ходе полевых работ, проведенных в июле 2014 года, нам удалось установить особенности движения селевого потока 1998 г. (выявить зоны набора и сброса материала, участок, где сель трансформировался в селевой паводок). Нами был оценен его примерный объем, который оказался равным около 2 млн м^3. Кроме того, собрана информация, необходимая для анализа причин события.

Было отчасти подтверждено заключение специалистов, обследовавших зону зарождения на следующий день после катастрофы, что причиной селя стал прорыв озёр, каскадом расположенных в верховьях реки Арча-Баши. Прорыв озера происходил в результате перелива через ледяную перемычку с быстрым её размывом. Активное накопление воды происходило вследствие высоких температур и быстрого таяния ледника (метеоданные взяты по станции «Ледник Абрамова», которая расположена в соседней долине). О том были осадки или нет, сказать сложно, поскольку метеостанции в верхней части бассейна р. Шахимардан не было и нет, а ледник Абрамова имеет иную экспозицию, чем ледник Арча-Баши и зона зарождения. Открытым продолжает оставаться вопрос о возможном прорыве внутриледниковой полости (гипотеза основана на опросах местных жителей-очевидцев события).

Собранные полевые данные и результаты дешифрования космических снимков позволяют сделать вывод, что основным фактором, обусловливающим высокую степень селевой опасности бассейна р. Шахимардан, были и остаются прорывы озёр и внтуриледниковых полостей, формирующихся в условиях активной динамики моренно-ледникового комплекса. В связи с этим был составлен каталог озёр бассейна р. Шахимардан, для каждого из которых проведена оценки степени его прорывоопасности по методике, предложенной в работе (Черноморец и др., 2015). Проведена инвентаризация селевых русел. На рис. 2 отмечены озёра и их номера согласно каталогу, а также селевые русла.

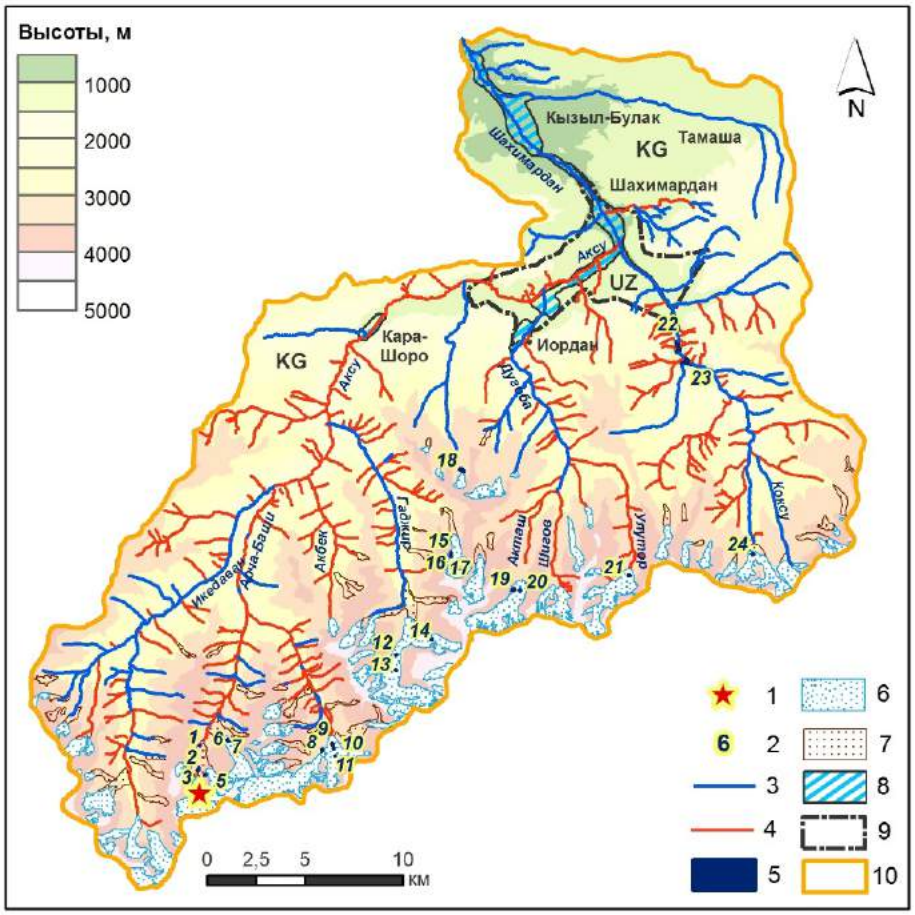


Рис. 2. Карта селевых русел, озёр, ледников и каменных глетчеров участка бассейна р. Шахимардан.
1 – зона зарождения селевого потока 1998 г., 2 – номер озера согласно составленному каталогу, 3 – русла рек, 4 – селевые русла, 5 – озёра, 6 – ледники, 7 – каменные глетчеры, 8 – населенные пункты, 9 – границы анклава Шахимардан (Узбекистан), 10 – границы исследуемого участка бассейна р. Шахимардан.

Бассейн р. Аксай

Бассейн реки Аксай расположен на северном склоне Киргизского хребта и относится к бассейну реки Ала-Арча, которая протекает через г. Бишкек. Сели по р. Аксай затухают в русле главной реки Ала-Арча, но вызывают заметное увеличение её расходов, что в свою очередь приводит к угрозе наводнения в столице республики. Кроме того, в приустьевой части реки Аксай и даже частично на её селевом конусе расположены здания и сооружения, для которых существует угроза разрушения в случае схода селей.

О селевой активности реки Аксай ярко свидетельствует её селевой конус, который по объему вынесенного обломочного материала является крупнейшим в северном Тянь-Шане (его объем составляет примерно 11,6 млн м^3) [Шатравин, 1978]. Кроме того, наблюдения, проводившиеся здесь с середины XX века, а также результаты дендрохронологического анализа [Zaginaev et al., 2016] свидетельствуют о высокой частоте схода селевых потоков.

Важно отметить, что их динамика и причины схода менялись со временем. Так, в 60-е годы XX в. сели здесь сходили практически ежегодно, а причина формирования была связана с прорывами внутриледниковых емкостей ледника Аксай (рис. 3). Однако в 70-е годы произошла перестройка его концевой части, ледник сократился, и условия для скопления талых внутриледниковых вод стали менее благоприятными [Ерохин, 2013]. С 80-х годов по настоящее время наблюдалось затухание селевой активности р. Аксай, что выразилось в значительном сокращении площади активной конуса (почти в 3 раза) (рис. 4).

Если обратиться к схеме геоморфологического дешифрирования (см. рис. 3), то можно увидеть, что правый приток р. Аксай – р. Шаркыратма – также является селевым. По руслу этой реки наблюдались селевые потоки, но они имели дождевой генезис и характеризовались гораздо меньшии расходами, чем гляциальные сели по Аксаю [Zaginaev et al., 2016].

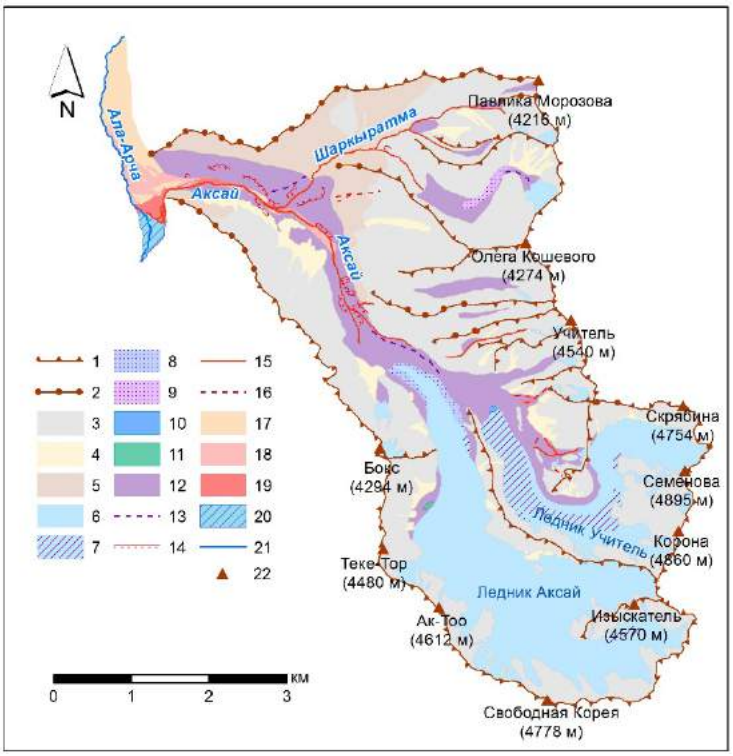


Рис. 3. Схема геоморфологического дешифрирования бассейна р. Аксай.
Гребни хребтов: 1 – островершинные, 2 – округловершинные; 3 – склоны обвально-осыпного сноса, 4 – осыпные, лавинные, селевые лотки и конусы выноса, 5 – делювиально-дефлюкционные склоны, 6 – открытые части ледников, 7 –ледники, покрытые мореной, 8 – мертвые льды, 9 – каменные глетчеры, 10 – озёра, 11 – незаполненные озёрные котловины, 12 – морены, 13 – гребни морен, 14 – зоны подпитки селей, 15 – селевые русла, 16 – склоновые сели; селевые отложения: 17 – до 1960 г., 18 – 1960-х гг., 19 – после 1970 г.; 20 – зона временного подпруживания главной реки, 21 – главная река, 22 – основные вершины.

Современная ситуация в бассейне р.Аксай продолжает характеризоваться высокой степенью опасности, что связано с образованием у края ледника Учитель довольно крупного приледникового озера (рис. 3, 5), которое подпружено мореной с высоким содержанием льда, а, следовательно, является прорывоопасным. Наличие ниже по течению очагов твердого питания и большие уклоны русла позволяют утверждать, что прорыв этого озера приведет к сходу селевого потока, возможно, даже более мощного, чем те, которые наблюдались в 60-е годы. Если же прорыв озера произойдет в результате выпадения обильных осадков, которые вызовут сход селя дождевого генезиса по руслу р. Шаркыратма, то последствия будут катастрофическими, поскольку активной вновь может стать правая часть конуса, на которой в настоящее время имеются здания и сооружения.

Выводы

Бассейны рек Шахимардан и Аксай являются яркими примерами рек Алайского и Киргизского хребтов, соответственно, и характеризуются высокой степенью селевой опасности. Транс-

граничность рек и активное хозяйственное освоения днищ долин приводит к тому, что селевые потоки становятся катастрофическими. В настоящее время наибольшую опасность в обоих бассейнах представляют собой гляциальные сели и, в частности, сели, образующиеся при прорывах озёр и внутриледниковых полостей. Свой вклад вносят сели дождевого генезиса, что удалось увидеть на примере р. Шаркыратма, однако их масштабы сильно уступают гляциальным.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (проекты 14-05-00768 и 15-05-08694) и Swiss National Science Foundation (проект 152301).

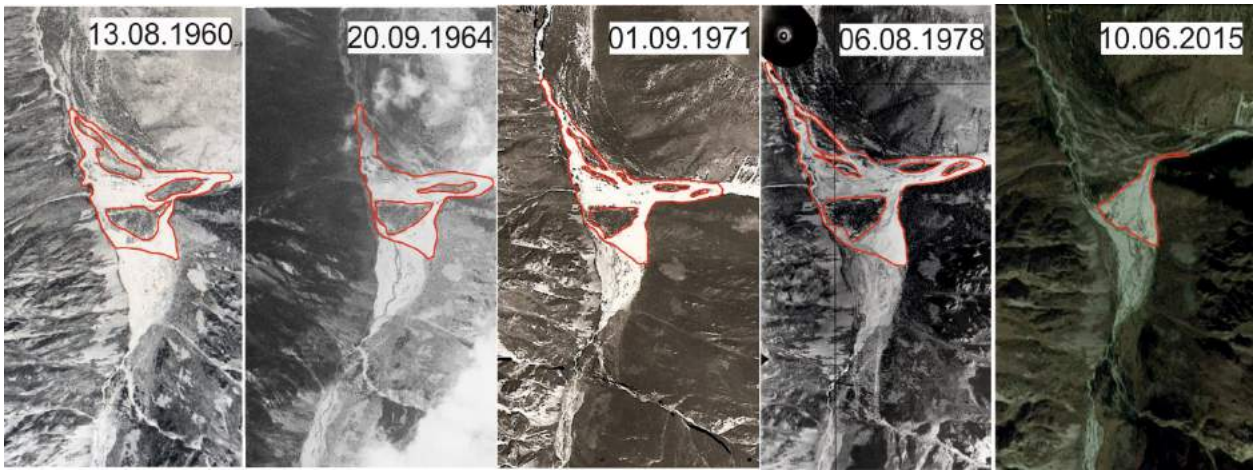


Рис. 4. Динамика селевого конуса р. Аксай по результатам дешифрирования материалов дистанционного зондирования.

Рис. 5. Приледниковое озеро в верховьях р. Аксай (Фото Е.А. Савернюк).

Айтматов И., Алманов С. Наука, горы и катастрофы. / Слово Кыргызстана, 4 декабря 2012.

Булулуков Ю.Г. Горы и люди. Ташкент: Мехнат, 1986. 159 с.

Ерохин С.А. Селевые потоки и паводки в долине реки Ала-Арча. 2013. (Рукопись из личного архива С.А. Ерохина)

Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Докукин М.Д. и др. Оценка селевой опасности высокогорных озёр в Северном Афганистане: методика и результаты. // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: Всероссийская конференция VII Щукинские чтения. Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 18–21 мая 2015 г.: Материалы конференции/ МАКС Пресс Москва, 2015. С. 193–196.

Шатравин В.И. Отчет о специализированном обследовании селевого очага Ак-Сай. / Фонды Гидрометеослужбы КР. 1978. 65 с.

Zaginaev V., Ballesteros-Cánovas J.A., Erokhin S., Stoffel M. Unraveling the spatio-temporal debris-flow activity on a forested cone in the Kyrgyz Range: implications for hazard assessment. 2016. (In press).

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ В РАЙОНЕ ПОСЕЛКА АРШАН (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ)

ВОРОПАЙ Н.Н. [1,2]
[1]*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 664033, г. Иркутск, Улан-Баторская,1*
[2]*Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, 634055 г. Томск, Академический пр., 10/3; voropay_nn@mail.ru*

CLIMATIC BACKGROUND OF DEBRIS FLOW FORMATION NEAR ARSHAN (REPUBLIC OF BURYATIA)

VOROPAY N.N. [1,2]
[1] *V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, 664033, Russia, Irkutsk Ulan-Batorskaya St., 1*
[2] *Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, 634055, Tomsk, 10/3, Academichesky ave; voropay_nn@mail.ru*

Селевые потоки – катастрофическое явление, внезапно возникающее в бассейнах небольших горных рек и вызываемое, как правило, ливневыми осадками или бурным таянием снегов. Территория данного исследования – Тункинская котловина (Юго-западное Прибайкалье). Климатические особенности территории складываются под влиянием широтно-зонального и высотного градиента. Для климатической характеристики района в работе использованы данные ближайших метеорологических станций о температуре воздуха и атмосферных осадках.

Расположение поселка Аршан в предгорной области Тункинских гольцов обусловливает формирование климатических условий, отличных от тех, которые характеризуют климат долинной территории. Защищенность горами от северных, а также частично от западных ветров, открытость к югу смягчают климат Аршана. В связи с этим средние многолетние, сезонные и суточные значения некоторых метеорологических элементов на рассматриваемом участке значительно отличаются от аналогичных, измеряемых на ближайшей метеорологической станции Тунка, находящейся в 20 км (табл. 1, рис. 1, 2). К сожалению, метеостанция в п. Аршан была закрыта в 1997 году, что затрудняет оценку происходящих многолетних изменений климата и экстремальных гидрометеорологических событий последних лет, в частности обильных ливневых осадков. Необходимо отметить, что для прогноза и контроля подобных событий не достаточно установки метеорологического оборудования только в поселке. В высокогорной части территорий, где существует вероятность возникновения опасных гидрометеорологических событий, требуется организация постов автоматической фиксации с онлайн оповещением. Особенно это актуально в районах, где в предгорной части расположены населенные пункты.

Согласно данным многолетних наблюдений (1910-1997 гг.) температура на станции Аршан на 3-6°С выше, чем в центральной части котловины, зимой и на 2-4°С ниже в летние месяцы [Василенко, Воропай, 2015].

Таблица 1

Сравнение климатических характеристик на метеорологических станциях Аршан и Тунка за 1961-1990 гг.

	Аршан	Тунка
Температура воздуха, °С		
Средняя годовая	-0,8	-2,3
Июль (ср. мес.)	+15,8	+17,1
Январь (ср. мес.)	-19,1	-25,7
Максимальная	+36	+34
Минимальная	-42	-48
Сумма атмосферных осадков, мм		
Год	478	373
Январь	6	3
Июль	141	102
Холодный период (XI-III)	32	21
Теплый период (IV-X)	447	352

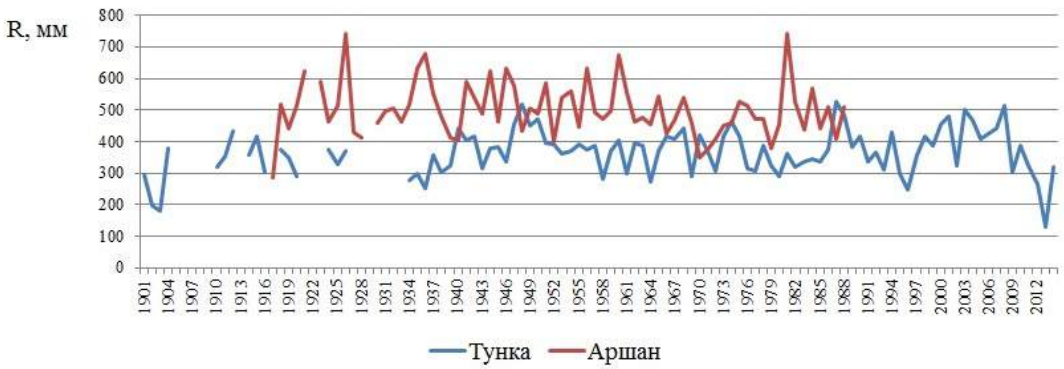


Рис. 1. Многолетние изменения годовых сумм атмосферных осадков.

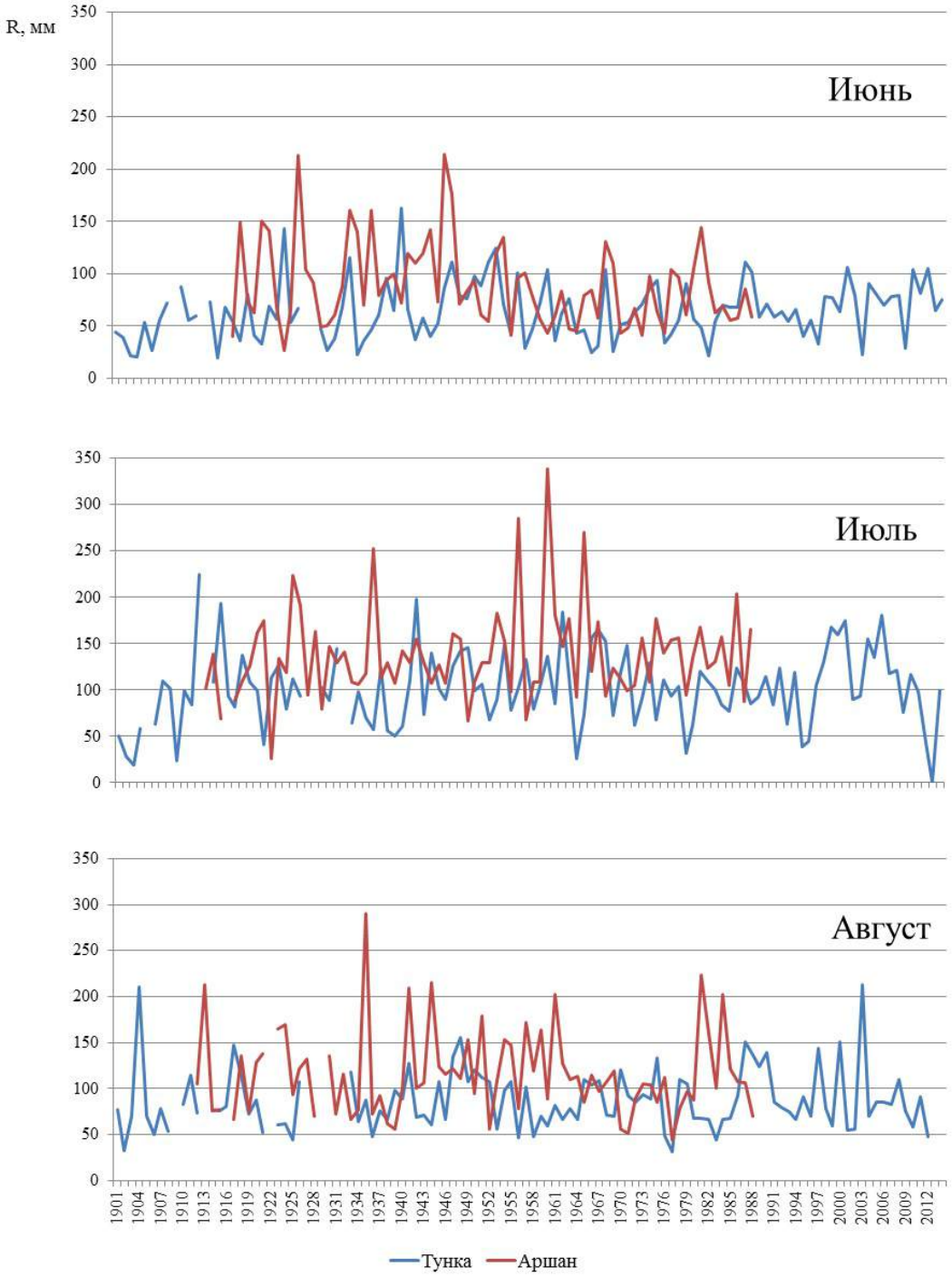


Рис. 2. Многолетние изменения сумм атмосферных осадков за отдельные месяцы.

Средняя многолетняя годовая сумма осадков в Аршане около 480 мм, в то время как в Тунке их выпадает 320 мм. Обращаясь к многолетним наблюдениям, можно выделить следующие годы с месячными суммами, существенно превышающими средние значения – 1941, 1942, 1962, 1966, 1971 гг. (табл. 2). Многолетняя норма осадков составляет: в июне – 89 мм, в июле – 141 мм, в августе – 116 мм.

Таблица 2

Характеристика атмосферных осадков на метеорологической станции Аршан при месячной сумме осадков более 200 мм

Год	1931	1932	1941	1942	1947	1950	1952	1962	1966	1967	1971	1987	1990	1992
Годовая сумма, мм	512	741	626	672	582	623	632	630	672	558	542	742	571	508
Месяц	VII	VI	VIII	VII	VIII	VIII	VI	VII	VII	VIII	VII	VIII	VIII	VII
Месячная сумма, мм	223	213	290	253	209	215	214	285	339	202	271	224	202	203

Суточные максимумы осадков в основном повторяют сезонное распределение. Суточная сумма осадков на метеорологической станции Аршан достигала максимума в августе 1941 г. – 98 мм, в августе 1947 г. и в июле 1962 года – 88 мм. В Тункинских гольцах выпадает не менее чем в два раз больше осадков, нежели на метеостанции. В Тунке же суточные суммы значительно меньше и обычно укладываются в пределы 20-30 мм, а за период наблюдений не превосходят 60 мм [Василенко, Воропай, 2015; Зонов, 1962].

В ночь 27-28 июня 2014 г. селевые потоки в районе п. Аршан были сформированы вследствие выпадения обильных конвективных осадков в горах. Территория выпадения осадков очень локальна. На метеорологической станции Тунка, расположенной в центре котловины на расстоянии около 20 км от Аршана, за эту ночь зафиксированы незначительные атмосферные осадки (7 мм), на метеорологической станции Дабады (наветренный склон Тункинских гольцов, на 28 км северо-восточнее п. Аршан) – 8 мм. К сожалению, из-за отсутствия метеостанции в п. Аршан невозможно оценить сумму осадков, выпавших за эти сутки в горах.

Именно отсутствие репрезентативного ряда метеорологических наблюдений в данном поселке осложняет исследование активности селя. Погода же, как известно, определяется особенностями циркуляции атмосферы. Следовательно, очень важно проследить связь между элементарными циркуляционными механизмами (ЭЦМ) и селями. В первой половине XX в. (до 1963 г.) межширотный обмен обеспечивался в основном меридиональной северной циркуляцией, в 1963-1997 гг. – меридиональной южной. С 1998 г. снова возросла продолжительность меридиональной северной. Арктические вторжения происходят в тылу западных или южных циклонов [Воропай, Осипова, 2014].

Сложившийся характер атмосферной циркуляции способствует дальнейшему развитию положительной тенденции экстремумов различных метеорологических показателей. При дальнейшем увеличении продолжительности меридиональной северной циркуляции может увеличиться количество ливневых селей, как это было в 1960-1970 годы. Причиной возникновения селя были обильные осадки, отмеченные метеостанцией Аршан в количествах: 16 июля 88,4 мм, 17 июля 88,2 мм, а всего за 2 дня 176,6 мм; за те же дни метеостанция Тунка, расположенная в центральной части котловины на расстоянии 20 км от пос. Аршан, зафиксировала всего 29,5 мм осадков. В ночь 27-28 июня 2014 г. на метеостанции Тунка выпало лишь 7 мм осадков. Однако, уровень воды в р. Кынгарга в эту ночь, как и в 1962 г. поднялся на 2,5-3 м. Из вышесказанного можно сделать вывод, что причиной селя 2014 года были более локальные, но не менее интенсивные осадки, чем в 1962 г., и их сумма составляла около170 мм в районе поселка. Таким образом, можно экстраполировать развитие опасных процессов середины XX века на настоящее время.

Публикация осуществлена при финансовой поддержке ИОО РГО и ООО «Премьер-Энерго» (Договор № 16/03/02).

Василенко О.В., Воропай Н.Н. Особенности формирования климата котловин Юго-Западного Прибайкалья // Известия РАН. Серия географическая, 2015, № 2 – С.98-104.

Воропай Н.Н., Осипова О.П. Метеорологические условия – фактор формирования селевых потоков // Катастрофические селевые потоки, произошедшие в поселке Аршан Тункинского района Республики Бурятия 28 июня 2014 г. / С.А. Макаров, А.А. Черкашина, Ж.В. Атутова и др. – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. – С .15-24.

Зонов Б.В. Материалы к характеристике селевых паводков в районе курорта Аршан в июле 1962 г. (по данным визуальных наблюдений). – Иркутский государственный университет им. А.А.Жданова, кафедра физической географии, декабрь 1962 г. – 32 с. (Фонды Иркутского УГМС).

МАССОВЫЙ СХОД СЕЛЕЙ 21 МАЯ 2014 Г. В КАБАРДИНО-БАЛКАРИИ И ЕГО ПОСЛЕДСТВИЯ

ДОКУКИН М.Д.[1], САВЕРНЮК Е.А.[2], КАЛОВ Р.Х.[1], БОГАЧЕНКО Е.М.[3], БАЛАХОНСКАЯ А.А.[4]
[1]*Высокогорный геофизический институт, Россия, 360030, Нальчик, пр. Ленина, д. 2, inrush@bk.ru*
[2]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, savernyuk@gmail.com*
[3] *Кабардино-Балкарский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды – филиал Федерального государственного бюджетного учреждения «Северо-Кавказское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды», Россия, 360030, Нальчик, пр. Ленина, д. 2, kbmeteo@rambler.ru*
[4]*Главное Управление МЧС России по Кабардино-Балкарской республике, Россия, 360017, Нальчик, ул. Чернышевского, 19, 93538@mail.ru*

MASS MUDFLOWS ON THE 21TH MAY 2014 IN KABARDINO-BALKARIA AND ITS CONSEQUENCES

DOKUKIN M.D.[1], SAVERNYUK E.A[2], KALOV R.KH.[1], BOGACHENKO E.M.[3], BALAKHONSKAYA A.A.[4]
[1]*High-Mountain Geophysical Institute, 2 Lenin Av., Nalchik, 360030, Russia, inrush@bk.ru*
[2]*M.V. Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia, savernyuk@gmail.com*
[3]*Kabardino-Balkarian Center for Hydrometeorology and Environmental Monitoring – a branch of the state-financed institution "North Caucasus Department of Hydrometeorology and Environmental Monitoring", 2 Lenin Av., Nalchik, 360030, Russia, kbmeteo@rambler.ru.*
[4]*Main Office of EMERCOM of Russia for the Kabardino-Balkarian Republic, 19 Str. Chernyshevskogo, Nalchik, 360017, Russia, 93538@mail.ru*

В мае 2014 г. Кабардино-Балкария несколько раз подвергалась воздействию паводков и селей. 13 мая после ливней слоем до 30-44 мм по рекам КБР прошли паводки, в результате которых разрушен мост и водопровод в с. Верхняя Жемтала, повреждён жилой дом и мост в с. Герпегеж, в селение Псыгансу был разрушен водопровод, в с. Аушигер размыт переулок. 29 мая после дождей слоем до 46-60 мм были подтоплены дома в селениях Совхозное, Приречное, Камлюково, Малка и Этоко Зольского района, Карагач и Алтуд Прохладненского района. Вследствие разрыва газопровода было прекращено газоснабжение селений Куба-Таба и Совхозное. 169 человек было эвакуировано из с. Куба-Таба Баксанского района. В период с 21^{55} до 22^{24} часов 29 мая 2014 г. была перекрыта в связи с затоплением федеральная автодорога «Кавказ» на участке 413-417 км.

Селепроявления 21 мая 2014 г. в долине р. Гижгит (левый приток р. Баксан) и в долинах рек Кестанты и Чегем обследованы Э.В. Запорожченко [Запорожченко, 2015]. Частично, без оценки всей площади селепроявлений и без данных о количестве ливневых осадков, чрезвычайная ситуация в мае 2014 г. в Кабардино-Балкарии охарактеризована в работе [Кюль, 2014].

Область развития оползневых и селевых процессов 21 мая 2014 г.

21 мая по данным авторов во власти селевых и оползневых процессов была территория площадью более 600 км^2 к югу от Скалистого хребта между долинами рек Тызыл и Псыган-Су. Частично селепроявлениями был охвачен северный склон Скалистого хребта в районе Черекского каньона и верхних Голубых озёр. На рис. 1 показаны выявленные в результате аэровизуальных наблюдений 17, 22 и 23 мая 2014 г. и маршрутных обследований, а также дешифрирования космических снимков селевые русла и оплывины.

На рис. 2 представлена часть фотографий, выполненных 21-23, 27 и 29 мая 2014 г., а также в последующие годы.

Кроме селевых бассейнов, обозначенных в Кадастре [Кадастр, 2001], дополнительно, на основе данных о селепроявлениях, выделены склоновые селевые бассейны между рр. Аай-Су и Джора-Су (№ 15 и 16 на рис. 1, а), склоновые бассейны № 21 и 23 (Ташлы-Су), бассейны р. Шаудор-Су и бассейн № 19 на левом склоне долины р. Черек Безенгийский, бассейн № 25 (Бодушку-Су) между рр. Думала и Удур-Су (Гюдре-Су), участки склона с микроселями и оплывинами № 28 и 29, бассейны № 31 и 32 между рр. Сыгыйгы-Су и Шиле, участок склона № 34 и бассейны № 35 и 36 ниже р. Шиле, склоновый бассейн № 41 выше р. Чайнашки, участок оползневого склона № 46

(Саур-Су) ниже р. Курунгу-Су (Курунты), а также склоновые бассейны № 47-50 и бассейн р. Ташатамак (№ 51). Всего между рр. Баксан и Псыган-Су зафиксированы селепроявления в более 50-ти селевых бассейнах разного порядка (в том числе на участках склонов). Многочисленные следы оплывин выявлены авторами в бассейнах левых притоков р. Тызыл между рр. Ташлысырт и Кинжал на космическом снимке Канопус В1 от 04.09.2014 г. и зафиксированы В.Н. Котляровым (устное сообщение).

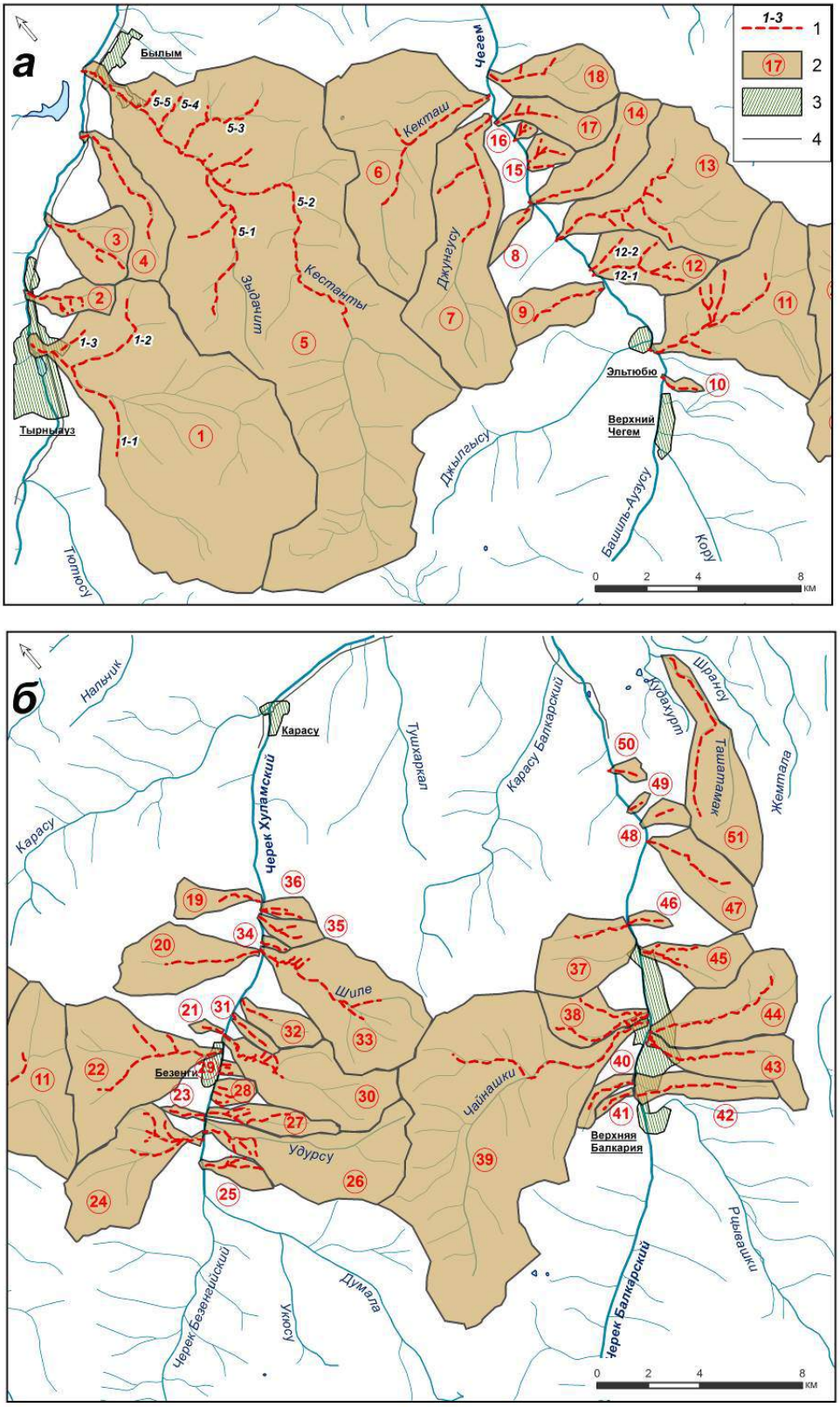


Рис. 1. Схема селепроявлений 21 мая 2014 г. в бассейнах рек Баксан, Чегем (а) и Черек (б): 1 – селевые русла и их номера, 2 – селевые бассейны и их номера, 3 – населённые пункты, 4 – реки.

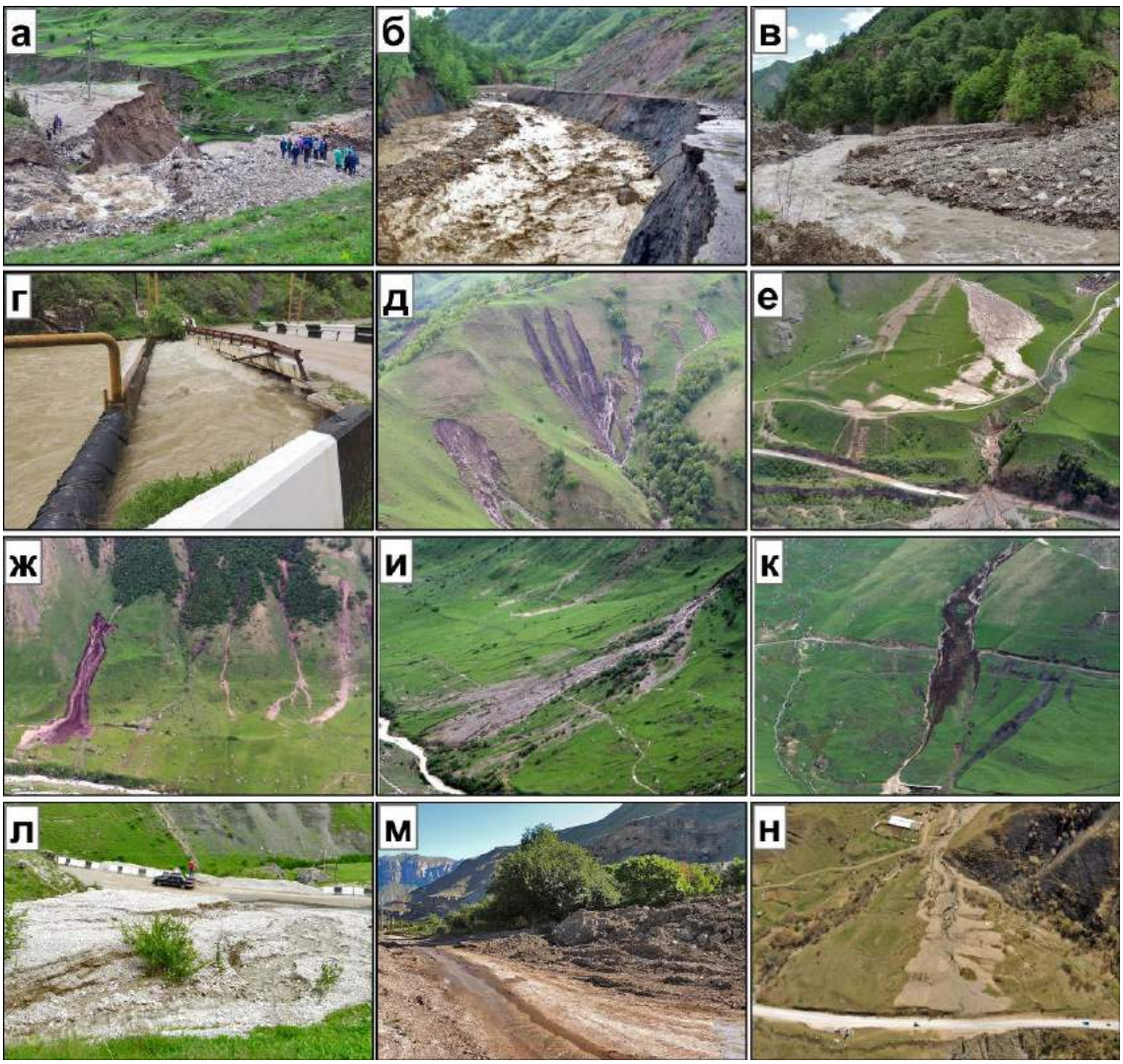


Рис. 2. Последствия схода оползней и селей 21 мая 2014 г. в бассейнах рек Черек, Чегем, Баксан:
а – разрушенный селем по р. Курунгу-Су участок дороги «Урвань – Уштулу» (фото ГУ МЧС России по КБР 21.05.2014), б – разрушенный участок дороги «Чегем II – Булунгу» ниже устья р. Быкмылгы-Су (фото ГУ МЧС России по КБР 21.05.2014), в – селевые отложения р. Быкмылгы-Су в русле р. Чегем (фото М. Докукина 29.05.2014), г – мост и газопровод на участке ниже устья р. Абардан-Су под угрозой смыва р. Чегем (фото М. Докукина 29.05.2014), д – следы оплывин на правом склоне долины р. Чегем (фото М. Докукина 22.05.2014), е – занесённый селевыми отложениями р. Шузулгу-Су участок дороги «Чегем II – Булунгу» и занесённые отложениями склонового селя сельхозугодия (фото М. Докукина 22.05.2014), ж – отложения микроселей и оплывина на правом склоне долины р. Черек Безенгийский (фото 23.05.2014), и – отложения селя р. Сыгыйгы-Су на правом берегу р. Черек Безенгийский (фото В. Ульбашева 22.05.2014), к – оползень и микросель на левом склоне долины р. Кишлык-Су, разрушившие участок горной дороги «Безенги – Булунгу» (фото В. Ульбашева 22.05.2014), л – отложения склонового селя левого притока р. Черек Безенгийский на участке автодороги «Бабугент – Безенги» (фото Е. Савернюк 27.05.2014), м – отложения селя правого притока р. Кестанты на горной автодороге «Былым – Актопрак» (фото М. Докукина 01.08.2014 г.), н – селевые отложения 25.06.2015 г. на конусе выноса р. Перюкол-Су (фото М. Докукина 15.05.2016)

Условия формирования селей и оползней

Область поражения селевыми потоками и оползнями 21 мая 2014 г. представляет собой межгорную котловину, называемую Северо-Юрской депрессией. Отличительной её особенностью является малое количество осадков, составляющее в среднем 350-550 мм в год.

Особенностью синоптической ситуации на 21 мая явился выход южного циклона с акватории юго-востока Черного моря на фоне термобарического гребня, протянувшегося от юга Каспийского моря через Дагестан на Волгоград, заток холодного воздуха с северо-запада и наличие блокирующего гребня на северной части Северного Кавказа. Как следствие этого отмечена необычная хаотичная траектория движения облаков с малыми скоростями перемещения, их слияние и натекание в ущелья. Благодаря этому, именно в начале ущелий, прорезающих Скалистый хребет, вы-

пало большое количество осадков, вызвавшее максимальное количество селепроявлений в Чегемском и Черекском ущельях (возможно больше, чем зафиксировано на метеопостах). На высоте более 2600 м осадки выпадали в твёрдом виде, что подтверждается данными аэровизуальных наблюдений.

Осадки, выпавшие 20-21 мая, составили по данным метеопоста с. Верхняя Балкария (предоставлены ФГБУ «Кабардино-Балкарский высокогорный государственный заповедник») 64 мм, что значительно превышает месячную норму. В г. Тырныауз за 19-21 мая зафиксировано 92 мм осадков (данные метеопоста КБЦГМС).

Склоны, на которых развивались оползневые процессы (см. рис. 2, д, к) трансформирующиеся в селевые потоки, в основном сложены глинистыми сланцами и песчаниками нижней и средней юры и покрыты делювиально-коллювиальным чехлом. Зона зарождения очень незначительного количества селей приходилась на склоны, сложенные протерозойскими кристаллическими сланцами и палеозойскими гранитами (р. Сукош-Су – № 2 на рис. 1, р. Жидиру-Су (Жидре-Су) № 31 и бассейн № 30, участки склонов № 28 и 29 – рис. 2, ж).

Грунтовые воды, уровень которых поднялся после дождей, постепенно стекали в ложбины на склонах, в результате чего оплывины и селевые потоки сходили и на следующий день 22 мая в солнечную погоду. На рис. 2 (фрагмент ж) в левой части фото виды следы оплывины, с площадью зоны поражения около 3 га, сошедшей 22 мая.

Последствия схода селей и оползней 21 мая 2014 г.

Самая серьёзная обстановка сложилась в Чегемском и Черекском районах в результате размыва дорожного полотна на 51 км дороги «Урвань-Уштулу» (рис. 2, а) и смыва дороги «Чегем II – Булунгу» на двух участках, протяжённостью 150 и 125 м (рис. 2, б, в) между рр. Абардан-Су и Быкмылгы-Су (рис. 1, № 13 и 14) и ниже устья р. Быкмылгы-Су, а также разрыва газопровода. Было прекращено транспортное сообщение с селениями Эль-Тюбю и Булунгу в Чегемском районе и Верхняя Балкария в Черекском районе и объявлен режим чрезвычайной ситуации.

Селевые потоки, сошедшие по рр. Абардан-Су и Быкмылгы-Су, своими отложениями объёмом до 15 и 20 тыс. м^3 подпрудили р. Чегем. Уровень воды поднялся примерно на 3-4 м и русло р. Чегем сместилось. Вследствие этого паводком по р. Чегем была срезана дорожная насыпь вместе с дорогой, а также возникла угроза смыва моста через р. Чегем (рис. 2, г).

Селевыми потоками рр. Хашха-Су, Курноят-Су и Турмет-Су (№ 42-44 на рис. 1) в Верхней Балкарии подтоплено 83 приусадебных участка, частично размыты и повреждены 3 мостовых проезда, смыто дорожное полотно на трёх улицах.

В г.п. Тырныауз нарушен канализационный коллектор, выведены из строя 3 насоса водозаборной станции, разрушен водозабор на р. Кюгенбау-Су (рис. 1, № 1, 1-2) и участок горной дороги в Герхожанском ущелье, разрушено дорожное покрытие подъездного пути к кладбищу, размыт участок горной дороги на переезде через р. Кая-Арты-Су.

В селе Былым селем по р. Кердеюк (рис. 1, № 5; рис. 2, м) были занесены приусадебные участки и перекрыта дорога «Былым-Актопрак». Эта дорога перекрывалась селевыми массами ещё на 4-х участках выше по долине р. Кестанты и в долине правого её притока (рис. 1, № 5-2, 5-3, 5-4). Селем по р. Зыдачит (рис. 1, № 5-1) разрушен водозабор, и селем по р. Кестанты частично разрушена дорога к нему.

На участках срыва, транзита и отложения оплывин и селей были повреждены сельхозугодия (сенокосы и пастбища). Активизировавшийся оползень на левом склоне долины р. Кишлык-Су, разрушивший участок горной дороги «Безенги-Булунгу, повредил около 5 га сельхозугодий и территорию кошары (рис. 2, к). Наибольшая площадь селевых отложений зафиксирована на конусе выноса р. Сыгыйгы-Су (рис. 2, и) – около 8 га. Более 3 га сельхозугодий повреждено на конусе выноса правого притока р. Чегем ниже р. Шузулгу-Су, а селем по р. Шузулгу-Су уничтожен лес на площади 0,7 га (рис. 2, е).

На многочисленных участках отложениями селей и оплывин были занесены дороги «Бабугент–Безенги» (рис. 2, л), «Безенги – альплагерь «Безенги» (рис. 1, № 19-21 и 23-24) и разрушен мост около погранзаставы, «Урвань–Уштулу» (рис. 1, № 45-47, 49-50), «Чегем II–Булунгу» (рис. 1, № 8, 10, 12) и повреждены мосты через р. Чегем и р. Абардан-Су.

В Тызыльском ущелье (на рис. 1 не показано) селевыми потоками повреждены опоры 2-х мостов в районе «Солнечный», подмыта опора водопровода и нарушено водоснабжение с.п. Кенделен.

На участках склонов бассейна р. Перюкол-Су (рис. 1, № 3), где сошли оплывины в 2014 г., после ливней 25 июня 2015 г. сформировался сель, который занёс отложениями территорию площадью более 2 га и перекрыл дорогу «Прохладный–Эльбрус» на протяжении 140 м (рис. 2, н).

В результате паводка, прошедшего по долине р. Гижгит, была частично размыта дамба, перекрывающая сток реки в сторону хвостохранилища с озером. При повторении подобных событий возможно блокирование водоотводящего тоннеля, прорыв дамбы и выход паводковых вод на участок хвостохранилища с последующим катастрофическим прорывом Гижгитского озера.

Общий ущерб от стихийных явлений в мае 2014 г., по данным Правительства КБР, составил около 1 млрд руб.

Запорожченко Э.В. Селевые потоки на северном Кавказе периода климатических изменений конца XX- начала XXI века // Труды Всероссийской научно-практической конференции « Бассейн реки Терек: проблемы регулирования, восстановления и реабилитации водных объектов. Махачкала-Пятигорск. Западно-Каспийское БВУ – ОАО Севкавгипроводхоз. 2015. С. 206-211.

Кадастр лавинно-селевой опасности Северного Кавказа. М.Ч. Залиханов ─ ред. СПб: Гидрометеоиздат. 2001. 112 с.

Кюль Е.В., Гяургиева М.М., Джаппуев Д.Р. Анализ чрезвычайной ситуации на территории Кабардино-Балкарской республики, сложившейся из-за ливневых осадков на юге России в мае 2014 года // Canadian Journal of Science, Education and Culture. 2014. Т. 2. № 1 (5). С. 162-170.

МОРЕННЫЕ ПЬЕДЕСТАЛЫ – ОЧАГИ ФОРМИРОВАНИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СЕЛЕЙ

ДОКУКИН М.Д.[1], ЧЕРНОМОРЕЦ С.С.[2], САВЕРНЮК Е.А.[2]

[1]*Высокогорный геофизический институт, Россия, 360030, Нальчик, пр. Ленина, д. 2,inrush@bk.ru*

[2]*Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1,devdorak@gmail.com, savernyuk@gmail.com*

MORAINE PEDESTALS – INITIATION ZONES OF CATASTROPHIC GLACIAL DEBRIS FLOWS

DOKUKIN M.D.[1], CHERNOMORETS S.S.[2], SAVERNYUK E.A.[2]

[1]*High-Mountain Geophysical Institute, 2 Lenin Av., Nalchik, 360030, Russia, inrush@bk.ru*

[2]*M.V. Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia, devdorak@gmail.com, savernyuk@gmail.com*

При изучении селевых катастроф, не связанных с прохождением ливней и прорывами озёр, возникают проблемы определения причин и факторовых формирования. По-разному интерпретируются процессы формирования крупных эрозионных форм (селевых врезов и воронок) в моренных массивах. Различные точки зрения на причины Иссыкской селевой катастрофы 1963 г. и формирования эрозионных воронок («оползне-селевых ниш») на моренном массиве ледника Жарсай приведены в работе [Виноградов, 1977]. Барсемская катастрофа на Памире 16 июля 2015 г. [Черноморец и др., 2015] ещё раз показала, что такие масштабные селевые процессы требуют серьёзного и углублённого изучения.

В работе [Докукин, 1988] сделан вывод о том, что крупнейшие селевые врезы образуются на моренных массивах специфической формы – пьедесталах. Однако, генезис пьедесталов, вследствие отсутствия на тот момент данных о распространении и разнообразии этих моренных форм в других горных районах, был определён не совсем верно. В настоящей работе авторы попытались раскрыть механизм формирования крупных селевых врезов на моренных массивах на основе изучения морфологии, динамики и определения генезиса моренных пьедесталов.

На рис. 1 показаны две разновидности моренных пьедесталов: долинная и конусообразная.

В первом случае (рис. 1а) ледник, стекая со склона на дно главной долины, образовал языкообразный долинный пьедестал с трапециевидным поперечным профилем (верхнее основание – 100−130 м, нижнее – до 800 м, высота – до 200 м).

Конусообразный пьедестал (рис. 1б) в основании имеет ширину до 1000 м. Относительно механизма формирования пьедесталов на основе анализа морфологии конусообразного пьедестала можно сделать вывод о том, что пьедестал формировался постепенно в результате последовательного наложения друг на друга как омертвевших окончаний ледника, так и принесённого и отложенного ледниками моренного материала.

а б

Рис. 1. Ледники на моренных пьедесталах:
а – долинный пьедестал ледника Хатунраху в районе озера Парон (Перуанские Анды, Перу), б – конусообразный пьедестал ледника, расположенного левее ледника Весм-и-Дур в верховьях р. Шингал (бассейн р. Яркенд, Каракорум, Пакистан) (фрагменты мозаики космических снимков GoogleEarth).

Таким образом, можно предположить, что внутреннее строение пьедестала представляет собой «кладку» из ледяных блоков и насыщенных льдом моренных блоков разных размеров со скрепляющим «моренным раствором». Каждая последующая подвижка (или осцилляция) ледника добавляет новый блок сверху.

Этот процесс может быть прерывистым, когда после подвижки фронтальная часть ледника омертвевает и новая порция льда натекает через какое-то, порой длительное, время поверх предыдущей порции. Пьедестал может формироваться непрерывно динамическими волнами – на замедлившую движение фронтальную часть ледника (более перегруженную обломками) натекает менее насыщенная обломками ледяная масса. На рис. 2 видно, как поток льда ледника натекает сверху на покрытый обвальными массами конец языка ледника.

Ледник Сафуна двигался по поверхности омертвевшей фронтальной части ледника и при этом выдавливал в левую сторону и вперёд лежащий под ним обвальный чехол. Таким образом, сформировалась двуслойная толща – ледник на своеобразном замороженном ледяном пьедестале, который стал шире, чем омертвевшая часть ледника до его формирования.

Дальнейшее развитие пьедестала, как многослойной льдосодержащей толщи, происходит незаметно от наших глаз и может быть оценено по данным анализа динамики на основе полевых наблюдений и дешифрирования разновременных космических снимков.

В совместной экспедиции 2009 г. по обследованию состояния селевых очагов в верховьях р. Кая-Арты-Су (левой составляющей р. Герхожан-Су) авторы зафиксировали двухфазный процесс формирования грязекаменного селевого потока в результате разжижения участка массива левобережной террасовидной береговой морены.

На рис. 3 показан участок морены до и после второй фазы формирования селевого потока.

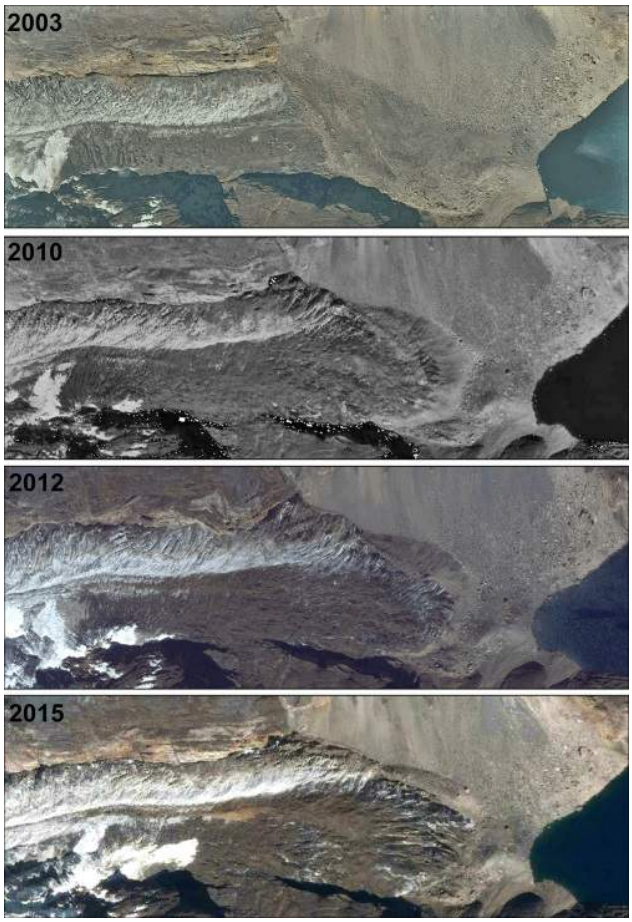


Рис. 2. Изменения во фронтальной части ледника Сафуна (Перуанские Анды, Перу) на спутниковых снимках: 08.09.2003 – QuikBird, 07.10.2010 – WorldView-1, 10.07.2012 – WorldView-2, 21.06.2015 – WorldView-2.

а б

Рис. 3. Участок оплывины в верховьях р. Кая-Арты-Су 18 (а) и 19 (б) августа 2009 г.

Разжиженная масса моренного грунта с участка шириной 45 м вытекла через узкую горловину шириной 5−8 м, образовавшуюся в первую фазу процесса. При этом за 4 часа до схода оплывины на поверхности массива не было никаких признаков разжижения или движения. Следовательно, массив грунта долгое время находился в квазижидком состоянии под слоем плотного грунта, и когда на небольшом участке переувлажнилась и потеряла устойчивость тонкая и до этого момента водонепроницаемая моренная перегородка, отделяющая массив от поверхности склона, вся масса вылилась вниз.

Пример механизма формирования оплывин в льдосодержащих моренных грунтах показывает, что в локальных ячейках моренных массивов, как в сотах, может долгое время сохраняться готовая потенциально селевая масса, которая превращается в сель после разрушения водоупорных перегородок. Разрушиться они могут в результате подрезки склона паводком как ливневого, таки гляциального генезиса.

Процесс формирования селевого вреза в балке Джаловчат ущелья Адыр-Су (бассейн р. Баксан) (рис. 4, е), продолжавшийся трое суток, наблюдал в 1940 г. П.В. Ковалёв [Ковалёв, 1957].На основе его наблюдений, а также данных сравнения снимков до и после формирования врезов в долинелевого притока р. Хазнидон [Докукин, 2008], описания схода селя в долине р. Куллумкол-Су (бассейн р. Адыр-Су)[Запорожченко, 1985], анализа морфологии и возраста конусов и полей селевой аккумуляции, прилегающих к врезам, был сделан вывод о том, что большинство крупных врезов образовалось на пьедестальных моренных массивах за один селевой процесс.

На рис. 4 показаны крупнейшие врезы, образовавшиеся в разных горных районах.

По результатам исследований можно сделать следующие выводы:

− для формирования водной составляющей селевого потока на р. Тютюн-Су с объёмом выноса более 4 млн м^3 рыхлообломочного материала из локального моренного массива площадь водосбора (около 1 км$^{2)}$ и ледника (до 0,4 км^2) слишком малы, следовательно, основной объём воды при формировании вреза был сосредоточен внутри моренного пьедестала; подобные соотношения наблюдаются у нескольких врезов, что свидетельствует о том, что для начала крупномасштабного селевого процесса необязательно наличие крупного ледника или реки с большим расходом воды, а также выпадения большого количества осадков;

− период формирования и эволюции моренного пьедестала до достижения готовности к селеформированию может занимать десятки и сотни лет (возможно и тысячи), так как формирование моренных пьедесталов с зафиксированными селевыми врезами можно отнести как к Малому ледниковому периоду (XVII-XIX вв.), так и к более ранним стадиям оледенения;

− образовавшиеся за один процесс селевые врезы в дальнейшем могут перестать быть селевыми очагами (во врезах в балке Джаловчат и в верховьях р. Тютюн-Суболее 70-ти лет не формируются сели);

− выявленные моренные пьедесталы, нетронутые селевыми процессами, можно относить к потенциально селеопасным [Докукин, 2010], а объём возможных селей можно определять исходя из параметров моренного пьедестала (чем больше пьедестал, тем крупнее возможен сель).

Исследования выполнены в рамках выполнения темы 1.1.6.2 Плана НИОКР Росгидромета и при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-00768).

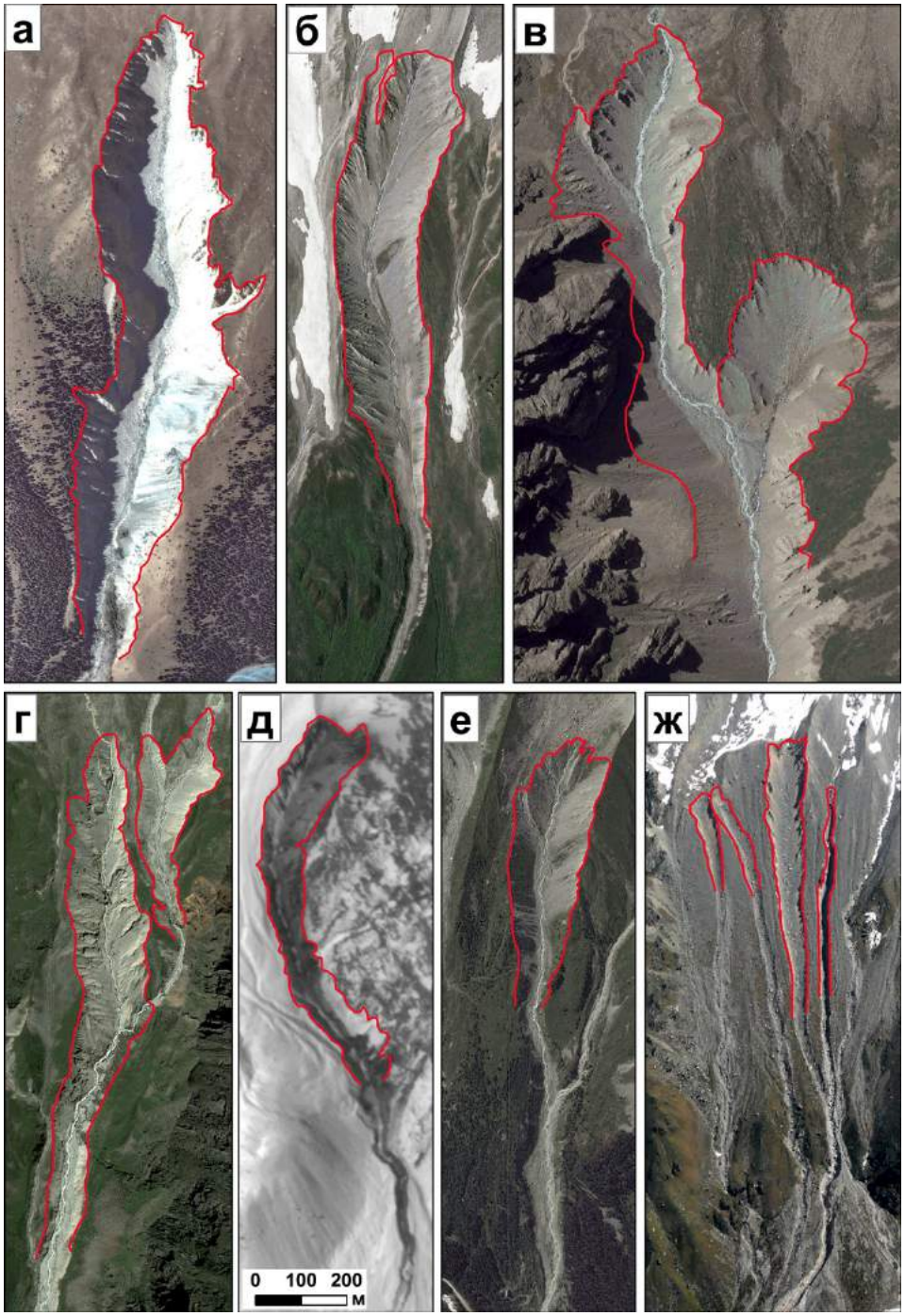


Рис. 4. Селевые врезы, образовавшиеся в моренных пьедесталах:
а – р. Акджар (правый приток р. Чонг-Ак-Суу, хр. Кунгей Алатоо, Кыргызстан, 04.09.2013 QuikBird), б –р. Тютюн-Су (левый приток р. Черек Балкарский, Центральный Кавказ, Россия, 17.08.2004 Quick Bird), в – р. Жарсай (левый приток р. Иссык, хр. Заилийский Алатау, Казахстан, 27.08.2012 WorldView-2), г – правый приток р. Сонгутидон (бассейн р. Урух, Центральный Кавказ, Россия, 26.07.2007Quik Bird), д – правый приток р. Барсемдара (правый приток р. Гунт, бассейн р. Пяндж, Памир, Таджикистан, Канопус-В1 09.03.2016), е – балка Джаловчат (левый приток р. Адыр-Су, бассейн р. Баксан, Центральный Кавказ, Россия, 31.08.2010 WorldView-2), ж – р. Куллумкол-Су (правый приток р. Адыр-Су, бассейн р. Баксан, Центральный Кавказ, Россия, вертолётный снимок М. Докукина 04.06.2012). Фрагменты снимков приведены в одном масштабе.

Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л.: Гидрометеоиздат. 1977. 155 с.

Докукин М.Д. Происхождение морен-пьедесталов – очагов формирования гляциальных селей (на примере Северного Кавказа) // Труды ВГИ. 1988. Том 73. С. 46−58.

Докукин М.Д., Багов А.М., Савернюк Е.А., Толстель С.В. О проблеме оценки селевой опасности в эпоху деградации оледенения (на примере селевого бассейна левого притока р. Хазнидон в Кабардино-Балкарии) // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Труды Международной конференции (Пятигорск, 22−29 сентября 2008 г.), Пятигорск: «Севкавгипроводхоз». 2008. С. 102−105.

Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Багов А.М. О возможности оценки потенциальной угрозы катастрофических гляциальных селей на основе изучения эволюции ледниково-моренных комплексов // «Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа». Труды II Международной научно-практической конференции.Владикавказ. 2010. С. 180-186.

Запорожченко Э.В. Необычный сель на р. Куллумкол-Су // «Метеорология и гидрология». 1985. № 12. С. 102–108.

Ковалёв П.В. Геоморфологические исследования в Центральном Кавказе (бассейн р. Баксан). Харьков: Изд-во Харьковского ун-та. 1957. 162 с.

Черноморец С., Савернюк Е., Бобов Р., Асматов Н., Мавлоназаров О., Мирмамадов Д., Пирмамадов У., Шафиев Г. Селевые потоки в долине реки Барсемдара в июле 2015 г. и подпрудное озеро Барсемкуль на реке Гунт (Горно-Бадахшанская автономная область, Таджикистан) // Международная научно-практическая конференция "Вторые Виноградовские Чтения. Искусство гидрологии" (18−22 ноября 2015 г.).СПб.: СПбГУ. С. 261−264.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ СЕЛЕФОРМИРОВАНИЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

ЕРОХИН С.А., ЗАГИНАЕВ В.В.

Институт водных проблем и гидроэнергетики Национальной академии наук Кыргызской Республики. 720033, Кыргызстан, Бишкек, ул. Фрунзе, 533. erochin@list.ru

GEOLOGICAL FACTORS IN DEBRIS FLOW FORMATION ON NORTHERN TIAN-SHAN

S. EROKHIN, V. ZAGINAEV

Institute of water problems and hydropower, National Academy of Science, 533, Frunze Street 720033, Bishkek, Kyrgyzstan. erochin@list.ru

Формирование и развитие селевых процессов происходит при определенных условиях, складывающихся в горной долине под действием ряда факторов, которые разделяются на гидрологические и геологические. Первые определяют формирование водной составляющей селевого потока, от вторых зависит насыщение водного потока грубообломочным материалам, и его трансформация в поток селевой.

Под действием геологических факторов в горной долине формируются условия трансформации водного потока в селевой. Из многообразия геологических факторов выделяются главные: 1) морфологический; 2) литологический; 3) генетический; 4) гидрогеологический; 5)стратиграфический; 6) тектонический. Этот ряд может быть продолжен, но цель данной работе не перечислить все разнообразие геологических факторов, а раскрыть механизм действия главных из них. При этом важно оценить роль каждого фактора в процессе селеформирования.

1. Морфологический фактор отражает влияние на этот процесс продольного и поперечного профиля днища горной долины, в которой образуется селевой поток. Установлено, в том числе и нашими исследованиями, что степень насыщения водного потока обломочным материалом зависит от уклона селевого русла: чем больше уклон, тем выше весовая концентрация обломочного материала в селевой смеси, при условии, что в нем имеется достаточное количество этого обломочного материала, так называемого ПСМ (потенциального селевого материала).

Степень насыщения водного потока рыхлообломочным материалом в зависимости от уклона днища селеформирующей долины были охарактеризованы и количественно оценены известными учеными Т. Такахаши, Р. Багнольдом и Ю.Б. Виноградовым [Виноградов, 1977, 1980; Степанов, 1985]. По результатам своих исследований они вывели формулу, получившую название уравнение Такахаши-Багнольда [Степанов, 1985]. Преобразованное относительно параметра $C_т$, где $C_т$ – это

весовая концентрация обломочного материала в селевой смеси, это уравнение выглядит следующим образом:

$$C_T = \frac{\rho_o \cdot tg\alpha}{(\rho_T - \rho_o)(tg\varphi - tg\alpha)} \quad (1)$$

• где: ρ_0 и ρ_T плотность воды и твердой составляющей селевой массы; для практических расчетов можно принять ρ_0 =1,0 г/см^3; ρ_T =2,65 г/см^3;

• φ – угол внутреннего трения рыхлообломочных отложений под водой;

• ά – угол наклона днища долины или селевого очага.

Согласно формулы Такахаши-Багнольда (1) селеформирующая активность отложений характеризуется параметром C_T, который зависит от величины угла внутреннего трения φ. Чем больше значение φ, тем больше возможность насыщения водного потока обломочным материалом. Угол φ, в свою очередь зависит от состава селеформирующих отложений.

2. Литологический фактор определяет влияние состава рыхлообломочных отложений на возможность их участия в селеформировании.

При своем движении вниз по долине вода прорывного потока проникает в рыхлообломочные породы, слагающие борта и днище долины, насыщает их и вовлекает в движение. При этом концентрация твердого обломочного материала в потоке возрастает, плотность потока увеличивается. По мере насыщения прорывного потока обломочным материалом увеличивается его плотность, от которой зависит структура и динамика потока. На первом этапе селеформирования насыщение еще не значительно, его плотность увеличивается только до 1,4 кг/дм^3. Такой поток по своим свойствам относится к наносоводным. На втором этапе насыщения плотность возрастает до 1,8 кг/дм^3 и поток становится грязевым. На третьем этапе плотность может увеличиться до 2,5 кг/дм^3 и поток переходит в грязекаменный, обладающий огромной разрушительной силой. В таком потоке глыбы диаметром до 5-6 м плывут как легкие деревяшки.

Известный исследователь селеформирующих грунтов В.Н. Вардугин [1977] установил, что присутствие в отложениях глинисто-пылеватых фракций даже в небольших количествах (1-2 %) придает этим отложениям специфические свойства связных отложений, например, способность переходить в текучее состояние и двигаться однородной массой при определенной степени увлажнения и на уклонах, превышающих угол внутреннего трения селевой массы. Поэтому глинисто-пылеватая часть отложений в наибольшей мере отражает возможность их участия в селеформировании.

Для оценки влияния пылеватых и глинистых частиц на величину угла внутреннего трения отложений – φ, нами были проведены полевые исследования по определению угла внутреннего трения мелкозема под водой в 14-ти горных долинах северного склона Киргизского хребта. Мелкоземом считаются частицы размером менее 10 мм, составляющие заполнитель грубообломочной части селевых отложений. Из мелкозема формируется селевая суспензия, в которой как в тяжелой жидкости могут плавать каменные глыбы. В составе мелкозема выделялись песчаные частицы размером от 2 до 0,1 мм, пылеватые и глинистые частицы, размером менее 0,1 мм.

В результате полевых исследований были получены следующие данные.

Таблица 1

№ п/п	Стратиграфо-генетический комплекс	Число проб	Среднее содержание пылеватых и глинистых частиц, %	Среднее значение угла внутреннего трения, град.	Возможная концентрация селевых потоков	Плотность селевых потоков, г/см^3
1	2	3	4	5	6	7
1	аллювий Q_{IV}	30	4.7	34	0.41	1.68
2	аллювий Q_{III}	30	8.9	29	0.58	1.96
3	аллюво-пролювий Q_{IV}	36	5.8	32	0.47	1.78
4	аллюво-пролювий Q_{III}	30	4.6	34	0.41	1.68
5	коллювий Q_{IV}	50	6.9	30	0.53	1.87
6	делювий Q_{IV}	38	5.8	32	0.47	1.78
7	гляциальный Q_{IV}	60	9.4	28	0.63	2.04
8	гляциальный Q_{III}	30	24.1	24	0.91	2.50
9	гляциальный Q_{II}	30	23.9	24	0.91	2.50
10	коллювиально-гляциальный Q_{IV}	30	8.5	29	0.58	1.96
11	пролювиальный Q_{III-IV}	30	15.8	25	0.82	2.35

Из анализа данных табл. 1 следует два вывода, характеризующие влияние состава рыхлообломочных отложений на возможность их участия в селеформировании.

1) величина угла внутреннего трения мелкозема селеформирующих отложений зависит от содержания пылеватых и глинистых частиц (рис. 1);

2) плотность селевой суспензии зависит от содержания частиц диаметром менее 0,1мм (рис. 2).

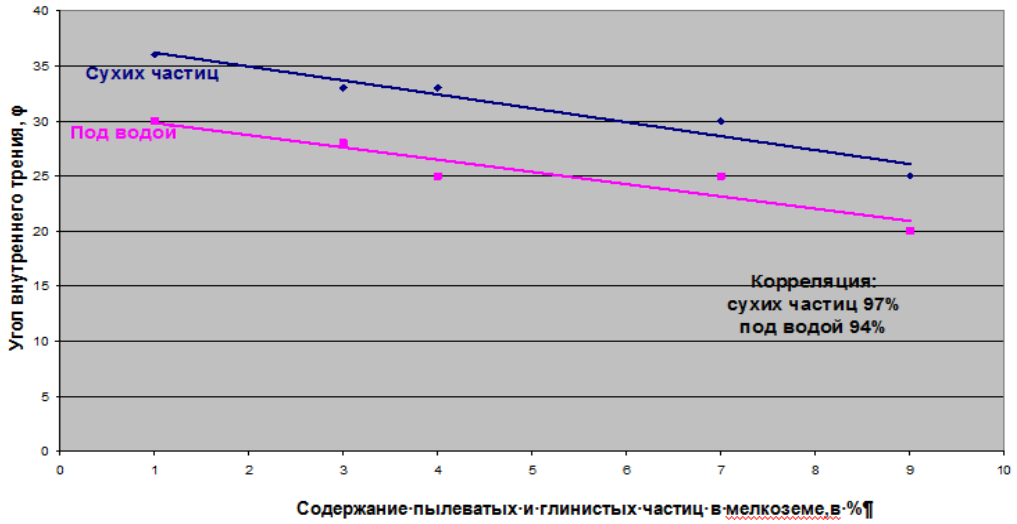


Рис. 1. График зависимости угла внутреннего трения мелкозема селеформирующих отложений от содержания пылеватых и глинистых частиц.

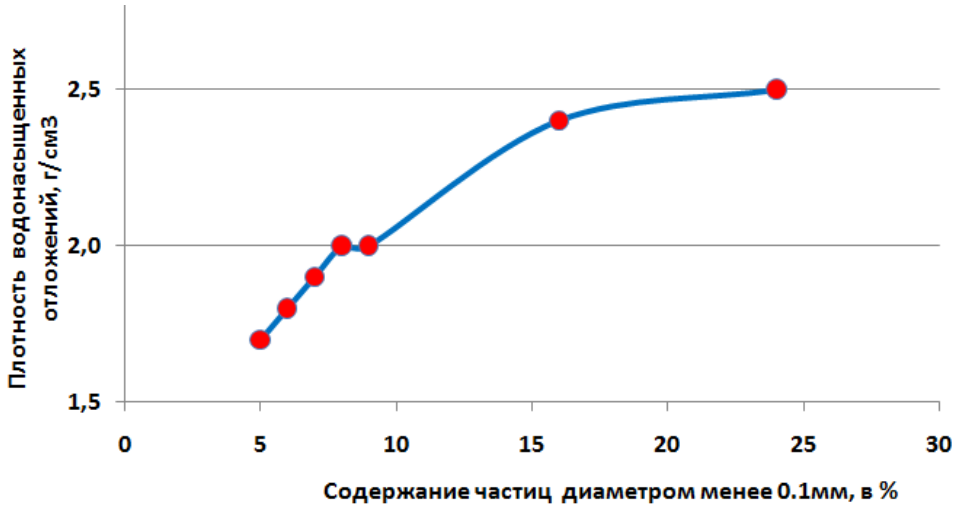


Рис. 2. График зависимости плотности селевой суспензии от содержания частиц диаметром менее 0,1мм.

Графики на рисунках 1 и 2 подтверждают вывод о том, что селевая активность отложений во многом зависит от содержания в их мелкоземе пылеватых и глинистых частиц.

При значительном содержании глинистых частиц плотность селевого потока не превышает 1,4 кг/дм^3. Поэтому поток сохраняет свои жидко-текучие свойства и называется водно-грязевым. Такие потоки характерны для зоны предгорий и небольших межгорных впадин, сложенных палеоген-неогеновыми отложениями. В горной зоне образуются грязекаменные селевые потоки высокой плотности 2,2-2,4 кг/дм^3. Они обладают свойствами вязко-текучей жидкости с большой разрушительной силой. Движение их волнообразно. Каждая волна – это активная фаза в динамике селевого потока. Промежутки между волнами – это пассивная фаза. Она связана с приостановкой движения селевого потока из-за его перенасыщения обломочным материалом. В этой фазе плотность селевой массы достигает плотности твердого тела – 2,5-2,6 кг/дм^3. Необходимо разжижение этой массы, снижение её плотности новыми порциями воды. Тогда она снова сможет двигаться. Если вода поступает, то движение селя продолжается в виде новой волны. Если новые порции воды из верхних участков долины перестают поступать, то селевой поток останавливается.

Зависимость селеформирующей активности рыхлообломочных отложений от содержания в них пылеватых и глинистых частиц имеет определенные границы. Как показывают наблюдения за селевыми потоками в горных долинах Тянь-Шаня, селеформирующая активность отложений по мере увеличения содержания в них пылеватых и глинистых частиц возрастает до какого-то предела, за которым она начинает уменьшаться. При значительном (возможно более 30 %, см. рис. 2) содержании в составе мелкозема глинистых и пылеватых частиц отложения не могут формировать селевые потоки. Наиболее ярким примером этого свойства рыхлообломочных отложений является отсутствие селевых потоков на площадях развития палеоген-неогеновых пород. При выветривании и разрушении этих пород образуются рыхлообломочные отложения со значительным содержанием глинистых и пылеватых частиц, которые формируют только наносоводные потоки плотностью до 1,4 г/см^3. Разрез палеоген-неогеновых пород венчают грубообломочные отложения, так называемой шарпылдакской свиты, верхнего плиоцена нижнего плейстоцена. Содержание пылеватых и глинистых частиц в составе мелкозема отложений этой свиты находится в границах селеформирования, поэтому на площади развития шарпылдакских отложений наблюдаются следы прохождения типичных селевых потоков, грязевых и грязе-каменных.

С другой стороны, если количество пылеватых и глинистых частиц в составе мелкозема отложений будет незначительным, меньше нижней границы селеформирования, то селеформирующая активность этих отложений резко уменьшается. Поэтому грубообломочные отложения коллювиального типа, «каменных потоков» или «курумов» в селеформировании почти не участвуют. Если селевой поток встречает на своем пути «курум», он упирается в него как в плотину, отклоняется к противоположному борту долины, а затем огибает его в своем дальнейшем движении.

3. *Гидрогеологический фактор.* Из табл. 1 следует одно важное заключение: насыщение прорывного потока твердым материалом до максимальной концентрации 0,91 увеличивает его расход, но незначительно, максимум в 1,91 раза. Реальные же расходы селевых потоков превышают прорывные в десятки раз. В табл. 2 приведены расходы прорывных и селевых потоков, образовавшихся при прорывах озер с 1952 по 2013 гг.

Данные табл. 2 показывают, что после трансформации расход прорывного потока увеличивается от 2,5 до 20 раз. Если исходить из простого насыщения прорывного потока твердым материалом, то расход может увеличиться только в 1,91 раза, а затем произойдет перенасыщение потока и он остановится. Но этого в реальности не происходит. Поток не останавливается, а получает новые порции воды, которые снова и снова насыщают обломочный материал до вязко-текучей подвижности. Пассивная фаза перенасыщения потока обломочным материалом и его временной остановки сменяется активной фазой водонасыщения и течения вниз по долине. При этом расход потока увеличивается многократно, как за счет притока новых объемов поверхностных и подземных вод, так и вовлечения в движения новых масс рыхлообломочного материала. Степень увеличения расхода селевого потока зависит от способности селеформирующих отложений насыщаться водой и удерживать её.

Способность насыщения селеформирующих отложений оценивается коэффициентом фильтрации, а возможность удержать воду – их влагоемкостью. Для оценки этих двух параметров нами были проведены полевые и лабораторные испытания различных типов селеформирующих отложений (табл. 3).

Коэффициент фильтрации ($К_ф$) определялся нами наливами в шурфы глубиной 0,3-0,5 м (глубина зависела от мощности почвенно-растительного слоя) по методу Н.С. Нестерова [Инструкции…, 1976; Справочник…, 1972]. Расчет производился по формуле:

$К_ф$=QZ/F(Z+H) (2)

- где Q-установившийся расход воды, дм^3/сек; Z-глубина просачивания от дна шурфа, дм; F-площадь внутреннего кольца, дм^2; H-высота столба воды в кольце, дм. Всего выполнено 72 налива.

Влагоемкость (W) определялась в лаборатории Госгеолагентства КР. Всего было сделано 180 анализов проб селеформирующих отложений.

Роль гидрогеологических факторов в селеформировани можно оценить по степени зависимости плотности селеформирующих отложений от их коэффициента фильтрации $К_ф$ (рис. 3) и их влагоемкости W (рис. 4).

Из графиков на рисунках 3 и 4 следует 2 вывода:

1) чем выше коэффициент фильтрации, тем менее предрасположены отложения к селеформированию (рис. 3);

Таблица 2

Расходы прорывных и селевых потоков при прорывах озер Кыргызстана

№ по каталогу	Название озера	Речной бассейн	Тип озера	Год и месяц прорыва	Расход прорывного потока, $м^3/с$	Расход селевого потока, $м^3/с$
И-30	Кичине-Кызылсу	Кичи-Кызылсу	морено-ледн.	1952 август	45	200
Ч-12	Теке-Тор	Туюк-Иссык-Атинский	морено-ледн.	1952 август	40-50	500
Ч-12	Теке-Тор	Туюк-Иссык-Атинский	морено-ледн.	1978 август	30	300
Ч-8	Тез-Тор	Ала-Арча	морено-ледн.	1953 июнь	50	400
Ч-8	Тез-Тор	Ала-Арча	морено-ледн.	1988 август	10	50
Ч-8	Тез-Тор	Ала-Арча	морено-ледн.	2005	10	40
Ч-40	Ак-Сай	Ала-Арча	ледник.	1960 июль	20-30	400
Ч-40	Ак-Сай	Ала-Арча	ледник.	1966 июнь	20-30	400
Ч-40	Ак-Сай	Ала-Арча	ледник.	1968 июль	30-40	800
Ч-40	Ак-Сай	Ала-Арча	ледник.	1970 июль	10-20	150
Ч-40	Ак-Сай	Ала-Арча	ледник.	1980 август	5-10	45
	Яшиль-Куль	Исфайрамсай	завальное	1966 июнь	1000	5000
И-29	Чон-Кызылсу	Чон-Кызылсу	морено-ледн.	1966 октябрь	60	150
Ч-3	Иша	Аксу-Чуйское	морено-ледн.	1968 июль	20	100
Ч-10	Топ-Карагай	Ала-Арча	морено-ледн.	1974	10	50
Ч-10	Топ-Карагай	Ала-Арча	морено-ледн.	1993 август	5-8	30
И-1	Чоктал-1	Чоктал	морено-ледн.	1978 сентябрь	30	400
Ч-4	Кейды-Кучкач	**Сокулук**	морено-ледн.	1983 август	50	500
И-10	Суюк-Тор	Джеруй-Ак-Сай	морено-ледн.	1985	20	300
Н-14	Бузулгансу	Шамси-Кочкорское	ледниковое	1987 июль	10	100
Т-3	Джалпактор	Чирканак-Таласский	морено-ледн.	1993 август	20	400
Т-3	Джалпактор	Чирканак-Таласский	морено-ледн.	1997 июль	30	500
Ч-13	Ат-Джайлоо	Кегеты	морено-ледн.	1997 июнь	10	60
О-20	Аллаудин	Шахимардан	термокарст.	1998 июль	30	300
И-2	Чоктал-2	Чоктал	морено-ледн.	1999 сентябрь	15	80
И-166	Зындан	Тон	морено-ледн.	2008 июль	25	500
Ч-55	Такыртор	Нооруз	морено-ледн.	2009 июнь	20	400
Ч-9	Тез-Тор	Ала-Арча	морено-ледн.	2012 июль	20	300
И-181	Четынды-Джеруй	Джеруй-Ак-Сай	морено-ледн.	2013 июль	15-20	250

Таблица 3

Стратиграфо-генетический комплекс	Плотность селевых потоков, $кг/дм^3$	Среднее содержание пылеватых и глинистых частиц, %	Средний коэффициент фильтрации, м/сут $К_ф$	Влагоемкость, W, %
аллювий Q_{IV}	1,68	4,7	5,9	5,8
аллювий Q_{III}	1,96	8,9	5,0	9,1
аллюво-пролювий Q_{IV}	1,78	5,8	5,7	6,9
аллюво-пролювий Q_{III}	1,68	4,6	6,0	5,8
коллювий Q_{IV}	1,87	6,9	5,4	7,6
делювий Q_{IV}	1,78	5,8	5,7	6,9
гляциальный Q_{IV}	2,04	9,4	4,9	9,4
гляциальный Q_{III}	2,50	24,1	2,2	13,3
гляциальный Q_{II}	2,50	23,9	2,1	13,1
коллювиально-гляциальный Q_{IV}	1,96	8,5	5,1	8,7
пролювиальный Q_{III-IV}	2,35	15,8	2,7	9,5

2) чем больше влагоемкость селеформирующих отложений, тем больше плотность формируемых ими селевых потоков (рис. 4). При этом значение плотности селеформирующих отложений больше зависит от содержания в них частиц размером 2-3,25 мм, чем частиц размером менее 2 мм. Этот вывод следует из сравнения коэффициентов корреляции графиков, приведенных на рисунках 5 и 6.

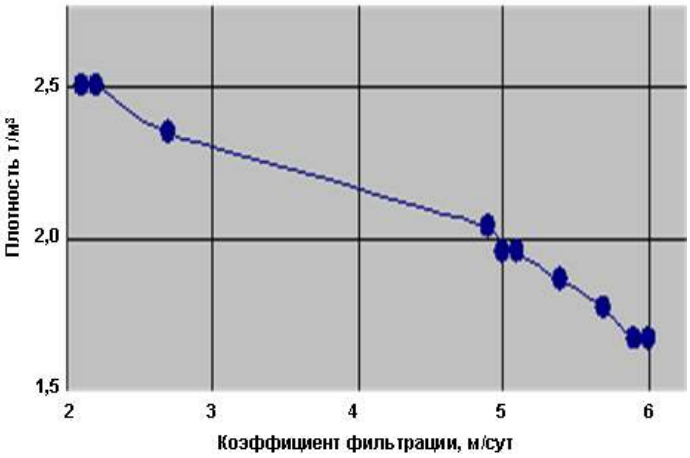


Рис. 3. График зависимости плотности селей от коэффициента фильтрации селеформирующих отложений.

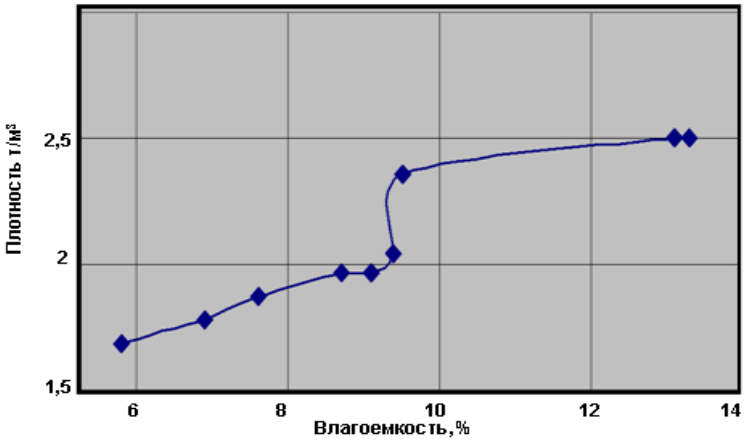


Рис. 4. График зависимости плотности селей от влагоемкости селеформирующих отложений.

4. Генетический фактор характеризует предрасположенность рыхлообломочных отложений различного генезиса к селеформированию. Так, в процессе полевых испытаний выяснилось, что генетически различные отложения насыщают водный поток обломочным материалом не одинаково: наиболее высокая степень насыщения наблюдается в селевых потоках, размывающих гляциальные отложения морен. Напротив, степень насыщения селевых потоков, размывающих аллювиальные отложения значительно ниже (см. табл. 1). Соответствует концентрации и плотность селевых потоков. Селевые потоки высокой плотности могут сформироваться из гляциальных или пролювиальных отложений, но не из аллювиальных.

Причиной не одинаковой предрасположенности генетически разных отложений к селеформированию является их литологический состав. В гляциальных или пролювиальных отложениях содержится больше пылеватых и глинистых частиц, чем в аллювиальных отложениях, из которых эти частицы вымываются постоянно действующими речными потоками.

5. Стратиграфический фактор. Селеформирующая активность рыхлообломочных отложений зависит, в какой-то мере, от их возраста. Данные таблицы 1 показывают, что современные аллювиальные и гляциальные отложения менее предрасположены к селеформированию, чем плейстоценовые отложения такого же генезиса. Причиной этой некоторой пассивности современных отложений в селеформировании является их состав. В более древних отложениях содержится больше песчаных и глинистых частиц в составе мелкозема (см. табл. 1).

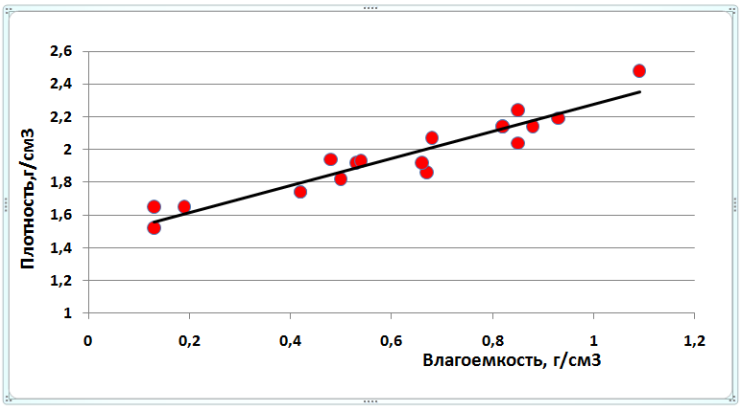


Рис. 5. График зависимости плотности мелкозема селеформирующих отложений с размером частиц 2-3,25 мм от влагоемкости. Корреляция 0,95.

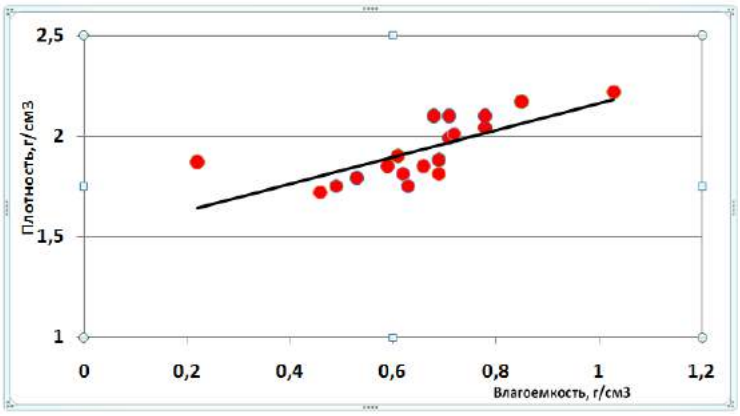


Рис. 6. График зависимости плотности мелкозема селеформирующих отложений с размером частиц диаметром менее 2 мм от влагоемкости. Корреляция 0,73.

6. Тектонический фактор влияет на процесс селеформирования по трем направлениям: 1) обуславливает образование тектонических ступеней и тем самым формирует уклон долины; 2) способствует разрушению горных пород в зонах трещиноватости тектонических разломов и преобразованию скальных пород в рыхлообломочные; 3) способствует обводнению рыхлообломочных пород подземными водами зон тектонических разломов.

В соответствии с положением «Руководства селестоковыми станциями и гидрографическими партиями» [1990] горные паводковые потоки по своей плотности разделяются на следующие типы: 1) наносоводные – плотностью от 1100 кг/м^3 до 1400 кг/м^3; 2) грязевые – плотностью от 1,4 до 1,8 кг/дм^3; 3) грязекаменные – плотностью от 1,8 до 2,5 кг/дм^3. Тектонический фактор определяет зону формирования каждого типа селевых потоков: 1) в горной зоне развиваются грязекаменные потоки; 2) в предгорной зоне образуются наносоводные потоки; 3) грязевые потоки чаще всего формируются в среднегорной и низкогорной зонах и реже в предгорной.

Тектонический фактор является решающим в формировании селевых очагов. Селевой очаг – это участок горной долины, в котором сложились условия благоприятные для селеформирования. Под действием тектонических движений на определенном участке горной долины увеличивается уклон. Если он превышает критическое значение, то под действием остальных геологических факторов складываются условия, при которых может происходить трансформация водного потока в селевой.

Морфологически селевые очаги представляют собой узкие и глубокие горные ущелья с крутыми высокими бортами, чаще сложенными рыхлообломочным неустойчивым к размыву материалом, или реже скальными породами (рис. 7). Днища ущелий завалены рыхлообломочным склоновым материалом, а также обломками, принесенными с верхних участков долины. Уклон днища изменяется в широких пределах от 5-10^0 до 30-35^0. Длина селевых очагов изменяется от нескольких сотен метров до первых километров, высота бортов от нескольких десятков до первых сотен метров.

Особую форму имеют селевые очаги, образованные на склонах уступов моренно-ледниковых комплексов (рис. 8). Это, так называемые, селевые овраги, или селевые врезы, глубокие с крутыми бортами и V-образным поперечным профилем.

Главная опасность селевых очагов состоит в следующем:

1) они трансформируют водный поток в селевой, тем самым значительно увеличивают его разрушительную мощность;

2) они многократно увеличивают расход потоков и этим резко расширяют границы зоны поражения.

Рис. 7. Селевой очаг Теке-Тор в долине реки Ала-Арча на северном склоне Киргизского хребта.

Рис. 8. Селевой овраг сформировался на склоне уступа моренно-ледникового комплекса, спадающего с левого борта долины реки Чон-Аксу, на южном склоне хребта Кунгей – Алатау.

По степени увеличения расхода водного потока после его трансформации в селевой можно судить о мощности селевого очага, которую можно оценивать одним или несколькими критериями, базирующимися на геологических факторах селеформирования. Разработка таких критериев является основной задачей следующего этапа работы по изучению природных условий, обуславливающих образование селевых потоков.

Виноградов Ю.Б. Гляциальные селевые паводки и селевые потоки. – Л.: Гидрометеоиздат.1977. 155 с.

Виноградов Ю.Б. Этюды о селевых потоках. – Л.: Гидрометеоиздат. 1980. 144 с.

Степанов Б.С. Транспортно-сдвиговый и сдвигово-эрозионный селевой процессы. Селевые потоки. Сб. 9. – М.: Гидрометеоиздат, 1985. С. 3-16.

Вардугин В.Н. Гранулометрический состав рыхлообломочных пород в селевых очагах и на конусах выноса. Селевые потоки. Сб. 2. – М.: Гидрометеоиздат, 1977. С. 94-107.

Инструкции по определению расчетных характеристик дождевых селей ВСМ 03-76. под редакцией А.И. Чеботарева, И.И. Херхеулидзе и Б.И. Серник. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 27 с.

Справочник по гидравлическим расчетам. Под редакцией П.Г. Кисилева. – М.: Энергия, 1972. 312 с.

Руководство селестоковым станциям и гидрографическим партиям. – М.: Гидрометеоиздат, 1990. – 198 с.

ИНЖЕНЕРНАЯ ЗАЩИТА Г.АШХАБАДА ОТ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ КОПЕТДАГА

ЗАПОРОЖЧЕНКО Э.В. [1], ПАДНЯ А.М.[1], ПЕТРОВ А.В.[2]
[1]*ОАО «Севкавгипроводхоз», Россия, 357500, Пятигорск, пр. Кирова, 78, skgvh@skgvh.ru*
[2]*Компания «Возрождение», Туркменистан, 744035, Ашхабад, ул. А.Ниязова, 4, a.petrov@tm.vozr.ru*

ENGINEERING PROTECTION OF THE CITY OF ASHGABAT FROM THE KOPET DAGH DEBRIS FLOWS

ZAPOROZHCHENKO E.V.[1], PADNYA A.M.[1], PETROV A.V.[2]
[1] OJSC Sevkavgiprovodhoz, Pr. Kirova, 78, Pyatigorsk, Russian Federation, 357500, skgvh@skgvh.ru
[2] VOZROZHDENIYE, A.Niyazov, Str. 4, Ashgabat, Turkmenistan, 744035, a.petrov@tm.vozr.ru

Располагающийся у подножий северных склонов Копетдагской горной системы г.Ашхабад неоднократно подвергался атакам сходящих селевых потоков. В черте города с 1888 г. разрушительные сели появлялись не менее 18 раз с периодичностью в 15-25 лет. Последний катастрофический случай относится к весне 1972 г., а последнее внедрение потока в инфраструктуру города – в 1997 г. (рис. 1). Скорость потока селя 1972 г., достигала 3 м/с, расход 240м^3/с, в город были принесены валуны диаметрам до 1 м, последствия оказались удручающими.

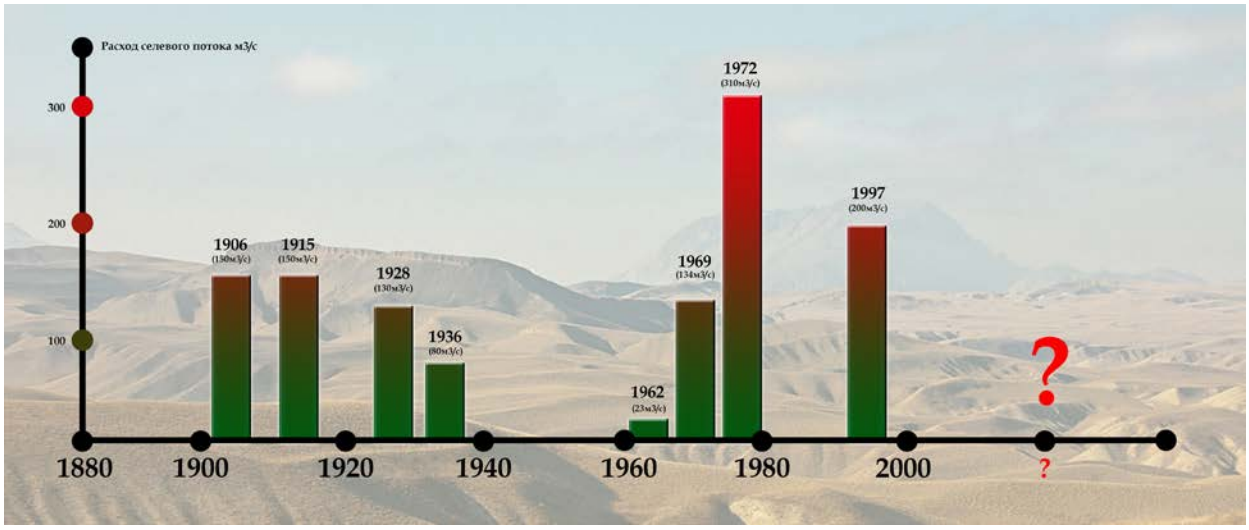


Рис. 1. Повторяемость селевых потоков на южной границе г. Ашхабад.

Ныне Ашхабад – практически новый мегаполис, подвигающий свои южные границы к основанию предгорных склонов, застроенный и застраиваемый высотными зданиями, окруженными современной инфраструктурной сетью. Однако беломраморные общественные и жилые здания и постройки, скверы и фонтаны находятся под угрозой крупной катастрофы при неизбежном сходе очередных селевых потоков (рис. 2), ибо заложены без учета этого обстоятельства. Построенный в 1976 г., селеотводящий канал по назначению не функционирует, будучи превращенным в декоративный парковый.

Региональной особенностью селей северного Копетдагского склона (на фоне сейсмичности в 9-9,5 баллов) является их не высокая плотность (1,2-1,5 т/м^3) и водокаменный характер, сравнительная легкая отдача водной составляющей. Сходят они во время ливней по сухим, большую часть года, трактам (логам). К южным границам города подходит 12 селеактивных очагов-логов с общим объемом селевого стока ~ в 12,5млн м^3.

Учитывая сложившуюся к 2016 г. градостроительную ситуацию, рельефные и гидрологические условия, оптимальной схемой инженерной защиты города от селей является их прием с этих 12 логов в 8 селехранилищах суммарного расчетного объема в 11 млнм^3. Для создания необходимых емкостей чаши селехранилищ образуются выемкой грунта из ложа и бортов логов с использованием его в насыпи плотин. Дополнительного отвода земель под карьеры не потребуется.

Рис. 2. Последствия схода селевых потоков.

Инженерно-геологический разрез в намеченных створах плотин и их донных частей – по преимуществу пролювиальные раздельнозернистые гравийные и галечниковые отложения с супесчато-суглинистым заполнителем до 30-50 %, с содержанием валунов до 10-30 %, с прослоями гравелистых супесей, мощностью до нескольких сот метров и уровнем подземных вод от 25-30 до70-80 м.

Расходы селевых потоков в створах плотин в зависимости от площади водосбросов изменяются от 366 до 30 м^3/с (1 % обеспеченность), объемы – от 1500 до 50 тыс. м^3. При прохождении по водотокам селевых потоков повторяемостью в среднем в 20 лет и обеспеченностью 1-5 % при отсутствии селезащиты, затопление и занесение наносами будет испытывать на 25-30 % территории города.

Предлагаемая Схема защиты с перехватом селевого стока системой селехранилищ предусматривает последующий отвод водной составляющей селевых масс по каналам в существующую в городе сеть водотоков (рис. 3). Вода через башенный водовыпуск с прорезью шириной 25 см сбрасывается в нижний бьеф по сооружению 1,5 м х 2,0 м. с возрастающими расходомами от 0 до 4,0 м^3/с и временем опорожнения по различным объектам от 2 до 15 суток (рис. 4). Далее вода транспортируется по частично новыми, но в основном существующим каналам в железобетонной облицовке. Селехранилища после высыхания очищаются (при необходимости) от твердого стока.

Напоры на плотины – 10-12 м. В их нижних бьефах устраивается упорная призма из камня с обсыпкой по контакту с откосом, выполняющей дренажные функции. Фильтрационные воды будут удаляться отводящим каналом с креплением биоматами. Водовыпуск – без затворов: для пропуска в нижний бьеф как бытового стока по логам с учетом трансформации в селехранилище, так и водной составляющей селевых отложений. Расчетный расход принят из условия освобождения от гравитационных вод селевых масс в течение ~5 суток, что согласуется с периодичностью выпадения осадков по логам, обеспечивает прием очередного поверхностного стока и, в то же время, формирует объем водной составляющей нижнего бьефа, не превышающий транспортирующих возможностей имеющихся в черте города.

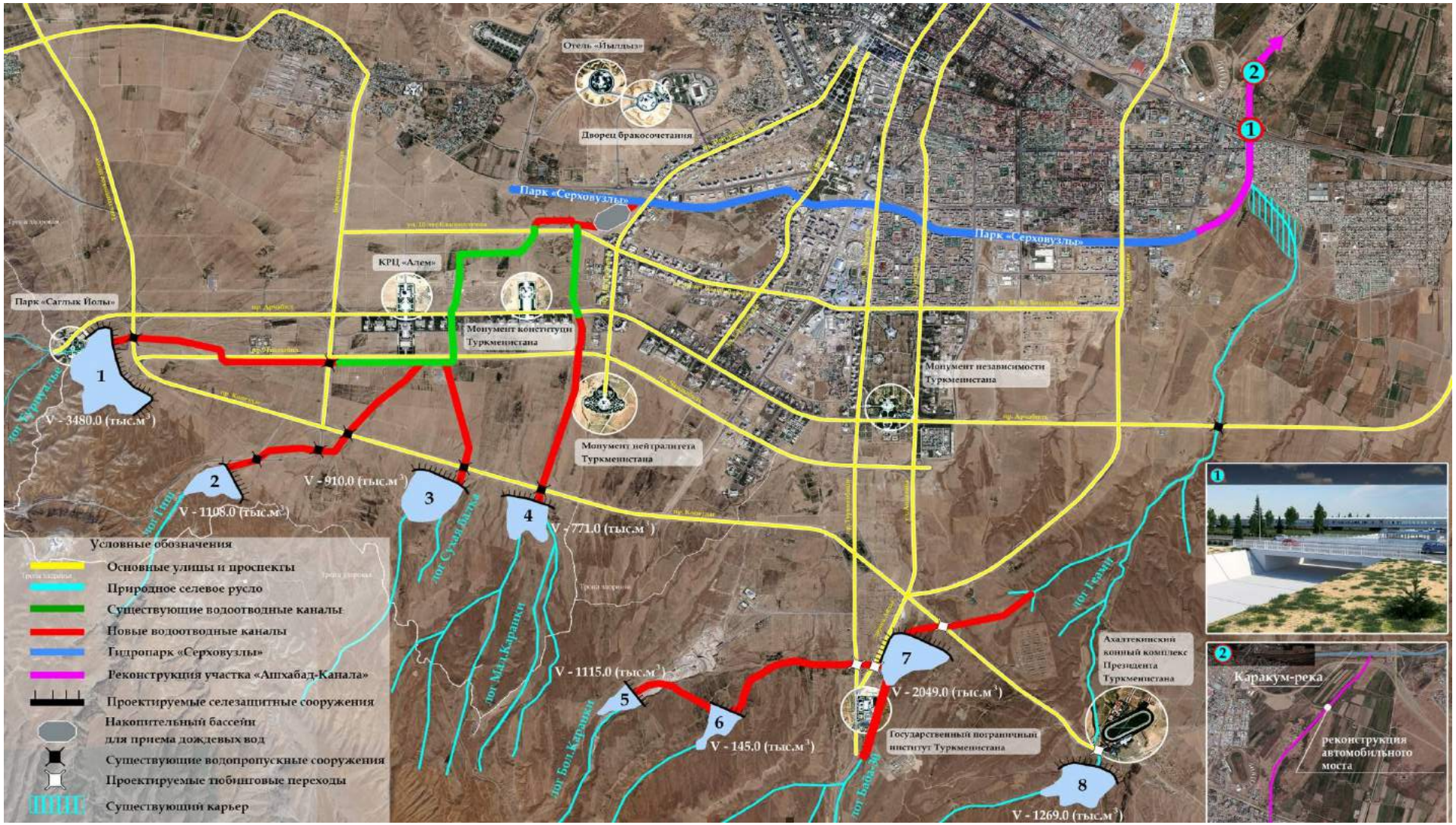


Рис. 3. Концепция инженерной защиты г. Ашхабад.

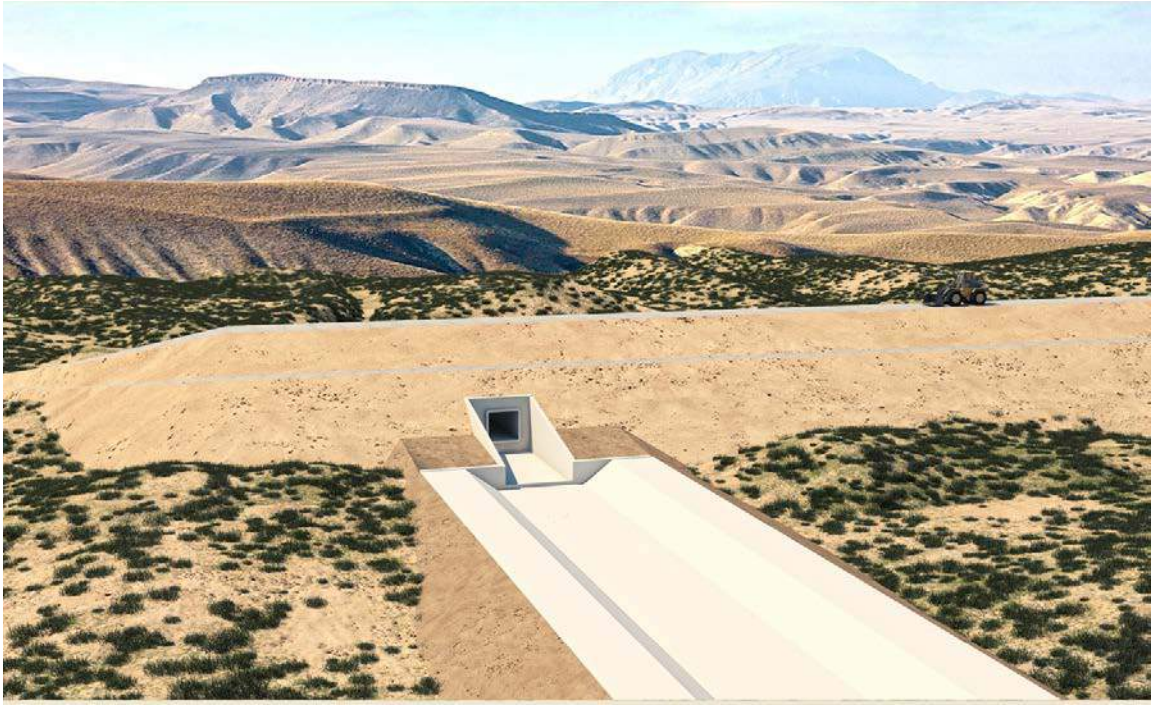


Рис. 4. Селезащитное сооружение (вид с нижнего бьефа).

Избыток гравийно-галечникового материала выемок в логах селехранилищ будет использован для общестроительных нужд.

Сеть отводящих от селехранилищ каналов будет учитывать рассредоточение вод наносоводных селей по существующей водопроводящей сети и водопропускным сооружениям (трубы, мосты) без существенного увеличения нагрузки на них. Конструкции последних обеспечит проезд по дну обслуживающей техники (рис. 5).

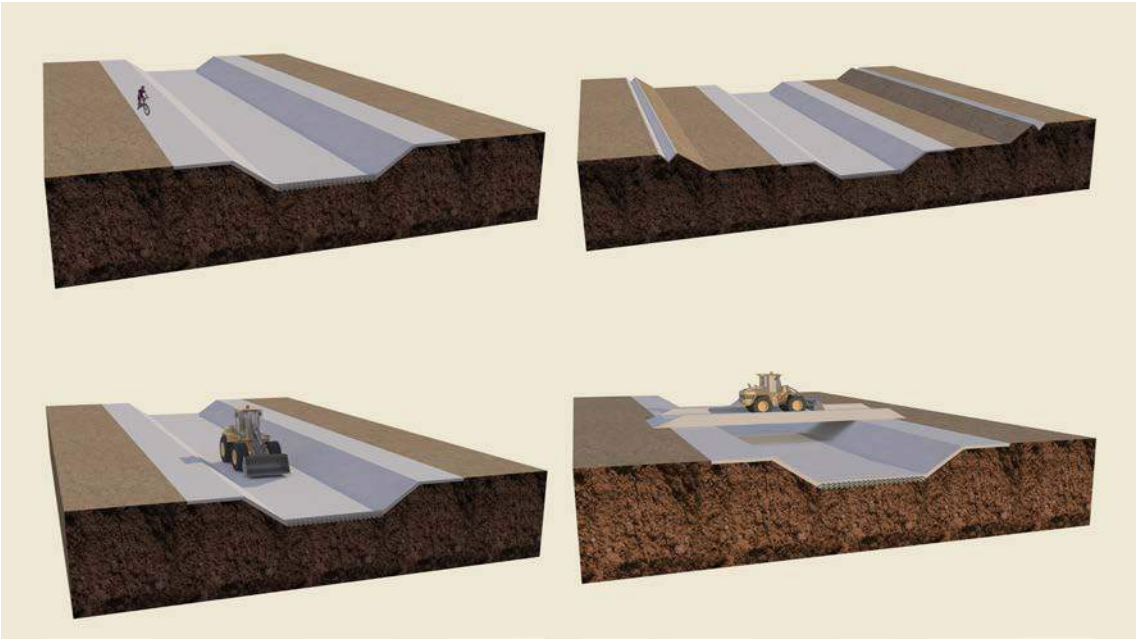


Рис. 5. Каналы сопровождения водной составляющей селевого стока.

Одновременное селепроявление по всем логам фактами прошлых лет не прогнозируется, тем не менее строительство одного водоема-накопителя с перепускным сооружением все же предусмотрено.

Весь поверхностный сток, пришедший в город с предгорий, в итоге будет сбрасываться в существующий Ашхабад-канал и далее сопровождаться до водопропускного сооружения (дюкера) под Каракум-рекой.

КРУПНЫЕ СЕЛЕПРОЯВЛЕНИЯ НА ЮЖНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ оз. БАЙКАЛ ЛЕТОМ 1971 ГОДА

ИМЕТХЕНОВ А.Б.
Восточно-Сибирский государственный университет технологий и управления (ФГБОУ ВПО «ВСГУТУ»); 67013, г. Улан-Удэ, ул. Ключевская, 40 В, кафедра ЭБЖ ВСГУТУ; E-mail: ecolog@esstu.ru

LARGE MUDFLOWS ON THE SOUTHERN COAST OF THE LAKE BAIKAL IN THE SUMMER OF 1971

IMETCHENOV A.B.
The East Siberian State University of Technology and Management 40V Kluchevskaya, Ulan-Ude, 670013, Russia; E-mail: ecolog@esstu.ru

История изучения вопроса. Первые серьезные исследования селевых явлений были начаты сотрудниками Института земной коры СО АН СССР, когда группа ученых во главе В.П. Солоненко подробно изучила селевой паводок в г. Слюдянке на оз. Байкал 20.06.1960 г. [Селевой паводок,1963]. Первые упоминания о селе на Хамар-Дабане мы находим в работе известного геолога В.А. Обручева [1934]. Интересные материалы по селям южного побережья оз. Байкал есть в работах Г.В. Иванова [1962], М.Д. Будза [1969], А. М. Лехатинова [1974], Б.П. Агафонова [1975], В.К. Лапердина, Ю.Б Тржцинского [1975], А.Б. Иметхенова [1979]; С.А. Макарова [1982, 2012] и др. В этих работах были приведены данные по селях, связанные с оценкой инженерно-геологических условий Южного Байкала.

По данным Гидрометеослужбы наиболее сильные сели в Южном Прибайкалье прошли в 1901, 1903, 1915, 1927, 1932, 1934, 1938, 1960, 1965, 1971 гг. Мощные селевые потоки с огромной массой перемещаемого материала отмечаются в исследуемом районе в среднем каждые 10-15 лет. За последние 50-60 лет они неоднократно разрушали железную и автомобильную дороги, станционные сооружения, мосты, жилые здания, уничтожали леса, земельные угодья и т. д.

На южном побережье Байкала селепроявления имеют свои природно-климатические особенности. Здесь сели, как и всякий мощный паводок, связан в первую очередь с интенсивным стоком поверхностных (дождевых и талых) вод, которые размывают, смывают и переносят рыхлый материал, накапливающийся в водосборном бассейне горных рек, временного водотока или в какой-то их части. Статистические данные свидетельствуют о том, что в большинстве случаев селевые явления в Южном Прибайкалье, чаще всего, связаны с интенсивными осадками ливневого характера.

Большую роль в формировании селевых поводков на южном побережье Байкала, кроме климатических показателей, играют геологические и геоморфологические условия местности (величина уклонов поверхности склона) и мощность рыхлых отложений обломочного и глинисто-обломочного состава. Из других геологических условий, влияющих на формирование селей, необходимо обратить влияние на неотектонику района, обусловливающего тектоническую нарушенность и раздробленность горных пород, зоны нарушений и др., которые в дальнейшем облегчает их размыв и пополнение паводков твердым материалом.

Важно также обратить внимание на большую роль в развитии селевых явлений деятельность человека, проявляющуюся в нарушении естественного равновесия, сложившегося в природе. Вырубка леса, распашка и разработка земель, различные виды строительства на склонах и в долинах рек, разработка горных пород и полезных ископаемых и другие мероприятия сильно изменяют микроклиматические и гидрологические условия, режим поверхностного стока, устойчивость почв и горных пород и сопротивляемость их размыву и смыву.

Материалы исследований. Для возникновения селей в южном побережье Байкала есть все условия. Горные породы – песчаники, сланцы, эффузивы, гранитоиды, гнейсы – поддаются выветриванию и сильно трещиноваты. Интенсивность разрушения усиливается в высокогорье при разреженной растительности и за счет снежных забоев. Темный цвет пород усиливает эффект инсоляции. Рыхлый покров с поверхности быстро удаляется при уклонах 35-40є, часто не успевает образовываться почвенный слой. Район исследования характеризуется значительной густотой речной сети. Форма многих долин, по которым возникают сели, способствует концентрации рыхлого материала в руслах. Малые водотоки летом почти теряются в рыхлых отложениях и не успевают

переносить поступающую со склонов массу продуктов выветривания. Паводки выносят лишь часть их, а полный снос осуществляется селевыми потоками. Водоупорная коренная порода и крутой склон ее поверхности способствуют быстрой концентрации в руслах значительного количества воды и продуктов выветривания. Резкое увеличение пропитанной водой массы материала на днищах крутых логов и долин нарушает равновесие и вызывает сели. Гольцовая часть склона является основным очагом подготовки материала для селевого и лавинного сноса [Агафонов, 1975]. Образованию селей во многом благоприятствует совпадение позднего снеготаяния в горах с интенсивным выпадением ранних дождей и ливней (конец мая, июнь). Большое значение в формировании твердой фазы селей имеют интенсивное физическое выветривание горных пород, гравитационные процессы, а также ливневые осадки (табл.), которые превышают среднемесячную норму в 3-4 раза, медленное протаивание слоя сезонной мерзлоты и т. д.

Условия формирования селей дождевого происхождения [Баринов, 2003].

Район	Суточные максимумы ливневых осадков 20 %-ной обеспеченности, мм	Известные минимальные суммы селеформирующих осадков, мм/сут
Предбайкалье и Забайкалье	40-70	40
Хамар-Дабан	70-150	60

На южном побережье оз. Байкал выделяется полоса наиболее мощных селей между реками Безымянная и Мишиха. Опасные проявления селей наблюдались летом 1934, 1960, 1962, 1971 гг. по рекам Слюдянка, Выдриная, Осиновка-Танхойская, Ушаковка и др. В результате интенсивных июльских дождей 1971 г., процессы селепроявления наблюдались почти по всем крупным и мелким рекам северного склона Хамар-Дабана, даже по тем долинам рек и речек, где не проявлялись в течение последних 100 лет, т. е. со времени строительства Кругобайкальского участка ВСЖД. Сели, вышедшие по крупным долинам, подпрудили русла, и потоки размыли большие участки берегов. Мощные отложения были оставлены во многих участках перед насыпью шоссейной дороги (рис. 1). Так. р. Малая Осиновка отложен слой мощностью 1-2,5 м, при ширине 6,3-14,2 м и длине 360 м, что составляет 6470 м^3 грунта. В 1 км севернее р. Бабха длина паводко-селевых отложений вдоль дороги составляла 700 м, ширина 25, при мощности 1,5 м, объем 26250 м^3.

Разрушительные действия селевых потоков были весьма внушительны. Во многих местах они, достигнув полотна насыпи новой автодороги, быстро запрудили и забили деревьями и камнями их водоспуски, представляющие тоннели размером 2-3 м или бетонные трубы диаметром 1,0-1,2 м. В дальнейшем селевые потоки, усиленные скоплением воды за полотном, снесли железнодорожные мосты в устьях ручьев Ямный и Банный. А в устьях других рек и ключей на участке Слюдянка – Мысовая образовались новые конусы выноса, размеры которых превысили 100-180 м (рис. 2).

Объем снесенных селем твердых материалов составил в ключе Ямный около 20 тыс. м^3, ключе Банный – 7-8 тыс. м^3, руч. Шеренгаиха – 5 тыс. м^3, р. Малая Осиновка -6,5 тыс. м^3, р. Бабха – 25,3 тыс. м^3 [Иметхенов, 1979]. Под влиянием селевых паводков произошло переформирование старых и образование новых аккумулятивных форм, в основном в приустьевых участках берега. Произошли значительные переформирования и в руслах рек. Так, например, руч. Болотный ранее протекающий рядом с р. Бабха после селевых потоков, сделал крутой изгиб и образовал новое русло в 1700 м от устья Бабхи. Переформированию русла ручья способствовал ряд железнодорожных построек, которые частично были разрушены, так как они приняли на себя всю нагрузку мощного селевого потока. Аналогичные переформирования берегов Байкала произошли и на реках Солзан, Харлахта, Утулик, Безымянная и др.

В настоящее время, на наш взгляд, хотя и предпринят ряд мер по защите автомобильной и железной дорог от селепроявлений на южном побережье Байкала, опасность новых разрушений от селей сохраняется. Так, в устьях селеопасных рек, речек и логов возведены насыпи автодороги с водоспускными тоннелями и трубами очень малого диаметра, не соответствующего их пропускной возможности во время паводков и селей. При первом же серьезном селевом явлении эти отверстия могут быть забиты валунами, глыбами, деревьями, и тогда неминуемы подпор и новый размыв автодороги, линий связи и железной дороги. Следовательно, в связи с возведением автомобильной дороги М-55 «Южный Байкал», была искусственно создана ситуация возможного прохождения селевых паводков разрушительной силы каждые 10-15 лет [Иметхенов, 1979].

Рис. 1. Мощные грязекаменные селевые отложения с поваленными деревьями в русле ключа Галанский на участке автомобильной дороги г. Байкальск – п. Танхой (июль 1971 г.).

Рис. 2. Вновь образованный селевый конус выноса в устье лога Ямный на участке железной дороги ст. Байкальск – ст. Танхой (июль 1972 г.). Примечание: Белая полоса – это восстановленная часть дороги после полного разрушения.

Также следует отметить, что исследования активности селепроявления на южном побережье Байкала до последнего времени носил эпизодический характер. Хотя в последнее время свои целенаправленные исследования по селям Прибайкалья проводит С.А. Макаров [2012]. Что касается территории Южного Байкала, им анализирован и систематизирован большой объем архивных, фондовых и литературных источников. Приведены аналитические данные по условиям формирования и прохождения селей с прогнозной оценкой.

Выводы. Для частичного предотвращения катастрофических селевых проявлений в районе исследования необходимо предусмотреть:

– проведение дополнительных комплексных агромелиоративных и инженерных работ, направленных на гашение скоростей и ударной силы для регулирования поверхностного стока рек и речек на склонах водосборного бассейна, устройству регулирующих сооружений в руслах потоков (подпорные стенки, бетонные лотки, ловушки-фильтры) и строительству каналов-селесбросов, струенаправляющих дамб и селедуков;

– установление существующей связи интегральных кривых аномалий солнечной активности с количеством землетрясений и проявлением селей для целей прогноза;

– сопоставление материалов по многолетним проявлениям селей и использование метеорологических и сейсмических факторов активности для установления их совпадения во времени и в пространстве.

Из приведенного перечня рекомендаций следует, что защита от селевых явлений – работа сложная, она должна вестись систематически и, главное, своевременно, т. е. выполняться до возникновения катастрофического селевого паводка. Практика показывает, что выполнение этой работы всегда является оправданным.

Агафонов Б.П. Сели в Байкальской впадине // Водные ресурсы. – 1975. – № 2. – С. 57-58.

Агафонов Б.П., Макаров С.А. Ареалы селевых потоков в Прибайкалье // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 1996. – № 2. – С. 65-71.

Баринов А,В. Чрезвычайные ситуации природного характера и защита от них. М.: М.: Изд-во ВЛАДОС-ПРЕСС, 2003. – 496 с.

Будз М.Д. Условия формирования селей в Прибайкалье // Оползни, сели, термокарст в Восточной Сибири и их инженерно-геологической значение. – М.: Наука, 1969. – С. 60-95.

Иванов Г.В. Слюдянский сель 1960 г. // Борьба с горной эрозией почв и селевыми потоками в СССР: М-лы совещ. – Ташкент, 1962. – С. 254-257.

Иметхенов А.Б. Современные экзогенные процессы Юго-Восточного Прбайкалья и их влияние на гидромелиративное строительство // Водная мелиорация земель Бурятии. – Улан-Удэ: Изд-во БФ СО АН СССР, 1979. – С. 16-29.

Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б. Инженерно-геологическое районирование Южного Прибайкалья по степени селеопасности // Современные исследования земной коры: Науч. информ. о результатах работ Ин-та земной коры в 1974 г. – 1975. С. 149-151.

Лехатинов А.М. Основные закономерности формирования селей на территории Бурятской АССР // М-лы всесоюз. науч.-производ. конф. по эрозии почв бассейна оз. Байкал. – Улан-Удэ, 1974. – С. 69-73.

Макаров С.А. Паводки и селевые явления в Южном Прибайкалье 27 июня 1980 г. // X конф. молодых науч. сотр. по геологии и геофизике Восточной Сибири: тез. докладов. – Иркутск, 1982. – С. 93-95.

Макаров С.А. Сели Прибайкалья. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. Б.В. Сочавы СО РАН, 2012. – 111 с.

Обручев В.А. Необычный сель в Хамар-Дабане // Природа. – 1934. – №9. – С. 70-71.

Селевый паводок в г. Слюдянке на Байкале 20 июня 1960 г. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 72 с.

МЕТЕЛЕВОЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА КАК ФАКТОР АКТИВИЗАЦИИ СЕЛЕВЫХ ПРОЦЕССОВ (НА ПРИМЕРЕ О. САХАЛИН)

КАЗАКОВА Е.Н., ГЕНСИОРОВСКИЙ Ю.В., КАЗАКОВ Н.А., МУЗЫЧЕНКО А.А.
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, ул. Горького, 25, e-mail: kazakovaen@fegi.ru

SNOWDRIFT TRANSPORT AS A FACTOR OF DEBRIS-FLOW PROCESSES (SAKHALIN ISLAND)

KAZAKOVA E.N., GENSIOROVSKIY YU.V., KAZAKOV N.A., MUZICHENKO A.A.
Far East Geological Institute of Far Eastern Branch Russian Academy of Science, Sakhalin Department, Yuzhno-Sakhalinsk, e-mail: kazakovaen@fegi.ru

Метелевое перераспределение снежного покрова в горных и предгорных районах приводит к накоплению большого дополнительного объема снега в пригребневых зонах горных хребтов и прибровочных частях морских террас в виде надувов и снежных карнизов, а также за счет его аккумулирования в отрицательных формах рельефа. Во многих случаях это ведет к активизации экзогенных геодинамических процессов, в том числе, селевых потоков, за счет накопления большого запаса воды в снежном покрове, который обеспечивает при снеготаянии дополнительное увлажнение грунтов в потенциальных селевых массивах.

Благоприятные условия для высокой интенсивности метелевого переноса обеспечены на о. Сахалин большими продолжительностями метелей (до 728 часов за зиму на гидрометеорологи-

ческой станции «Холмск»), а также высокими скоростями ветра при метелях. Так, средние скорости ветра при метелях составляют 12-14 м/с, а максимальные их значения достигают 30-40 м/с.

Суммарный снегоперенос за зиму без учета вида метели во многих районах острова превышает 1000 м^3/пог. м. Например, в с. Ильинский он достигает 1 313 м^3/пог.м, в г. Холмск – 3 652 м^3/пог.м, в г. Оха – 7 578 м^3/пог.м [Лазарева, 1975].

Высокая интенсивность снегопереноса на о. Сахалин обеспечивает широкое распространение снежных аккумулятивных форм, наиболее крупными из которых являются снежные карнизы и надувы. Помимо их образования, метелевый перенос приводит к накоплению снега в эрозионных врезах, оползневых мульдах и других отрицательных формах рельефа, имеющихся на склонах. Наиболее широко снежные карнизы и надувы большого объема распространены в горной части о. Сахалин, а также вдоль морских берегов, где они формируются вдоль бровок морских террас.

Снежные карнизы. Размеры и скорость формирования карнизов напрямую зависят от объемов снегоприноса к бровке склона, который, в свою очередь, зависит от количества зимних осадков, скорости ветра, площади снегосборного бассейна и угла подхода ветров преобладающих румбов к бровке склона. Благоприятное сочетание этих условий наблюдается вдоль западного побережья Южного Сахалина. Толщина снежных карнизов здесь составляет чаще всего 1-2 м, однако в некоторых случаях достигает 4 м (согласно данным А.В. Иванова [География лавин, 1992], снежные карнизы, формирующиеся на морских террасах острова, достигают толщины 7-9 м, однако нами карнизы таких размеров не наблюдались). Длина карниза в отдельных случаях достигает 100-120 м. Наибольших размеров снежные карнизы на берегах Сахалина достигают в конце февраля – марте, сохраняться могут до апреля.

Параметры снежных карнизов, образовывавшихся на западном побережье Южного Сахалина в зимних сезонах 2012-2013 гг. и 2013-2014 гг., приведены в таблице.

Параметры снежных карнизов, образовывавшихся на западном побережье Южного Сахалина в зимнем сезоне 2013-2014 гг.

Дата	Тип снега	Плотность, кг/м^3	Толщина, м	Ширина выступающей части, м	Длина, м	Запас воды, мм	Суммарная масса карниза, т
автодорога г. Невельск – с. Шебунино, 13 км							
11.01.2013	свежий метелевый	150-220	2,2-3,3	1,5-2,0	50	509	21
23.01.2013	свежий метелевый	190-340	2,0-3,0	2,0-3,0	50	685	45
23.01.2013	свежий метелевый	190-340	2,5-4,0	2,0-3,0	45	940	55
01.02.2013	метелевый	170-190	1,0-2,5	1,5-2,0	-	315	-
06.03.2013	метелевый	440	4,0	4,0-4,0	48	1 760	169
06.03.2013	метелевый	450	3,0	3,2	45	1 350	97
06.03.2013	метелевый	440	2,5	2,5	60	1 100	82
08.01.2014	метелевый	240	3,0-3,2	3,2	38	744	45
08.01.2014	метелевый	240	2,0-2,5	3,0	42	540	34
05.02.2014	метелевый	340	3,0-3,5	3,0	32	1 105	53
05.02.2014	метелевый	340	3,0-3,5	3,0	41	1 105	68
автодорога г. Невельск – г. Томари – аэропорт Шахтерск, 143 км							
20.02.2013	метелевый, режеляционный	370-570	3,5-5,5	3,0-3,5	98	2 025	328
автодорога г. Невельск – г. Томари – аэропорт Шахтерск, 153 км							
22.02.2013	свежий метелевый, гранный, лед	360-460	3,0-3,1	2,0-3,5	120	1 427	240
05.03.2013	метелевый	380	3,0	2,5	90	1 140	128
05.03.2013	метелевый	290	2,0	2,0	45	580	26

Плотность снежных карнизов варьировалась в пределах 150-570 кг/м^3 в зависимости от типа снега, слагающего карниз. Минимальную плотность имели карнизы, сложенные свежим метелевым снегом, максимальную – режеляционным. Часть карнизов состояла из слоев разной плотности, сформированных в разное время. Кроме того, в результате режеляционного метаморфизма нижние слои со временем уплотняются. Например, карниз, образовавшийся к 20.02.2013 г. на се-

верном въезде в г. Томари (западное побережье о. Сахалин), состоял из 5 слоев плотностью 250 кг/м³, 280 кг/м³, 370 кг/м³, 440 кг/м³ и 570 кг/м³ [Казакова, 2013].

Запас воды в снежном карнизе может превосходить 1 000 мм, т. е. в большинстве случаев превышать запас воды в снежном покрове в том же районе, но за пределами карниза, в 10 и более раз.

Масса снега, накопленного в карнизе, в среднем составляла 50-100 т, однако в некоторых случаях превосходила 300 т.

Снежные надувы. Надувы на о. Сахалин особенно широко распространены на поверхностях морских террас. Их средняя толщина обычно составляет до 3 м, а суммарный объем снега в надуве может превышать 6 тыс. м^3 (рис. 1, 2). Как видно по рисункам, суммарный объем снега в надуве в разы превосходит объем снега на той же площади при средней толщине снежного покрова на участке.

Надувы обычно имеют более высокую плотность, чем снежный покров за пределами надува на том же участке; так, надувы на поверхностях морских террас о. Сахалин имеют плотности 370-450 кг/м^3.

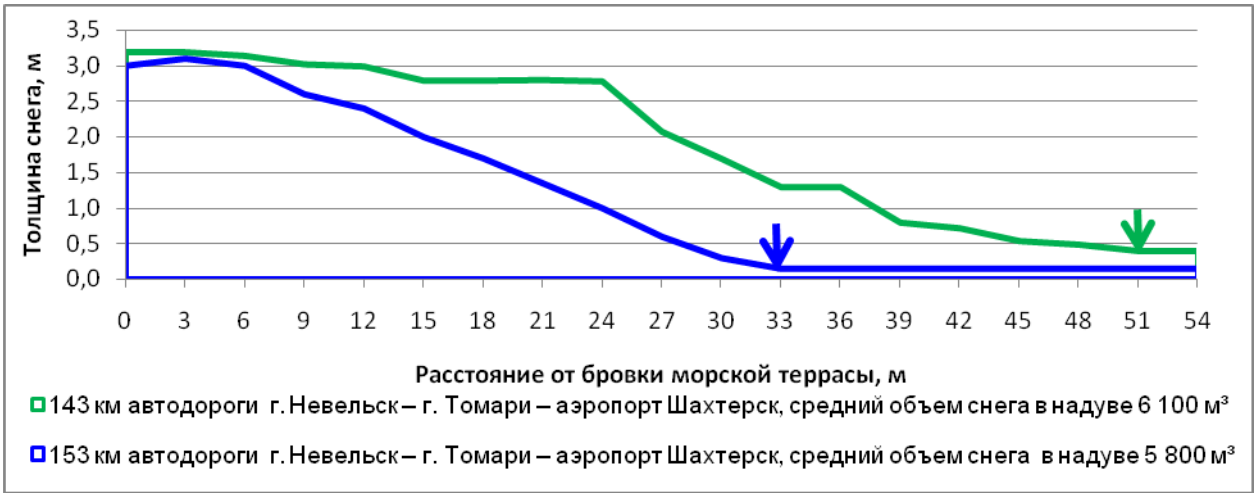


Рис. 1. Поперечные профили надувов на поверхностях морских террас в Томаринском р-не (западное побережье Южного Сахалина) в 2012-2013 гг. Стрелками отмечены границы зоны надувов.

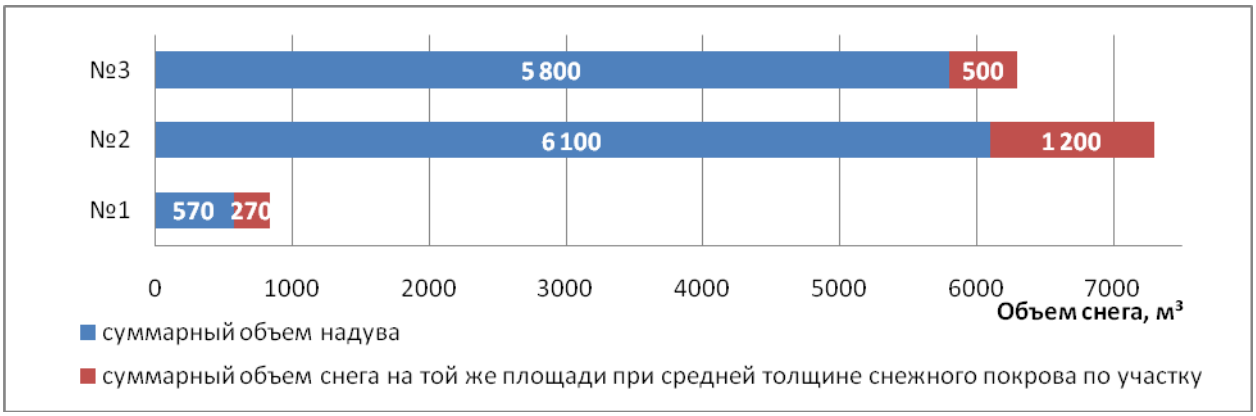


Рис. 2. Сравнительный объем снега в надуве и на той же площади при средней толщине снежного покрова по участку на трех участках морских террас Южного Сахалина. №1 – 13 км автодороги г. Невельск – с. Шебунино, №2 – 143 км автодороги г. Невельск – г. Томари – аэропорт Шахтерск, №3 – 153 км автодороги г. Невельск – г. Томари – аэропорт Шахтерск.

Таким образом, благодаря метелевому переносу происходит перераспределение снежного покрова, приводящее к образованию снежных аккумулятивных форм в прибровочных частях морских террас и в пригребневых частях горных хребтов, и, соответственно, к увеличениею снегозапаса (т. е. массы воды в твердом и жидком виде, содержащейся в данный момент в снежном покрове [Гляциологический словарь, 1984]) в селевых бассейнах.

Обычно величина снегозапаса в снежных аккумулятивных формах при расчетах селеобразующих сумм осадков не учитывается, однако она играет огромную роль в увлажнении грунтов на склонах, и, следовательно, в селеобразовании [Рыбальченко, Генсиоровский, 2014].

На о. Сахалин в период максимальных снегозапасов водозапас снежного покрова обычно составляет от 100-200 мм в низменных районах [Грепачевский, 1975] до 1 000-1 200 мм в горной части Южного Сахалина [Монастырский, 1971]. По наблюдениям, проводившимся авторами в Восточно-Сахалинских горах в 1990-1995 гг., водозапас снежного покрова в горах может превышать 2 000 мм. При этом снегозапас в надувах существенно превышает эти значения; так, на морских берегах Южного Сахалина он составляет 1200-1400 мм.

Например, запас воды в надуве на поверхности морской террасы на западном побережье о. Сахалин (Томаринский район, в устье руч. Голубой), 13.02.2014 г. составлял в прибровочной части террасы 1440 мм, при том, что снегозапас на данном участке за пределами надува составлял 142 мм. Следовательно, запас воды в надуве может превышать запас воды в снежном покрове за его пределами в 10 и более раз.

Мощный снежный покров, накопившийся в виде снежных аккумулятивных форм в узкой полосе вдоль бровок склонов, обеспечивает изменение термического режима подстилающей поверхности, растепляя бровку и участок поверхности склона, где формируется надув и карниз. Это приводит к более интенсивным процессам физико-химического выветривания, разрушению подстилающих горных пород и формированию на данных участках элювиально-коллювиального чехла большей мощности, чем на участках с равномерным залеганием снежного покрова.

Влагонасыщенные элювиально-коллювиальные отложения находятся в состоянии неустойчивого равновесия и при дополнительном увлажнении (дожди, туманы) переходят в текучее состояние, формируя селевые потоки.

Например, в мае 2006 г. произошло массовое формирование склоновых селей на восточном побережье Южного Сахалина (Макаровский район), вызванное интенсивной водоотдачей из снежных аккумулятивных форм во время снеготаяния: на участке побережья протяжённостью 5 км было зарегистрировано 22 склоновых селя.

Еще одним примером может служить грязекаменный сель объёмом 20 000 м^3, который сошёл в ночь с 3 на 4 июня 2010 г. на восточном побережье Южного Сахалина при фактическом отсутствии атмосферных осадков (3,0 мм за сутки) вследствие длительного, в течение года, увлажнения мелкозёма пород потенциального селевого массива и последующего резкого их увлажнения в мае 2010 г. при позднем таянии снега. В результате увлажнения породы потенциального селевого массива достигли предела текучести и трансформировались в селевой поток [Казаков и др., 2015].

С учетом того, что на морских берегах о. Сахалин подстилающие породы на многих участках представлены слабосцементированными легко размываемыми и размокаемыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками (аргиллиты и алевролиты угленосной формации среднего миоцена (N_1) полностью размокают за 4 часа) [Генсиоровский, 2011], такой объем дополнительной влаги способствует большей, чем принято считать, дезинтеграции горных пород и формированию в этой зоне более мощного чехла рыхлых отложений.

В заключение можно сделать следующие выводы:

- Величина запаса воды в снежных аккумулятивных формах не учитывается при расчетах селеобразующих сумм осадков, однако она играет огромную роль в увлажнении грунтов на склонах, и, следовательно, в селеобразовании.
- Запас воды в снежном карнизе или надуве может превышать запас воды в снежном покрове за его пределами в 10 и более раз и превосходить 1 400 мм.
- Сочетание большого количества влаги, накопленной грунтами в зоне формирования снежных надувов, и, следовательно, формирование в этой же зоне под воздействием влаги дезинтегрированной толщи грунтов, приводят к интенсификации селевых процессов.

Генсиоровский Ю.В. Экзогенные геологические процессы и их влияние на территориальное планирование городов (на примере о. Сахалин): автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2011. 19 с.

География лавин / Под ред. С.М. Мягкова, Л.А. Канаева – М.: МГУ, 1992. 332 с.

Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. – Л.: ГИМИЗ, 1984. 528 с.

Грепачевский И.В. Особенности формирования и распределения максимальных запасов воды в снежном покрове на Сахалине // Снег и лавины Сахалина: сборник статей / Под ред. В.Е. Барабаша, А.К. Дюнина. – Л., 1975. С. 25-33.

Казаков Н. А., Генсиоровский Ю.В., Окопный В.И., Боброва Д.А., Казакова Е.Н., Рыбальченко С.В. Условия формирования связных селей при слабых осадках и распределение динамических характеристик в селевом потоке. Геориск. 2015. № 4. С. 14-18.

Казакова Е.Н. Снежные карнизы на морских террасах Южного Сахалина // Криосфера Земли. 2013. т. XVII. № 3. С. 94–99.

Лазарева Д.Ф. Климатическая характеристика снегопереноса на Сахалине // Снег и лавины Сахалина: сборник статей (под ред. В.Е. Барабаша, А.К. Дюнина). – Л., 1975. С. 13-24.

Монастырский И.Ф. Распределение снежного покрова в горных районах Сахалина // Лавины Сахалина и Курильских островов: сборник статей. – Л., 1971. С. 140-144.

Рыбальченко С.В., Генсиоровский Ю.В. Увлажнение грунтов потенциальных селевых массивов в весенний период на западном побережье Южного Сахалина // III Международная конференция «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита» (22-26 сентября 2014 г.): сборник докладов. Южно-Сахалинск, 2014. С. 57-60.

СЕЛЬ КАК БАЗОВЫЙ ПРОЦЕСС В ЦИКЛЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА р. ЧЕРЕКА БАЛКАРСКОГО)

КАРАВАЕВ В.А., СЕМИНОЖЕНКО С.С., БУЛАНОВ С.А., ВОСКОВА А.В.
Институт географии Российской академии наук, Россия, г. Москва, Старомонетный пер., 29
vadimka_ig@mail.ru, grey_wolf.88@mail.ru, sabulanov@gmail.com, avoskova@yandex.ru

DEBRIS FLOW AS A BASE PROCESS OF THE CYCLE OF EXTREMAL EXOGENIC PROCESSES (FOR EXAMPLE CHEREK BALKARSKY BASIN)

KARAVAEV V. A., SEMINOZHENKO S.S., BULANOV S.A., VOSKOVA A.V.
Institute of Geography of Russian Academy of Sciences, Russia, Moscow, Staromonetny lane, 29
vadimka_ig@mail.ru, grey_wolf.88@mail.ru, sabulanov@gmail.com, avoskova@yandex.ru

В исследовании выдвигается гипотеза о том, что экстремальные экзогенные процессы (далее – ЭЭП), связанные с накоплением и перемещением обломочного материала – обвально-осыпные процессы и сели – подчиняются цикличности и зависят от совместного воздействия нескольких факторов.

После схода крупных селей в горном ландшафте в результате обвально-осыпных, русловых процессов, сходов лавин аккумулируется обломочный материал. По достижении критической массы даже при слабом воздействии любого из рассматриваемых факторов, происходит следующий сход. Сель является наиболее комплексным процессом, по отношению к которому другие выступают как подготовительные. Помимо осадков, температуры воздуха и сейсмичности [Уломов, 2008], к факторам предлагается относить также морозное выветривание [Воскресенский, 1992; Опасные…, 2013] – количество переходов температуры воздуха через ноль в холодное время года – в зимне-весенний период и снегонакопление. Новизной является рассмотрение этих факторов в комплексе. Цикл развития этих ЭЭП, в ходе которого одни процессы предшествуют другим, может занимать несколько лет.

В данной работе мы прослеживаем его на примере долин р. Черека Балкарского, истоков и притоков – территории, которую изучаем на предмет развития экстремальных экзогенных процессов, начиная с 2009 г. (рис. 1). Ряд наблюдений, таким образом, составляет 6 лет, что недостаточно для достоверного выявления цикла. Поэтому мы рассматриваем представляемое исследование как гипотезу, требующую уточнения и подтверждения новыми данными.

Рассмотрим совместное действие этих 4-х факторов на подготовку литогенной основы местных ландшафтов к проявлению ЭЭП по каждому году, когда на исследуемой территории проводился их мониторинг (рис. 2). Однако действие некоторых факторов необходимо отметить и в предыдущие годы. Прежде всего, сейсмичности.

6 февраля 2006 г. на исследуемой территории ощущались подземные толчки: по данным Геофизического Центра РАН (далее – ГЦ РАН) – 2 магнитудой 3, 22 и 4,17 баллов соответственно [www.ceme.gsras.ru], а по сведениям Северокалифорнийского центра учёта землетрясений (Northen California Earthquake Data Center, далее – СКЦЗ) – 4 магнитудой 3,01…5,48.баллов соответственно [цит. по [www.ncedc.org]]. В октябре 2008 г. – январе 2011 г. землетрясения здесь отмечались только СКЦЗ – 10 сейсмических событий, наиболее сильное из которых магнитудой 6,72 балла, случилось 7 сентября 2009 г.. 19 января 2011 г. оба центра отметили землетрясения в 3,7 и 4,17 балла, а 18 августа того же года – в 4,38 и 4,57 балла соответственно. После этого, за исключением

2-х событий, по май 2013 г. землетрясения на модельной территории регистрировались только СКЦЗ. Магнитуда наиболее сильного из них, случившегося 23 октября 2011 г, составила 5,58 балла. ГЦ РАН за этот период отметил 2 события – 7 мая и 25 декабря 2012 г. магнитудой соответственно 3 и 4,08 балла (по данным СКЦЗ – 3,04 и 3,39 балла).

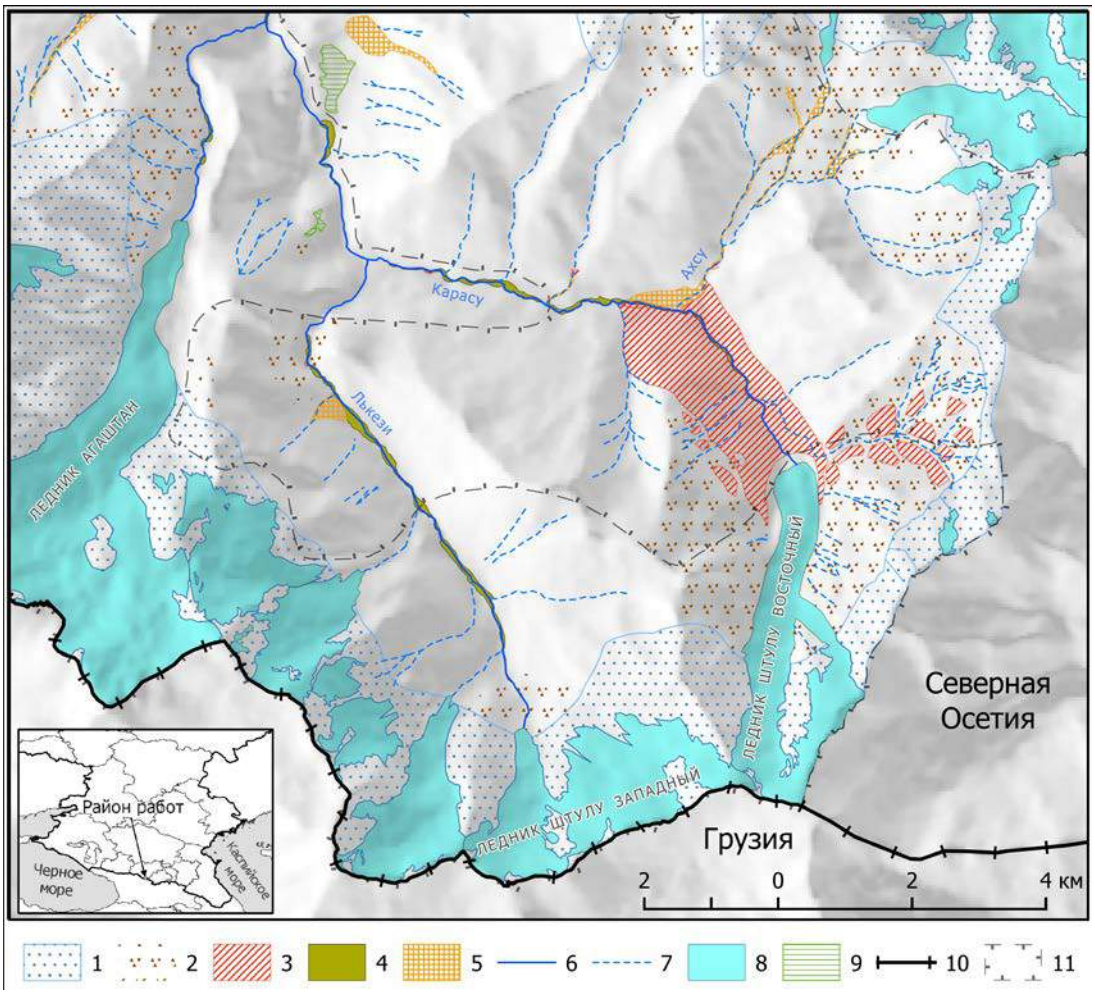


Рис. 1. Карта экстремальных экзогенных процессов в верховьях Черека Балкарского. Участки с активным проявлением процессов (цит. по [www.ncedc.org]):
1 — нивально-гравитационных, 2 — обвально-осыпных; 3 — оползневых; 4 — флювиальных; 5 — пролювиальных; 6 — неселеносные русла; 7 — селево-лавинные комплексы; 8 — ледники; 9 — болота; 10 – граница РФ; 11 – граница Кабардино-Балкарского высокогорного заповедника.

2008-11 гг. отличались в целом небольшим количеством осадков, однако в зимний период переходов температуры воздуха через ноль было много. Поэтому в эти 4 года были активны лишь обвально-осыпные процессы, в результате которых накапливался обломочный материал. Наконец, в июле 2012 г. на фоне даже малого количества переходов зимних температур через ноль и умеренного (не критического!) превышения осадков в тёплое время года, сошли крупные сели.

Зимний сезон 2008 г. отличался и обильными суммарными зимними осадками, и сильными снегопадами в ноябре 2007 г. и марте 2008 г. – 138,9 и 143,8 мм соответственно. Лавиноопасными были март 2009 г., (160,7 мм осадков) и январь 2010 г. (165,7 мм). 2010 г. отличался и большими суммарными зимними осадками – 417,5 мм. В апреле 2011 г. и январе 2012 г. на фоне умеренного общего количества осадков зимой, к лавиноопасным относились апрель 2011 г. и январь 2012 г. – 112,6 и 106,7 мм соответственно.

В зимне-весенний период 2012-13 гг. переходов температуры через ноль было много, равно как и дней с высокой температурой воздуха. Это обеспечило бурное снеготаяние и сильную активизацию русловых процессов весной-летом 2013 г. Однако, несмотря на 5 подземных толчков (по данным СКЦЗ, по данным ГЦ РАН – 1) в октябре 2012 г. – мае 2013 г. и большое количество переходов температуры через ноль зимой, накопления существенной массы обломочного материала не произошло. Лето 2013 г. было очень дождливым, но, относительно того же периода 2012 г., про-

хладным – ледниковые сели в высокогорье были неактивны, а из-за выработанного в предыдущий год обломочного материала не произошло сходов крупных селей.

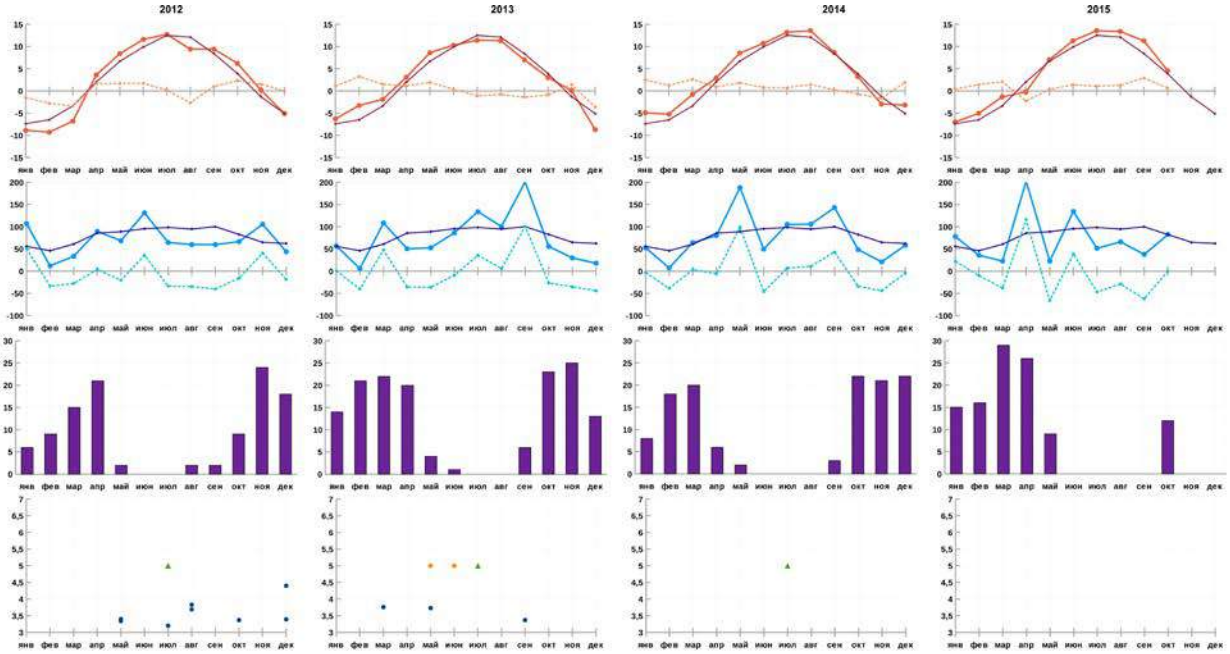


Рис. 2. Графики факторов проявления экстремальных экзогенных процессов в верховьях Черека Балкарского (цит. по [www.ncedc.org]):

I – температуры воздуха, ºС, II – осадков, III – количества дней с переходами температуры воздуха через 0 ºС; IV – Экстремальные экзогенные процессы и землетрясения. 1 – среднемесячные значения за год, 2 – среднемесячные значения за 1951-2013 гг.,

Зимне-весенний сезон 2013/14 г. отличался средним количеством переходов через ноль, значительными для лавинообразования осадками в ноябре 2013 г. – 105,5 мм, лето – меньшим количеством осадков, хотя и более высокой температурой. Лето 2015 г. по температуре воздуха было почти аналогично 2014 г., но со значительно более дождливым июнем и меньшим количеством осадков в июле и августе[1]. Активность всех ЭЭП, кроме лавин, была низкой.

Таким образом, мы предполагаем развитие цикла ЭЭП по следующей схеме.

1. Подготовка критической массы обломочного материала в результате тектоники, морозного выветривания и сходов лавин.

2. Активизация обвально-осыпных процессов.

3. При благоприятных осадках и температуре – сходы крупных селей.

На исследуемой территории цикл ЭЭП, включающий накопление обломочного материала, активизацию обвально-осыпных процессов и зарождение селей, по нашим предположениям, составляет 4…6 лет. Причём «спусковым механизмом» после накопления критической массы может послужить очень небольшое превышение осадков или температуры воздуха – в зависимости от типа питания селево-лавинных геосистем.

Воскресенский С.С. Склоновые процессы и морфолитогенез на склонах // Динамическая геоморфология. – М.:Изд-во Моск. ун-та, 1992 С. 112-136

Караваев В.А., Семиноженко С.С. Цикл экстремальных экзогенных процессов в бассейне р. Черека Балкарского // Геоморфология. 2016. №2. С. 34-40.

Опасные природные процессы Серного Кавказа / В.В. Разумов (под ред.). – М.: Феория, 2013. 320 с.

Уломов В.И. Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 1 Сейсмические процессы и катастрофы /А.О. Глико (под ред.). М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 127-146.

www.ceme.gsras.ru.

www.ncedc.org.

[1] К началу июля 2015 г. из-за постоянных густых туманов в высокогорье таяние проходило крайне медленно – лежали снежники в местах, нетипичных для этого времени года и водотоки были очень маловодны. В результате ситуация для формирования гляциальных селей была неблагоприятной

СЕЛЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ТУРИСТИЧЕСКО-РЕКРЕАЦИОННОМ КОМПЛЕКСЕ «МАМИСОН»

КЕСАОНОВ В.Х., КОНДРАТЬЕВА Н.В.
Высокогорный геофизический институт (ФГБУ «ВГИ»), 360030, Кабардино-Балкарская Республика, г. Нальчик, пр. Ленина, дом 2, adessa1@mail.ru , kondratyeva_nat@mail.ru

DEBRIS PROCESSES IN TOURIST-RECREATIONAL COMPLEX "MAMISON"

KESAONOV V.H, KONDRATYEVA N.V.
Federal State Budgetary Institution "High-Mountain Geophysical Institute" (FSBI "HMGI"), 360030, KBR, Nalchik, Lenin Prospect, 2, adessa1@mail.ru, kondratyeva_nat@mail.ru

В соответствии с Федеральной целевой программой по развитию курортов Северного Кавказа в течение ближайших 10 лет в Республике Северная Осетия-Алания запланировано создание всесезонного туристско-рекреационного комплекса «Мамисон». На территории ВТРК «Мамисон» находятся несколько ледников, формирующих водный баланс бассейна, в том числе ледники Козыдон и Земегондон. Источниками рисков чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера при реализации экономических и инфраструктурных проектов на туристическо-рекреационном комплексе «Мамисон» являются опасные селевые процессы.

В данной работе выполнены исследования селепроявлений на территории будущего ВТРК «Мамисон». Территория обследования селепроявлений включает два участка: 1) река Козыдон – от места слияния правого и левого истоков до места впадения ее в р. Земегондон; 2) река Земегондон – от места слияния правого и левого истоков до места впадения р. Козыдон в р. Земегондон.

Территория исследований отличается широким распространением рыхлых отложений, значительной обводненностью склонов, большими запасами рыхлообломочного материала в селевых очагах. Также огромный маренный материал, потенциальный источник для твердой составляющей селей, сосредоточен в истоках обеих рек.

В целом в долинах обеих рек присутствуют все условия для развития экзогенных геологических процессов.

Нами построена карта М 1:10 000 границ селевых бассейнов. И создана база данных следующих морфометрических характеристик выявленных селевых бассейнов на территории ВТРК «Мамисон»: S (км^2) – площадь селевого бассейна, L (км) – длина русла реки, H (м) – высота истока, α (‰) – средний уклон русла, визуальная оценка объема твердых отложений конуса селевых выносов при полевых обследованиях (м^3**),** предварительная оценка максимального объема твердых отложений селя на территории исследования осуществлена по методике ФГБУ «ВГИ» (м^3) [Кондратьева, http://vak.ed.gov.ru]. Выявлены также генетический тип водной составляющей возможных селей на территории исследования.

Морфометрические параметры определялись нами с помощью программ ArcGIS 10.1 с использованием карты района обследования масштаба 1: 10 000.

При проектировании курортных объектов следует иметь в виду, что практически все притоки рр. Козыдон и Земегондон на территории изысканий являются селеносными. По нашим визуальным оценкам и расчетам [Кондратьева, 2015] объемы возможных селей варьируют от 10000 до 30000 м^3. Предварительная оценка, по методике ФГБУ «ВГИ», твердой составляющей возможных селей показала, что только в истоках обеих рек возможна сильная селевая опасность, объемы могут варьировать от 150000 до 250000 м^3. Полевые обследования показали, что сами реки Козыдон и Земегондон являются селеносными, о чем свидетельствуют селевые отложения в руслах этих рек. Часто зарождение селя происходит в русле одного из притоков, а дальнейшее движение продолжается по основному руслу. Полевые обследования показали, что сели по притокам обеих рек сели сходят не часто, об этом свидетельствуют разросшиеся лишайники на селевых отложениях. А некоторые притоки вообще являются потенциально селевыми, но т. к. в них присутствует эрозия бортов, пренебрегать их селевой опасностью не стоит.

Кондратьева Н.В. Предварительная оценка максимального объема твердых отложений селя методами математической статистики для Центрального Кавказа. «Современные проблемы науки и образования». Электронный журнал. № 4. (http://vak.ed.gov.ru).

Кондратьева Н.В. и др. Кадастр селей Юга Европейской части России. – Нальчик, 2015. 148 с.

ОРГАНИЗАЦИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА СЕЛЕОПАСНЫХ ВОДОТОКАХ В ОКРЕСНОСТЯХ П. АРШАН

КИЧИГИНА Н.В.
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, nkichigna@mail.ru

THE ORGANIZATION OF HYDROMETEOROLOGICAL MONITORING ON MUDFLOW STREAMS NEAR THE ARSHAN VILLAGE

KICHIGINA N.V.
V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Ulan-Batorskaya str., 1, *nkichigna@mail.ru*

В июне 2014 г. в результате прохождения атмосферного фронта на р. Кынгарге сформировался дождевой паводок и водокаменный сель, а на восточную часть п. Аршан сошли разрушительные селевые потоки. В июле 2015 на реке Кынгарге вновь сформировался значительный водокаменный сель, принесший существенный ущерб инфраструктуре поселка. После событий 2014 г. и 2015 г. в бассейне р. Кынгарга сложилась новая инженерно-геологическая и гидрологическая ситуация (произошло отложение селевого материала и наносов от наводнений). Изменились условия и фон формирования гидрологических процессов на территории. Во время прохождения дождевых паводков, характерных для данной территории русловые процессы будут развиваться более интенсивно, что может дополнительно негативно отразиться на функционировании инфраструктуры поселка Аршан и прилегающей территории.

Генетически формирование селевых потоков зависит от величины и изменчивости характеристик речного стока: стока воды, наносов, химических веществ. А те в свою очередь обусловлены величиной и интенсивностью выпадения атмосферных осадков. Поэтому гидрометеорологический мониторинг селеопасной территории, включающий наблюдения за уровнями и расходами воды в реках и временных водотоках, а также за ходом атмосферных осадков является неотъемлемой частью комплекса мероприятий для предотвращения опасности, создаваемой наводнениями и селевыми потоками.

Река Кынгарга берет начало с южных склонов Тункинских гольцов на высоте 2260 м и впадает в р. Тунку слева на 12- км от устья. Длина реки 26 км, площадь водосбора 231 км^2, средний уклон 59,5 ‰ [Ресурсы поверхностных…, 1972]. Основная доля годового стока проходит в теплый период. Летом наблюдается несколько кратковременных (3-7 дней) дождевых паводков, высота подъема от которых значительно выше весенних и составляет в верховье около 1,5 м, в нижнем течении 0,5-0,7 м над меженным уровнем воды, в отдельные годы проходят сели. Как правило, с июля по сентябрь паводки следуют один за другим, часто образуя многовершинные паводки, водоносность рек в течение этого периода высокая.

По обе стороны от долины р. Кынгарги имеется ряд небольших водотоков. Эти водотоки осуществляют сток только в пределах горных склонов и постепенно теряют его при выходе в Тункинскую долину, фильтруясь в наносы, при этом, по всей видимости, сохраняя гидравлическую связь с р. Кынгаргой. В многоводные годы, в паводковый период они вытекают в предгорья селевыми паводками. Наиболее значительные из этих малых водотоков в западной стороне – рр. Бухайка, Бугутой, Толта, Хандагайка. К востоку от р. Кынгарги – ручьи Первая и Вторая Шахталайки, рр. Артемьевка, Харимта и др. Последствия схода селей по руслам ряда этих в июне 2014 г. рек в пос. Аршан были наиболее разрушительные.

По режиму питания реки Присаянья характеризуются весенне-летним половодьем и паводками, тесно примыкающими к половодью и систематически его превышающими. Весеннее половодье незначительное. В последнее время инструментальных наблюдений за уровнями и расходами воды на водотоках в бассейне р.Кынгарги не проводилось.

Гидрологический режим и формирование стока территории характеризуются специфическими условиями, такими как – горный характер рельефа и сейсмичность, определяющими высокую вероятность наводнений и схода селевых потоков. В гидрологическом отношении эта зона формирования стока слабо изучена. Изучение специфики формирования стока на малых речных бассейнах горной территории, а также исследование функционирования дренажной/склоновой сети особенно ценны для раскрытия особенностей формирования наводнений и селей. Для этих целей в период 2013-2016 гг. на территории Тункинской котловины

было оборудовано два гидрометрических поста, на которых ведутся непрерывные наблюдения за колебаниями уровня, температуры и удельной электропроводности воды. В качестве объектов исследования выбраны: руч. Ихубур (приток р. Еловка) в Тункинской котловине и 2-ой безымянный (левый) приток р.Кынгарга.

На гидрометрических постах установлены современные приборные комплексы РАП-Г-01, РАП-Г-03 (ИМКЭС, Томск), непрерывно регистрирующие уровень, температуру и удельную электропроводность воды. Преимущества данных измерительных систем заключаются в сочетании низкого энергопотребления, широкого набора подключаемых датчиков, необслуживаемого режима работы, работоспособности в широком диапазоне условий эксплуатации и относительно (по сравнению с зарубежными аналогами) низкой цены. Программное обеспечение даёт возможность, не вскрывая корпус измерителя, задавать режимы работы, считывать накопленную информацию и обновлять программу микроконтроллера. Накопленные данные можно считывать, как непосредственно с измерителя через USB-интерфейс, так и через сотовый канал связи (при использовании комплектации «GSM»). Основные технические характеристики модификации «логгер»: устанавливаемый период измерения: от 5 секунд до 12 часов; питание: 6 стандартных элементов типоразмера «D» напряжением 1,5 В; объём энергонезависимой памяти: 4 Мбайт (2 000 000 измерений); среднее время автономной работы от элементов питания: 3 года. [Кураков, 2012]. Эти характеристики комплекса позволяют создавать недорогие сети необслуживаемых станций, способных работать в удалённых и труднодоступных местах. Приборы устанавливаются скрыто, внешние видимые части оборудования изготавливаются из дешевых материалов, что позволяет использовать их даже на довольно посещаемых территориях.

Кроме этого в течение летних сезонов 2013-2016 гг. в разные фазы водного режима в створах постов отбирались пробы воды одновременно с измерением расходов воды, при этом на месте выполнялись измерения pH, электропроводности и температуры воды с помощью портативного многопараметрического прибора Hanna COMBO / HI 98129. Расходы воды в периоды активного проведения работ измеряются с помощью измерителя скорости потока ИСП-1 и методом ионного паводка. Расчет стока производился по кривой Q = f(H).

Измерение атмосферных осадков, температуры, влажности воздуха, а также других метеопараметров выполнялись с 2-часовым интервалом с помощью автоматизированной метеостанции Vantage Pro 2, установленной на территории стационара ИГ СО РАН в пос. Аршан.

Инструментальные наблюдения за колебаниями уровня воды на руч. Икубур проводятся с июня 2013 г. с частотой измерений 1 раз в 15 минут. Водосбор ручья расположен в Тункинской котловине приблизительно в 20 км на юго-восток от пос. Аршан. Руч. Икубур является притоком р.Еловка и относится к бассейну р. Иркут.

Условия, в которых формируется сток ручья (в пределах Тункинской котловины) существенно отличаются от условий, в который формируется сток р. Кынгарги (Тункинские гольцы). Тем не менее атмосферный фронт, принесший обильные осадки в п. Аршан и примыкающие к нему с востока части Тункинских гольцов 28 июня 2014 г. вызвал значительный дождевой паводок на руч. Икубур (рис. 1). Полученные с прибора данные дают представление о том, как протекал паводок 28 июня 2014 г. в условиях котловины. Уровень воды в ручье повысился почти в 2 раза относительно предпаводочного. Пик паводка в руч.Ихубур наступил позднее, чем в пос. Аршан. На это могла повлиять как пространственная удаленность от Тункинских гольцов (и эпицентра осадков), так и отличие в условиях формирования стока – в формировании стока руч. Икубур выше, по сравнению с р. Кынгаргой, доля дождевых вод просочившихся в грунты и поступивших в русло ручья подземным медленным путем. Уровень воды начал повышаться с 8:00 утра 28 июня вначале медленно, 30 июня произошел резкий подъем уровня, максимального значения он достиг в ночь с 1 на 2 июля (в 1:45). Стояние высоких горизонтов продолжалось около 3,5 часов. Спад уровней после паводочного максимума происходил вначале также стремительно, как и подъем (до 17:30 час. 2 июля), а затем до 10 июля происходило плавное понижение уровня. Спад в нижней части паводка был медленнее, чем подъем. Очевидно, что для горных рек, таких как р. Кынгарга, подъем и спад уровней был стремительнее, а значения паводочного максимума выше [Макаров и др., 2014].

Атмосферный фронт, вызвавший паводок на р. Кынгарга в июле 2015 г. также вызвал паводок на руч. Икубур, при этом повышение уровня в этот раз было существенно меньше (рис. 2). А метеостанция, расположенная в пос. Аршан не зафиксировала существенных осадков в этот период.

Инструментальные наблюдения в русле 2-го безымянного горного притока р. Кынгарга начаты с июня 2016 г. Установлен автоматический приборный комплекс РАП-Г-01 (ИМКЭС, г. Томск), который непрерывно фиксирует колебания уровня, температуры и удельной электропро-

водности воды с частотой измерений 1 раз в 30 минут. Длина 2-го безымянного притока р. Кынгарга, составляет 3,1 км, площадь водосбора 6,36 км^2. Уклоны в зоне питания (селеобразования) колеблются от 14 до 48°, в зоне транзита – 10° и в зоне аккумуляции селя – 5°. В июле 2014 г. по руслу водотока прошел селевой поток. Средняя ширина его составила 50-60 м. Максимальная глубина вреза селя отмечена в зоне транзита и составила около 10 м. Максимальная ширина селя после его выхода со склонов Тункинского гольца достигала 120 м. Ниже после резкого уменьшения уклонов, произошло распластывание селевого потока и потеря им энергии. В месте остановки основного потока, в 250 м от построек пос. Аршан его ширина составила около 60 м. Далее сель разошелся на несколько отдельных потоков шириной 15-20 м, состоящих из более легких фракций, в основном из ила и грязи, которые двигались в параллельном относительно друг друга направлении, в сторону поселка. Некоторые из них вошли в поселок, затапливая водой и забивая наносами центральные улицы (Трактовую и др.). Другие прошли по околице поселка в нескольких десятках метров от построек, частично вышли на тракт, и остановились в лесном массиве, погрузив деревья в толщу ила мощностью до 0,5-1 м. Максимальная глубина селевых валов составила 3-4 м. Средний диаметр вынесенных селем валунов составил 0,3-0,7 м, максимальный до 2,0 м. Площадь конуса выноса составила 0,052 км^2. При средней мощности селевого потока 2,5 м, приблизительный объем вынесенного селем материала может составлять около 170000 м^3.

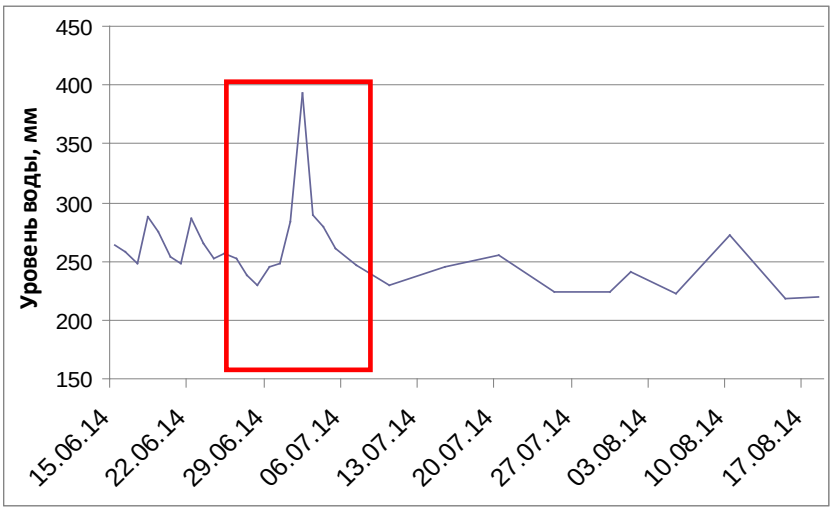


Рис. 1. Колебания уровня воды в руч. Икубур за период 15 июня по 18 августа 2014 г.

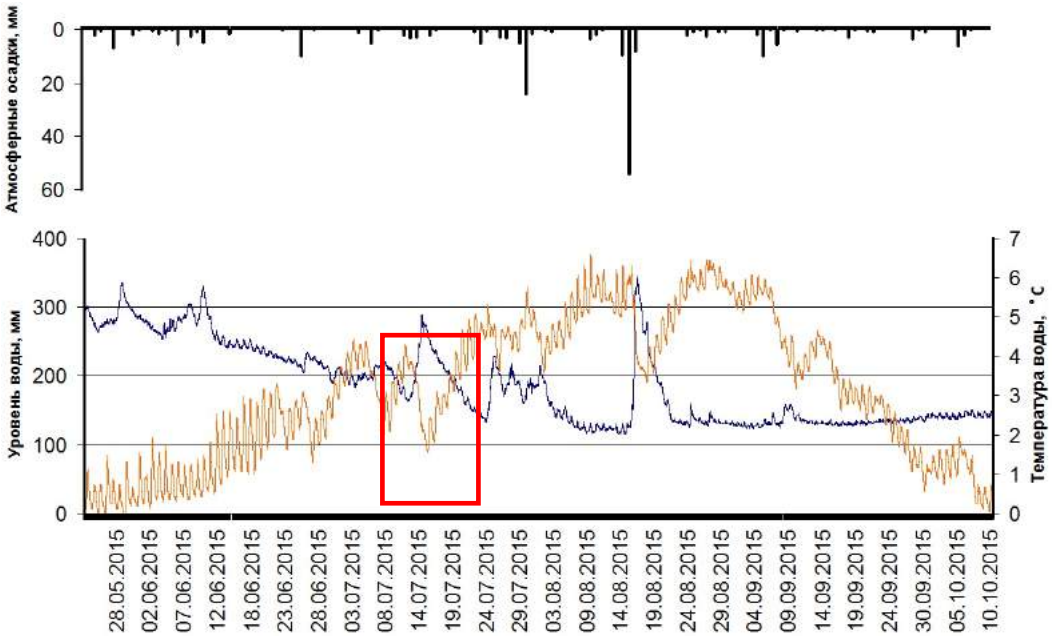


Рис. 2. Колебания уровня, температуры воды в руч. Икубур и атмосферных осадков в пос. Аршан за теплый период 2015 г.

Дождевые паводки и водокаменные сели 2014, 2015 гг. в бассейне р. Кынгарги были сформированы вследствие выпадения обильных и очень локальных по территории выпадения осадков в горах. С локальностью выпадения обильных осадков в горах связана сложность своевременного выявления таких опасных ситуаций. А полное отсутствие наблюдательной сети в горах делает это просто невозможным. Установка автоматических осадкомеров, оборудованных системой оповещения по GSM каналу в высокогорной части бассейна р. Кынгарги и прилегающей горной территории, а также оборудование сети автоматических гидрометрических наблюдений поможет в понимании закономерностей формирования экстремальных осадков и уровней воды в селеопасных водотоках и в перспективе способствовать своевременному выявлению формирования опасных ситуаций в горах.

Публикация осуществлена при финансовой поддержке ИОО РГО и ООО «Премьер-Энерго» (Договор № 16/03/02).

Кураков С.А. Система автономного мониторинга состояния окружающей среды // Датчики и системы. 2012, № 4 (155), с. 29-32, УДК 551.508:53.087.

Макаров С.А., Черкашина А.А., Атутова Ж.В., Бардаш А.В., Воропай Н.Н., Кичигина Н.В., Мутин Б.Ф., Осипова О.П., Ухова Н.Н. Катастрофические селевые потоки произошедшие в поселке Аршан Тункинского района Республики Бурятия 28 июня 2014 г. – Иркутск: изд-во ИГ СО РАН им.В.Б. Сочавы, 2014. – 111с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Ангаро-Енисейский район. Ангара. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – Т.16. Вып. 2. – 595 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СХОДА ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОТОКА СЕЛЕВОГО ТИПА И ЦУНАМИ ОПОЛЗНЕВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЙ НАВЬЕ-СТОКСА

КОЗЕЛКОВ А.С.[1,2], КУРКИН А.А.[2], ПЕЛИНОВСКИЙ Е.Н.[2,3]

[1]*Федеральное государственное унитарное предприятие «Российский Федеральный Ядерный Центр – Всероссийский научно-исследовательский институт экспериментальной физики» (ФГУП «РФЯЦ – ВНИИЭФ»)*
(607188, Нижегородская область, г. Саров, пр-т Мира 37, askozelkov@mail.ru)

[2]*Нижегородский Государственный Технический Университет им. Р.А. Алексеева (НГТУ им. Р.Е. Алексеева) (603950, г. Нижний Новгород, ул. Минина 24, aakurkin@gmail.com)*

[3]*Институт Прикладной Физики РАН (ИПФ РАН)*
(603950, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова 46, pelinovsky@gmail.com)

MODELING OF MOVEMENT VOLCANIC MUD FLOW AND LANDSLIDE TSUNAMI ON THE BASIS OF NAVIER-STOKES EQUATIONS

KOZELKOV A.S.[1,2], KURKIN A.A.[2], PELINOVSKII E.N.[2,3]

[1]*Russian Federal Nuclear Center, All-Russian Research Institute of Experimental Physics, (607188, Russia, Nizhny Novgorod oblast, Sarov, pr. Mira 37, askozelkov@mail.ru)*

[2]*Alekseev State Technical University (603950 Russia, Nizhny Novgorod, ul. Minina 24, aakurkin@gmail.com)*

[3]*Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences (603950 Russia, Nizhny Novgorod, ul. Ul'yanova 46, pelinovsky@gmail.com)*

Банк данных волн цунами содержит более 2200 зарегистрированных на Земле событий и свыше 9000 наблюдений береговых высот волн [Сайт лаборатории Цунами]. Из этого числа более 10 % составляют цунами, порожденные обвалами подводных и надводных оползней, а 5 % – вулканогенными источниками, сходом пирокластических потоков, образованных в результате вулканического взрыва. Согласно накопленным данным, цунами, порождаемые оползнями, имеют самую высокую амплитуду заплеска на берег, которая может достигать нескольких сотен метров. К наиболее известным цунами оползневого типа относятся случаи в заливе Литуйя на Аляске (1853,

1936, 1958 гг.), Норвегии (1936 г.) и Гренландии (2000). Самая большая высота волны цунами высотой 60 метров наблюдалась в бухте Литуйя в 10 июле 1958 года в результате схода сейсмогенного обвала, при этом максимальный заплеск в самой бухте составил 525 метров. Волны, возбуждаемые подводными и надводными оползнями, достигают максимально возможных заплесков непосредственно около источника на расстояниях 10-15 километров вдоль береговой линии. Однако, цунами такого типа может распространяться существенно дальше, если оползень является следствием землетрясения – они могут сохранять свой разрушительный потенциал на сотни километров.

Поверхностные волны, порождаемые сходом оползня, имеют свою специфику. Зарождение волны в прибрежной зоне с малой глубиной осуществляется в достаточно длительное время, сравнимое с временем перемещения оползня, а характерный размер оползня зачастую сравним с глубиной. В отличие от цунами сейсмического происхождения, цунами оползневого типа являются более короткими [Dutykh, 2009], что обуславливает необходимость учета дисперсии волн. Для моделирования таких волн используют нелинейно-дисперсионные уравнения теории мелкой воды, способными воспроизводить дисперсию [Гусев, 2013]. Применение трехмерных моделей для генерации цунами оползневого типа сводится к применению специальных систем на базе уравнения Лапласа [Cecioni, 2010]. Попытка применения трехмерных моделей, основанных на полных уравнениях Навье-Стокса, сводится пока к единичным работам [Horrillo, 2013], по причине их вычислительной дороговизны. Однако с существенным ростом вычислительных ресурсов, наблюдающимся в последнее время, и их возрастающей доступностью, разработка и применение таких моделей становится актуальной задачей.

Основной проблемой использования уравнений Навье-Стокса в научных и индустриальных приложениях является их существенная вычислительная дороговизна. В настоящее время ведутся системные исследования, направленные на разработку методов ускорения гидродинамических расчетов и повышения точности [Волков, 2013]. В данной работе представлена технология расчета цунами оползневого типа на основе полностью неявного метода решения полных трехмерных уравнений Навье-Стокса, описывающих многофазные течения. Оползень моделируется отдельной фазой со своей вязкостью и плотностью. Полностью неявная схема также является весьма устойчивой. Работоспособность технологии проверяется на известных экспериментальных данных. Демонстрируется возможность применения технологии для расчета всех стадий цунами оползневого типа.

Основные уравнения модели и способ численного решения

Рассмотрим систему «воздух-вода» как совокупность двух несжимаемых сред, разделенных границей раздела. Будем использовать односкоростное приближение, в котором уравнение неразрывности и уравнение сохранения импульса едины как для воды, так и для воздуха, и решаются для результирующей среды, свойства которой линейным образом зависят от объемной доли [Hirt, 1981]. Такой подход достаточно распространен и дает хорошие результаты при решении задач со свободной поверхностью, в том числе и для волн цунами [Козелков, 2015, 2016]. В рамках этого приближения движение данной системы описывается уравнениями Навье-Стокса, включающими уравнения неразрывности, сохранения импульса, а также уравнением для объемных долей фаз:

$$\begin{cases} \nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \\ \dfrac{\partial}{\partial t} \sum\limits_k \alpha^{(k)} \rho^{(k)} \mathbf{u} = -\nabla \cdot \sum\limits_k \left(\alpha^{(k)} \rho^{(k)} \mathbf{u}\mathbf{u} \right) + \nabla \cdot \sum\limits_k \left(\alpha^{(k)} \mu^{(k)} \nabla \mathbf{u} \right) - \nabla p + \sum\limits_k \alpha^{(k)} \rho^{(k)} \mathbf{g} \\ \dfrac{\partial}{\partial t} \alpha^{(k)} \rho^{(k)} + \nabla \cdot \left(\alpha^{(k)} \rho^{(k)} \mathbf{u} \right) = 0 \end{cases} \tag{1}$$

здесь $\mathbf{u}$ – трехмерный вектор скорости, $\rho^{(k)}$ – плотность фазы k, и $\alpha^{(k)}$ – ее объемная доля, p – давление, $\mu^{(k)}$ – молекулярная вязкость фазы k, $\mathbf{g}$ – ускорение свободного падения. Данная система решается напрямую без использования осреднения по Рейнольдсу и последующего замыкания моделью турбулентности. Это позволяет разрешивать турбулентные структуры, минимальный масштаб которых определяется сеточным разрешением.

Дискретизация системы (1) может быть осуществлена любым известным способом [Волков, 2013]. Оптимальным выбором дискретизации является метод конечных объемов , обладающий хорошими консервативными свойствами и позволяющий осуществить дискретизацию сложных вычислительных областей на произвольных неструктурированных сетках с ячейками произвольной формы. Основная сложность при численном решении системы (1) заключается в определении

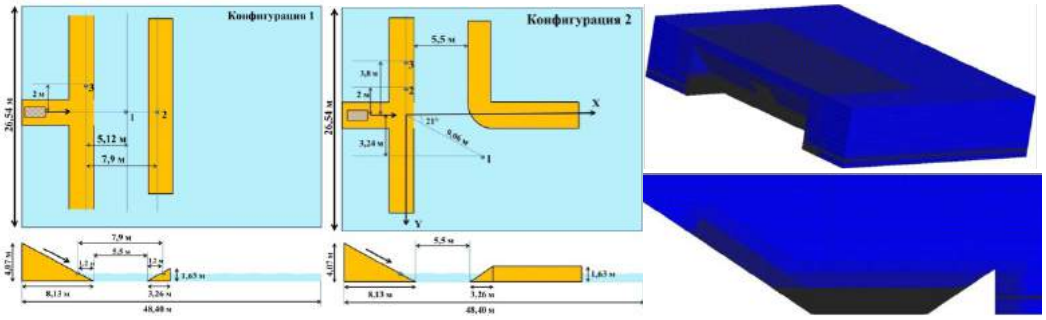
связи поля давления с полем скорости. Процедура согласования поля давления с полем скорости должна приводить к одновременному удовлетворению уравнений неразрывности и сохранения импульса. Наиболее распространенными являются методы типа SIMPLE, основанные на процедуре коррекции давления или принципе расщепления неизвестных [Тарасова, 2015]. Для численного решения итоговая система уравнений должна быть дополнена начальными и граничными условиями. На твердых стенках (например, дно бассейна) градиент давления и объемных долей и значение скорости равно нулю. На «свободных» границах фиксируется статическое давление, градиенты скорости и объемных долей равны нулю. При моделировании геофизических задач, верхнюю границу необходимо располагать на высоте, достаточной для исключения «выплескивания» воды из расчетной области. В начальный момент времени, вода и воздух находятся в состоянии покоя, т. е. все компоненты скорости равны нулю, давление имеет гидростатическое распределение. Объемная доля фаз (например, воды и воздуха) определяется в соответствии с заданным уровнем положения свободной поверхности.

Расчет движения оползневых структур в рамках данной модели осуществляется с помощью отдельной фазы, имеющей свою плотность и вязкость, также как вода и воздух, т. е. получается трехфазная гидродинамическая система. Дополнительных граничных условий для моделирования оползня не требуется – все взаимодействия с жидкостью и воздухом моделируются соответствующими слагаемыми исходной системы уравнений. Полностью неявная формулировка численной схемы снимает жесткие ограничения на шаг по времени и гарантирует устойчивость итерационного процесса при максимально возможном числе Куранта.

Представленная методика реализована в пакете программ ЛОГОС — программном продукте, предназначенном для решения сопряженных трехмерных задач конвективного тепломассопереноса, аэродинамики и гидродинамики на параллельных ЭВМ [Волков, 2013; Козелков, 2015, 2016; Тарасова, 2015, Kozelkov, 2015]. Пакет программ ЛОГОС успешно прошел верификацию и показал достаточно хорошие результаты на серии различных гидродинамических задач, включая расчеты турбулентных и нестационарных течений [Kozelkov,2015], а также волн цунами космогенного происхождения [Козелков, 2015, 2016].

Валидация технологии

Валидация предложенной методики проведем на эксперименте, описанном в [Mohammed, 2010], в которых описывается серия экспериментов, проведенная в трехмерном бассейне с пневматической установкой для генерации цунами деформируемыми гранулированными оползнями. Схематично конфигурация бассейна изображена на рис. 1.



а) б) в)

Рис. 1. Конфигурации бассейна (а,б; – расположение оползня, – расположение мареографов) расчетная сетка (в; сверху – общий вид, снизу – сечение).

Оползень начинает движение по наклонной плоскости с заданной начальной скоростью 3,8 м/с. Во время эксперимента измеряется скорость входа оползня в воду, а также высота поверхности воды в ряде мареографных точек, которые расположены как на «открытой» воде (марегорафы с номером 1), так и в непосредственной близости к искусственным препятствиям с целью измерения заплеска (мареографы с номерами 2, 3). При этом мареограф с номером 1 в «конфигурации 1» расположен непосредственно на пути распространения волны, а в «конфигурации 2» его измерение нацелено на огибающую препятствие волну.

Для моделирования использовалась расчетная сетка, состоящая из 10 млн ячеек (рис.1в). В области схода оползня и распространения волны, сетка имеет сгущение для более точного описания движения оползня и характеристик течения. Параметры всех трех фаз – воды, воздуха и оползня выбирались в соответствии с экспериментом. Высота уровня воды от дна бассейна 0,6

метра. Размеры оползня составляют 2,1×1,2×0,3м, причем задний его край находится на расстоянии 2,8 м от верхнего края наклонной плоскости. Моделирование осуществляется с автоматическим выбором шага по времени в соответствии с заданным числом Куранта равным единице. Картина входа оползня в воду и распространения до преград для обеих конфигураций одинакова, поэтому ниже ограничимся представлением результатов для конфигурации 1. На рис. 2 представлено поле скорости среды на различные моменты времени входа оползня в воду.

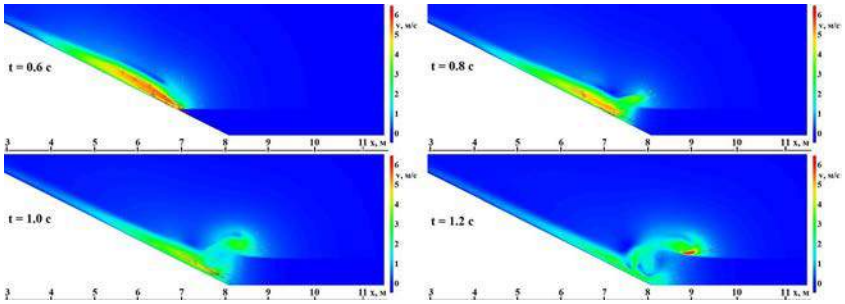


Рис. 2. Поле скорости среды в различные моменты времени.

Из рисунка видно, что на момент входа в воду (t = 0,6 с.), оползень имеет скорость около 5,5 м/с, что хорошо согласуется с экспериментом. Максимальная скорость движения среды наблюдается для водной фазы в момент опрокидывания волны (t = 1,2 с.) и превышает значение 6 м/с. Картина распределения скоростей позволяет видеть возмущения и воздушной среды, которые совсем незначительны (около 1 м/с) по сравнению с другими фазами, что говорит о правомерности пренебрежением сжимаемостью воздуха. В момент опрокидывания волна имеет амплитуду около 50 см., что практически соответствует уровню воды в бассейне (рис. 3).

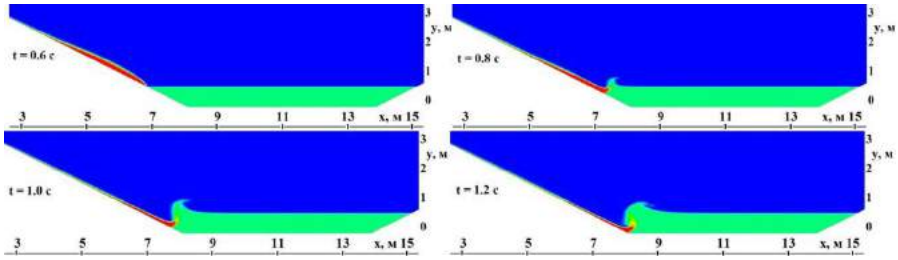


Рис. 3. Изменение уровня воды в бассейне в различные моменты времени.

После опрокидывания первой волны, оползень еще продолжает движение по дну бассейна. После схода основной его массы на момент времени 2 с., образуется вторая волна амплитудой в 2 раза меньшая, чем первая. На момент времени 4 с. оползень полностью сходит в бассейн, а по его поверхности друг за другом движутся две волны. На момент времени 6 с., наблюдается картина заплеска волны на искусственные «фьорды», причем их амплитуда примерно одинакова и составляет около 10 см. Заплеск волны наблюдается и на «фьорды» с которых сошел оползень и по величине он примерно такой же. Получаемые в результате моделирования количественные характеристики волновой картины в бассейне можно оценить по мареографным данным (рис. 4).

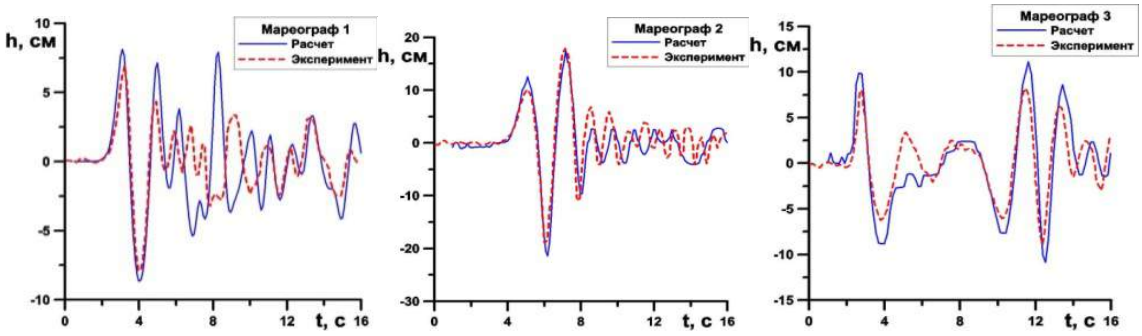


Рис. 4. Записи мареографов для конфигурации 1.

Как видно из рисунков, в численном расчете мареографами регистрируются все пришедшие волны, причем их амплитуда практически совпадает с полученной в эксперименте. Это касается как первых волн, так и последних. Единственное существенное отличие в численном эксперименте было получено для мареографа 1 в конфигурации 1 для «средних» пришедших волн. Здесь, в численном расчете процессы переотражения волны более усилили ее амплитуду, чем это наблюдалось в эксперименте, хотя в эксперименте тоже есть некое усиление, хотя существенно слабее. Для фьорда 2 все мареографы также дали хорошее совпадение по волновой картине.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 16-01-00267, 15-45-02061)

Сайт лаборатории Цунами. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://tsun.sscc.ru/hiwg.

Dutykh D., Dias F. Energy of tsunami waves generated by bottom motion // Proc. R. Soc. A, 2009, vol. 465. p. 725–744.

Гусев О.И., Шокина Н.Ю., Кутергин В.А., Хакимзянов Г.С. Моделирование поверхностных волн, генерируемых подводным оползнем в водохранилище // Вычислительные технологии, 2013, т. 18, № 5. С. 74-90.

Cecioni C., Bellotti G., Modeling tsunamis generated by submerged landslides using depth integrated equations // Applied Ocean Research. 2010,v. 32. p. 343-350.

Horrillo J., Wood A., Kim G.B., Parambath A., A simplified 3-D Navier-Stokes numerical model for landslide-tsunami: Application to the Gulf of Mexico // Journal of Geophysical Research: Oceans, 2013, v. 118. p.6934–6950,.

Волков К.Н., Дерюгин Ю.Н., Емельянов В.Н., Карпенко А.Г., Козелков А.С., Тетерина И.В. Методы ускорения газодинамических расчетов на неструктурированных сетках. – Москва: Физматлит, 2013. – 536 с.

Hirt C.W., Nichols B.D., Volume of Fluid (VOF) method for the dynamics of free boundaries // Journal of Computational Physics. 1981, v. 39. p. 201-225.

Козелков А.С., Куркин А.А., Пелиновский Е.Н., Курулин В.В., Тятюшкина Е.С. Моделирование возмущений в озере Чебаркуль при падении метеорита в 2013 году // Известия РАН Механика жидкости и газа, 2015, № 6. С. 134-143.

Козелков А.С., Куркин А.А., Пелиновский Е.Н. Влияние угла входа тела в воду на высоты генерируемых волн // Известия РАН Механика жидкости и газа, 2016, № 2. С. 166-176.

Тарасова Н.В., Козелков А.С., Мелешкина Д.П., Лашкин С.В., Денисова О.В., Сизова М.А. Особенности применения алгоритма SIMPLE для расчета сжимаемых течений // Журнал ВАНТ, сер. Математическое моделирование физических процессов, 2015, вып.3. С. 20-34.

Kozelkov A., Kurulin V., Emelyanov V., Tyatyushkina E., Volkov K., Comparison of convective flux discretization schemes in detached-eddy simulation of turbulent flows on unstructured meshes // Journal of Scientific Computing, DOI 10.1007/s10915-015-0075-7.

Mohammed F., Frits H.M., Experiments on tsunamis generated by 3D Granular Landslides // Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research. 2010, v. 28. p. 705-718.

КАДАСТР СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

КОНДРАТЬЕВА Н.В.[1], АДЖИЕВ А.Х.[1], БЕККИЕВ М.Ю.[1], ГЕДУЕВА М.М.[1], ПЕРОВ В.Ф.[3], РАЗУМОВ В.В.[1], СЕЙНОВА И.Б.[2], ХУЧУНАЕВА Л.В.[1]

[1]«Высокогорный геофизический институт», 360030, Нальчик, пр. Ленина [1], kondratyeva_nat@mail.ru; [2]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, ЛСЛ и С. 119991, ГСП-1, Ленинские горы, Москва

CADASTRE OF MUDFLOW DANGER IN THE SOUTH OF THE EUROPIAN PART OF RUSSIA

KONDRATIEVA N.V.[1], ADZHIEV A.H.[1], BECKIEV M.U.[1], GEDUEVA M.M.[1], PEROV V.F.[2], RAZUMOV V.V.[1], SEYNOVA I.B.[2], HUCHUNAEVA L.V.[1]

High-Mountain Geophysical Institute, 360030, Nalchik, Lenina 2, kondratyeva_nat@mail.ru; 119991, Lenin Hills, MSU. Faculty of Geography, Laboratory of snow avalanches and debris flow.

Изучением селевых явлений на Кавказе занимались и занимаются многие советские и российские ученые. Работ, посвященных селевой тематике достаточно много, но значительная ведомственная разрозненность издающихся научных трудов и отсутствие единого методического центра

в стране по изучению селепроявлений существенно затрудняет ознакомление и использование результатов исследований в практических целях и при проведении научно-исследовательских работ. В данном издании обобщена и систематизирована информация по селевой деятельности на юге европейской части России из многочисленных архивных, литературных и фондовых источников.

Создание Кадастра селевой опасности юга европейской части России направлено на решение задач по обеспечению реализации Концепции долгосрочного социально-экономического развития Российской Федерации на период до 2020 года в части информационного обеспечения защиты населения от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, сохранения и защиты природной среды, повышения эффективности деятельности погодозависимых отраслей экономики (водохозяйственный комплекс, аграрный сектор, транспортная, энергетическая и другие отрасли) на период до 2030 года. Изучение селевых процессов на территории юга европейской части Росси чрезвычайно актуально и позволяет выйти на новый уровень как фундаментальных, так и прикладных ориентированных разработок в интересах социально-экономического развития региона.

Кадастр является справочным изданием, в котором в систематизированном виде представлена обобщенная информация о пространственном распределении основных параметров и режиме селевых процессов на территории юга европейской части России, включающей частично субъекты Южного Федерального округа (ЮФО), в частности район Красной Поляны в Краснодарском крае (юго-западная часть южного склона Большого Кавказа) и субъекты Северо-Кавказского Федерального округа (северный склон Большого Кавказа).

В географическом отношении рассматриваемый регион находится на северном и на юго-западном склонах Главного хребта Большого Кавказа, который делится на Западный (440 км от Таманского полуострова до перевала Чипер в северном отроге массива Эльбрус), Центральный (180 км от Эльбруса до Казбека) и Восточный (480 км от Казбека до Апшеронского полуострова) Кавказ.

В восточной части северного склона Большого Кавказа расположены три республики Российской Федерации: Дагестан (РД), Чечня (ЧР), Ингушетия (РИ); в центральной части: Северная Осетия – Алания (РСО-Алания), Кабардино-Балкария (КБР); на западе Карачаево-Черкесия (КЧР) и Адыгея (РА). Район Красной Поляны (Краснодарский край) расположен на юго-западном склоне Большого Кавказа.

Предпосылкой для создания данного Кадастра послужили ведомственные задания Росгидромета, согласно которым, начиная с 1997 г. лаборатории высокогорной геоэкологии и отделу стихийных явлений Высокогорного геофизического института (ВГИ) поручалось проводить оперативно-производственные работы по уточнению карт и кадастров селевой опасности на юге европейской части России. Значительная финансовая поддержка в последние годы со стороны Министерства образования и науки РФ (в виде грантов) позволила выполнить финансово затратные экспедиционные работы по выявлению новых и уточнению отдельных характеристик уже выявленных селевых бассейнов изучаемого региона.

Данный Кадастр является итогом совместной работы сотрудников отдела стихийных явлений ФГБУ «ВГИ» и научно-исследовательской лаборатории снежных лавин и селей МГУ им. М.В. Ломоносова и в значительной степени опирается на уже опубликованные издания, в частности:

– «Кадастр лавинно-селевой опасности Северного Кавказа», созданный в ФГБУ «ВГИ» в 2001 под руководством доктора географических наук, профессора В.В. Разумова (С. Петербург, 2001) [Разумов, 2001]. В этот кадастр вошли (в виде каталога) данные о селевой деятельности четырех республик Северного Кавказа: Северная Осетия-Алания, Кабардино-Балкария, Карачаево-Черкесия, Адыгея; тематические карты селевых бассейнов представлены в масштабе от 1:50 000 до 1:1 000 000.

– «Карта селевых бассейнов Северного Кавказа» в масштабе 1:200 000, составленная в 2012 году в научно-исследовательской лаборатории снежных лавин и селей МГУ им. М.В. Ломоносова под руководством доктора географических наук В.Ф. Перова (М: МГУ, 2012) [Перов, 2012]. На карте представлены селевые бассейны территории Северного Кавказа и Черноморского побережья.

– Монография «Опасные природные процессы Северного Кавказа», под редакцией профессора Разумова В.В. (Москва, издательство ООО «Феория», 2013) [Разумов, 2013].

Указанные издания создавались в результате интенсивных и разносторонних исследований селевых явлений с проведением наземных маршрутных, аэровизуальных и стационарных наблюдений, а также с использованием данных многочисленных сетевых метеостанций Росгидромета и других ведомств. В них содержатся достаточно подробные сведения, характеризующие распро-

странение селевой деятельности по территории, а также параметры селевых процессов. Материалы, обобщенные в указанных изданиях, позволили выявить определенные закономерности в процессе селеобразования, определить ведущие факторы схода селей. К недостаткам указанных изданий можно отнести то, что в силу обзорного характера этих справочников многие участки селевой деятельности более мелкие, чем районы, представленные на картах, остались за рамками визуализации. На представленных картах отсутствуют объекты, находящиеся под угрозой селевых потоков. В имеющихся каталогах нет также полной информации о морфологии бассейнов и селевых характеристик в них. Следует особо подчеркнуть, что в настоящее время отсутствуют опубликованные карты и каталоги селевых бассейнов, расположенных на территории республик Дагестан, Ингушетия, Чечня и района Красной Поляны. Для этих территорий, в силу различных обстоятельств, имеются лишь ограниченные сведения о селепроявлениях. Перечисленные недостатки не позволяют полноценно использовать имеющиеся, опубликованные сведения при работах, направленных на уменьшение или предотвращение риска селевого воздействия на народнохозяйственные объекты в зонах рекреации и проживания населения на территории изучаемого региона. Тем более, глобальные изменения климата на всей планете в совокупности с интенсивным развитием инженерно-хозяйственной деятельности на территории горного Кавказа приводят к усилению селевой активности, а также к образованию селей на ранее неселеопасных территориях, появлению антропогенных селей, что требует постоянного их мониторинга и анализа селевой ситуации на рассматриваемой территории, постоянной инвентаризации селевых бассейнов и картографирования селеопасных бассейнов.

Для получения максимально достоверной информации о селевой деятельности в республиках Северного Кавказа и района Красной Поляны авторами Кадастра проанализированы все имеющиеся сведения по проявлению селевых процессов (многолетние, за последние 60 лет, данные из литературных и фондовых материалов, а также из архивов МЧС РФ и ФГБУ «ВГИ»). Обработка и подготовка данных по селепроявлениям заключалась в их группировке по типам, хронологии и районам их проявления, а также были проведены маршрутные исследования.

Для создания «Кадастра селевой опасности юга европейской части России» проведено уточнение и дополнение имеющихся каталогов селевых бассейнов в республиках Северная Осетия – Алания, Кабардино-Балкария, Карачаево-Черкесия и Адыгея, в частности:

1) уточнено и дополнено количество селевых бассейнов;

2) дополнены морфометрические характеристики селевых бассейнов;

3) дополнены селевые характеристики в бассейнах.

Созданы карты и впервые составлены каталоги селевых бассейнов республик – Дагестан, Чечня, Ингушетия и района Красная Поляна.

Для создания «Кадастра селевой опасности юга европейской части России» при составлении тематических селевых карт методы традиционной картографии сочетались с возможностями современных геоинформационных технологий, позволяющие гармонично сочетать основные методические положения традиционной картографии и геоинформационных систем. Развитие функций современных ГИС позволяет на новом уровне решать задачи картографирования – от создания электронных карт и электронных атласов до получения их бумажных копий. Геоинформационные системы также дают возможности для анализа больших объемов дистанционных данных (аэрофотоснимков и космоснимков).

Набор геоинформационных слоев для разработки карт селевой опасности был создан с помощью ГИС программы ArcGIS 10.1 на основе имеющихся физико-географических карт территорий юга европейской части России (масштаб 1:100 000, 1:50 000, 1:10 000), космических снимков с порталов Global Mapper, Google Earth Pro. Картографическая информация была генерализована до оптимального масштаба для отображения на одном листе. На макет карт был добавлен графический масштаб в виде масштабной линейки. Эта линейка служит для указания масштаба отображения при печати макета карты.

Для создания карт был определен необходимый минимум общегеографической нагрузки, состоящий из следующих слоев: границы территорий, ледники, речная сеть, населенные пункты, дороги. На эту географическую подложку наносилась тематическая информация по селевой опасности. Для каждой карты разрабатывалась ее легенда и содержание, при этом сохранялась общность дизайна для слоев разной тематической направленности. На завершающем этапе были составлены серии тематических карт, векторизованных средствами ГИС.

При создании карт в качестве основной таксономической единицы был принят «селевой бассейн», используемый в ранее опубликованных материалах. Для большинства выделенных се-

левых бассейнов в качестве замыкающего створа принималось место впадения селеносного русла в реку более высокого порядка (по Хортону Р.Е) [Хортон, 1948].

В качестве показателя степени селевой опасности использовался максимальный объем твердых отложений селя W (тыс. куб. м) в каждом селевом бассейне. Это интегральная величина, отражающая условия накопления, проявления и воздействия селевых явлений на народнохозяйственные объекты. Значения этого показателя позволяют в определенной степени судить обо всей совокупности условий селеобразования в пределах данного бассейна: чем больше факторов, способствующих селевой деятельности в данном бассейне, и чем они активнее, тем больше объем выноса. В зависимости от объемов селевых выносов для изучаемой территории выделены следующие градации селевой опасности:

$W > 500\,000$ м^3 – очень сильная опасность;

$100\,001 \leq W \leq 500\,000$ м^3 – сильная опасность;

$10\,001 \leq W \leq 100\,000$ м^3 – средняя опасность;

$W < 10\,000$ м^3 – слабая опасность.

При определении селевой опасности для речных бассейнов, где до настоящего времени отсутствовала информация об объемах твердой составляющей селя, применялась методика «*Предварительная оценка максимального объема твердых отложений селя для Центрального и Западного Кавказа*», разработанная Н.В. Кондратьевой и М.М. Гедуевой (Гяургиевой) (Кондратьева, 2014) [Кондратьева, 2014а,б]. Методика предполагает типизацию селевых бассейнов по водному генетическому типу селеобразования в зависимости от высоты истока реки и оценку максимального объёма твёрдых отложений селя с использованием аналитических выражений. Проверка методики выполнена на фактическом материале и представлена в таблицах-каталогах к картам селевых бассейнов Центрального и Западного Кавказа» (столбец 11).

В картах Кадастра цветовой палитрой дана интегральная характеристика селевой опасности – объем максимального единовременного выноса твердой составляющей селя в бассейне. Штриховкой показана зональность бассейнов по генетическим типам селепроявлений, т. е. причины, вызывающие формирование селя, где Л – таяние ледника, Д – атмосферные осадки (дождь, ливень), Л-Д – таяние ледника и атмосферные осадки в совокупности.

В настоящем Кадастре представлена информация по 1301 селевому бассейну, общей площадью 25891 км^2, в том числе: на Восточном Кавказе изучено 557 селевых бассейнов, Центральном – 370, Западном – 309 и в районе Красной Поляны – 65.

На рисунках 1–4 представлены обзорные карты селевой опасности территорий Восточного Кавказа, Центрального Кавказа, Западного Кавказа и Красной Поляны.

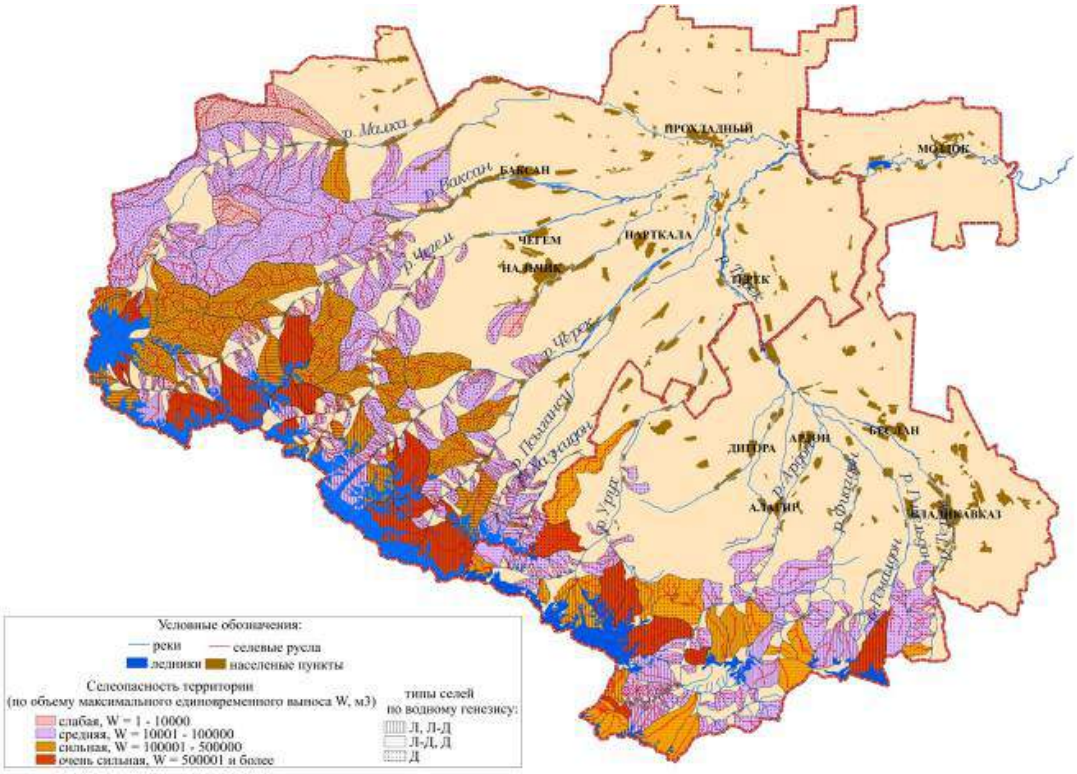


Рис. 1. Обзорная карта селевой опасности республик Восточного Кавказа.

Анализ карт позволил выделить на них участки развития селевых процессов, однотипные по характеру формирования, проявления, а также воздействия на населенные пункты.

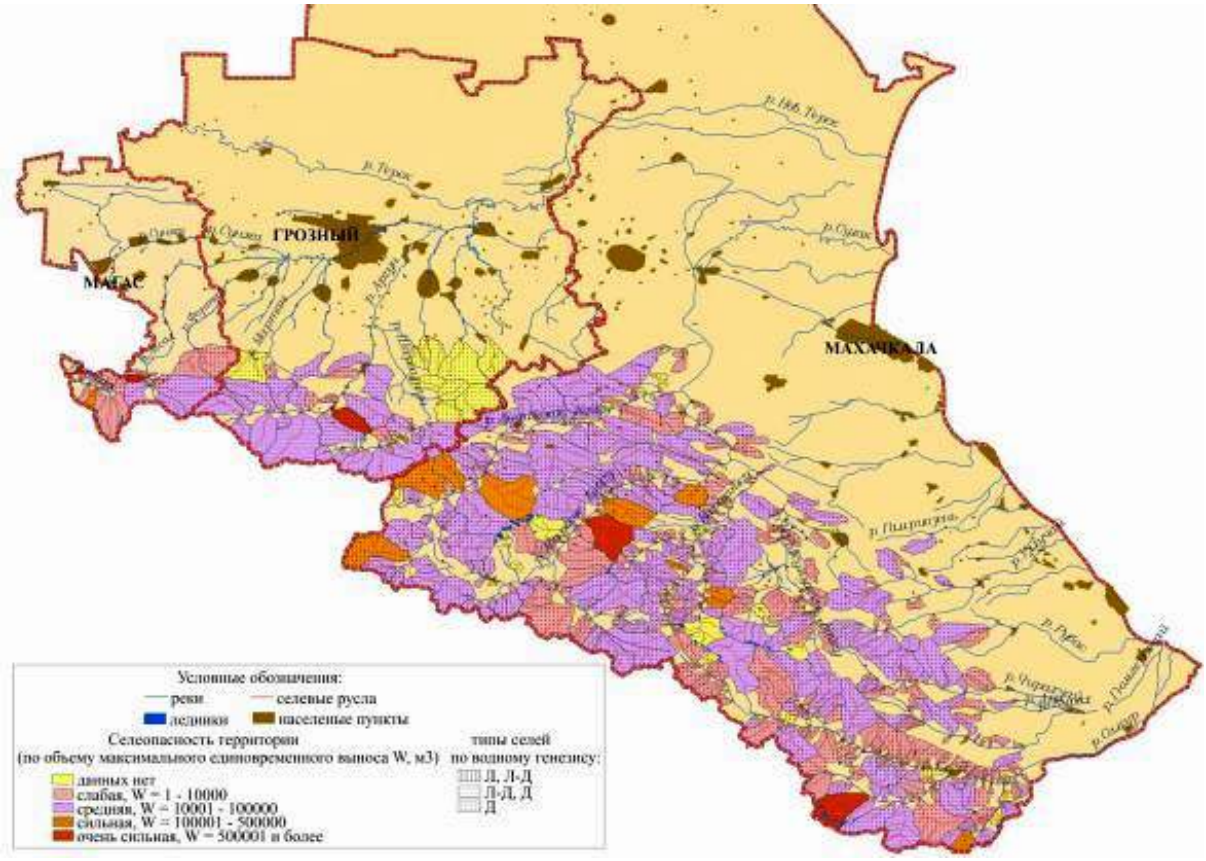


Рис. 2. Обзорная карта селевой опасности республик Центрального Кавказа.

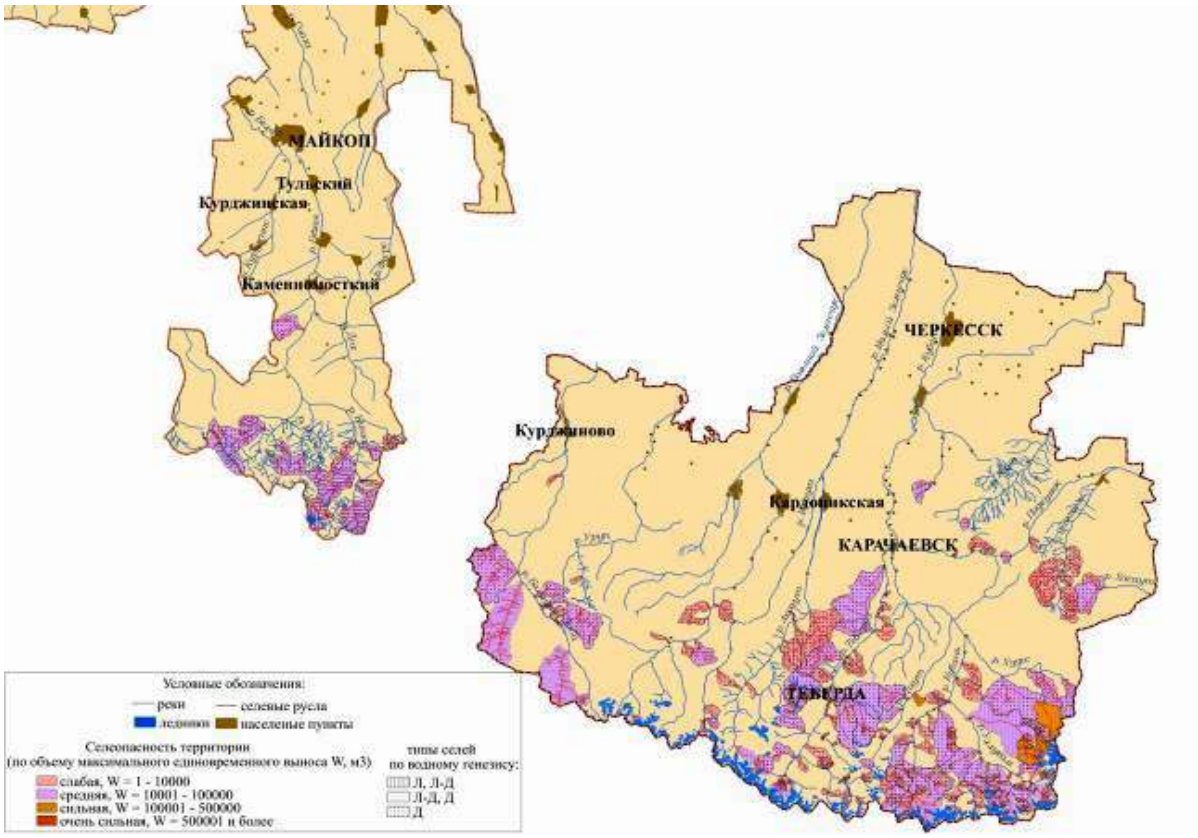


Рис. 3. Обзорная карта селевой опасности республик Западного Кавказа.

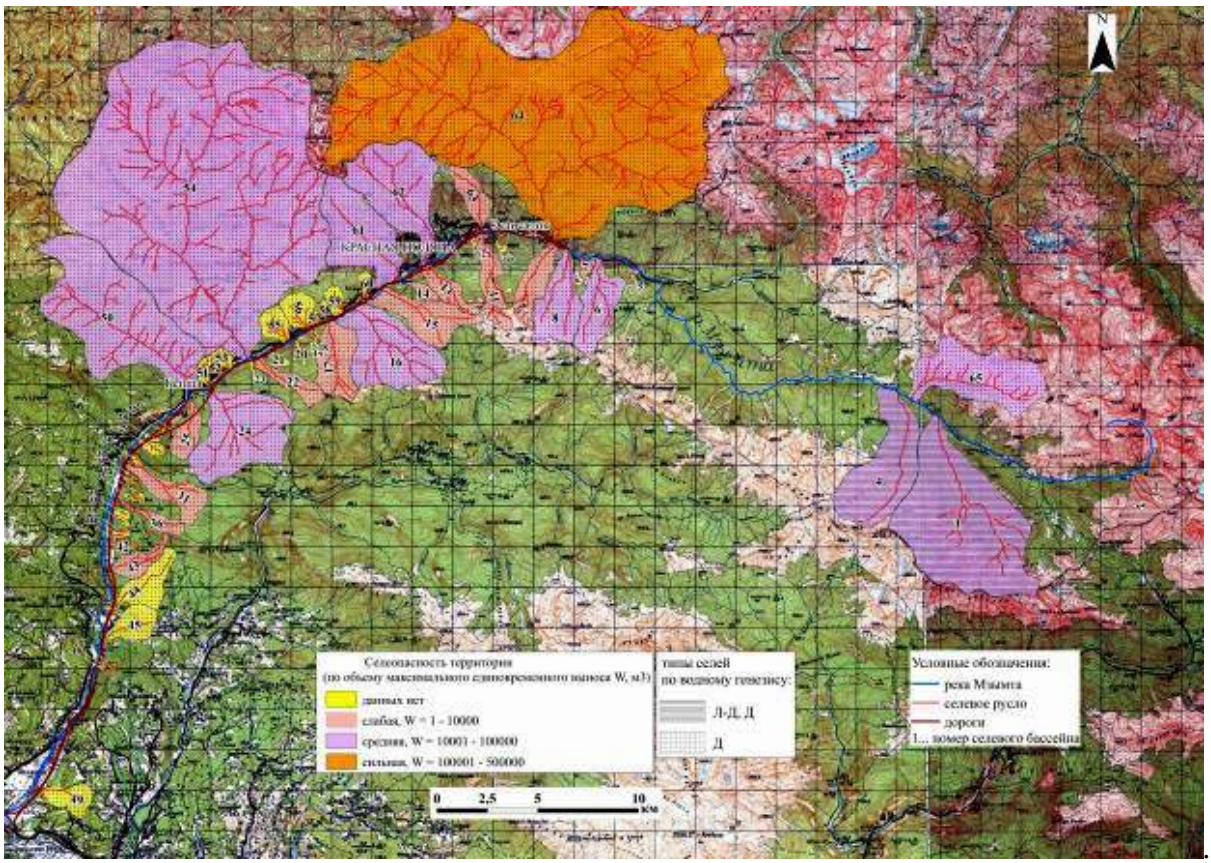


Рис. 4. Селевые бассейны территории Красная Поляна.

Кондратьева Н.В. О методике предварительной оценки максимального объёма твёрдых отложений селя на территории Западного Кавказа/ Н.В. Кондратьева, М.М. Гяургиева, Л.В. Хучунаева // ГеоРиск. – 2014а, № 1. – С. 34.

Кондратьева Н.В. Предварительная оценка максимального объема твердых отложений селя методами математической статистики для Центрального Кавказа [Электронный журнал] / Н.В. Кондратьева // Современные проблемы науки и образования. – 2014б, № 4. – Режим доступа: http://www.science-education.ru/118-13897

Разумов В.В. Кадастр лавинно-селевой опасности Северного Кавказа / В.В. Разумов, Н.П. Стрешнева, В.В. Перекрест; под ред. акад. РАН М.Ч. Залиханова. – Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 2001 – 112 с.

Разумов В.В. Опасные природные процессы Северного Кавказа / В.В. Разумов, А.Х. Аджиев, Н.В. Разумова, Н.В. Кондратьева, А.Я. Глушко, С.И. Шагин, А.П. Притворов, А.Г. Колычев, М.А. Шаповалов; под ред. В.В. Разумова. – М.: 2013. – 319 с.

Перов В.Ф. Карта селевых бассейнов Северного Кавказа [Электронный ресурс] / В.Ф. Перов, О.И. Бударина, Т.Л Сидорова, И.Б. Сейнова // МГУ – 2012. – Режим доступа: http://www.rsk.land.ru/s218.htm.

Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов / Р.Е. Хортон. – М.: Изд. иностранной литературы, 1948. – 158 с.

ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ ПОСЛЕДНИХ ЛЕТ И СЕЛИ 2015 ГОДА В РОССИИ И БЛИЖНЕМ ЗАРУБЕЖЬЕ

КОНОНОВА Н.К. [1], МАЛЬНЕВА И.В. [2], ГОРБУНОВ Р.В. [3]

[1]*Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., д. 29, NunaKononova@eandtx.ru*

[2]*ВСЕГИНГЕО, Московская область, Россия, malnir@mail.ru*

[3]*Карадагская научная станция им. Т.И.Вяземского – природный заповедник РАН. Адрес: ул. Науки, 24, п.г.т. Курортное, г. Феодосия, Республика Крым, Россия, 298188* gorbunov_r@ukr.net

ATMOSPHERIC CIRCULATION OF RECENT YEARS AND DEBRIS FLOW 2015 IN RUSSIA AND NEAR ABROAD

KONONOVA N.K.[1], MALNEVA I.V.[2], CORBUNOV R.V.[3]
[1]*Institute of Ceocraphy RAS, Staromonetny, 29, Moscow, Russia, 119017*
NunaKononova@eandtx.ru
All-Russian Research Institute for Hydrogeology & Engineering Geology (VSEGINGEO), Moscow Region, Russia, malnir@mail.ru
[3]*T.I. Vyazemsky Karadag Scientific Station – Nature Reserve of RAS,*
Адрес: Nauki st. 24, Kurortnoe, Feodosia, 298188, Russia gorbunov_r@ukr.net

В работе проанализирована циркуляция атмосферы Северного полушария за 2015 год на фоне её многолетних колебаний, исследуемых в типизации Б.Л. ДзерДзеевского [Дзердзеевский, 1975]. Для продолжения типизации использован Синоптический бюллетень Северного полушария за 2015 год [Синоптический бюллетень, 2016]. Случаи прохождения селей на Кавказе, в Средней Азии и на Дальнем Востоке взяты с сайта Новости погоды [http://www.meteonovosti.ru], случаи схода селей в Крыму собрал Р.В. Горбунов Анализ периода подготовки и прохождения селя проведен по картам Синоптического бюллетеня Северного полушария

Циркуляция атмосферы Северного полушария за последние годы сильно изменилась (рис.): выросла повторяемость меридиональных северных элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ), блокирующих процессов, со 147 дней в 1997 г. до 230 дней в 2015 г., а меридиональных южных, выходов южных циклонов, сократилась со 179 в 1997 г. до 107 дней в 2015 г. (www.atmospheric-circulation.ru).

Правда, год на год не приходится. 2015 год был годом самого сильного Эль-Ниньо с 1997-1998 гг. Многие модели показывали возникновение Эль-Ниньо еще в 2014 году, когда во многих регионах мира температура воздуха была существенно выше нормы (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/), а средняя глобальная температура по земному шару несколько месяцев подряд была максимальной за всю историю наблюдений.

Явление Эль-Ниньо представляет собой повышение температуры воды на востоке тропической зоны Тихого океана [Бондаренко, Жмур, 2004]. Из-за этого явления останавливается холодное Перуанское течение. Свое имя (Эль-Ниньо с испанского переводится как малыш, мальчик) оно получило из-за того, что наибольшей интенсивности достигает в дни, близкие к Рождеству.

Кроме изменений циркуляции в океане, во время Эль-Ниньо меняется и атмосферная циркуляция. Сильно ослабевают, а порой и вовсе останавливаются пассаты, поэтому циклоническая циркуляция возрастает во всех секторах Северного полушария, особенно в Дальневосточном. С ростом циклонической циркуляции возросла повторяемость опасных природных процессов, связанных с осадками, в частности, селей.

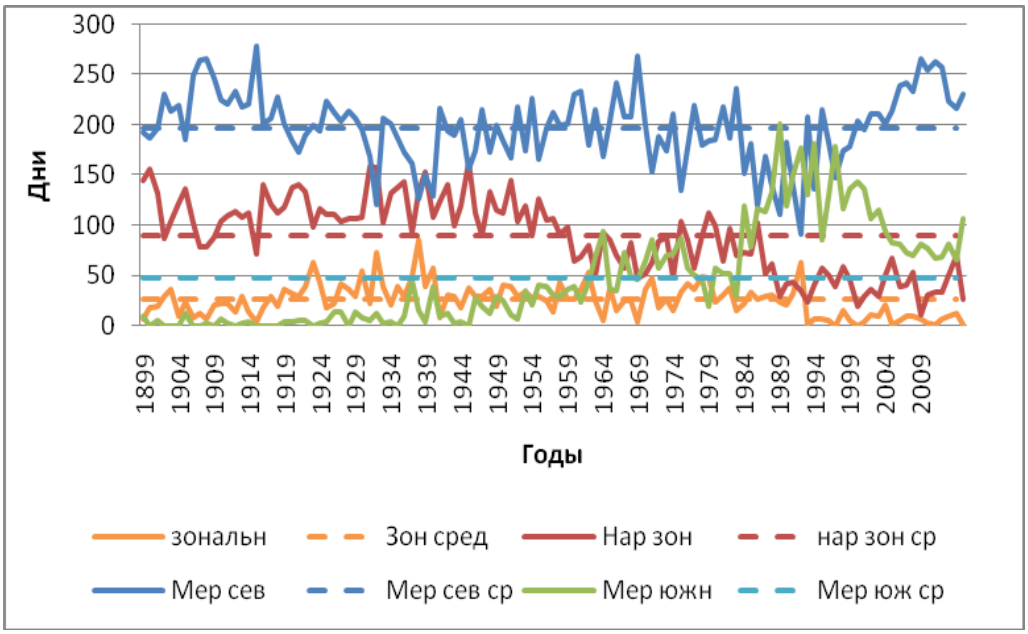


Рис. Многолетний ход суммарной годовой продолжительности групп циркуляции в 1899-2015 гг.

На Северном полушарии суммарная продолжительность выходов южных циклонов достигла в тёплом, селеопасном, полугодии 2015 г. (IV-IX) 38 дней [Синоптический бюллетень, 2016] при средней за 1899-2015 гг. 26 дней. Если же учесть, что арктические вторжения происходят в тылу циклонов, а суммарная продолжительность арктических вторжений составила в теплом полугодии 2015 г. 125 дней при средней 81 день, то можно себе представить, какая бурная циклоническая циркуляция развивалась на континентах.

И действительно, в Европейском секторе суммарная продолжительность выходов средиземноморских циклонов в тёплом полугодии составила 150 дней, в Сибирском секторе выход циклонов с монгольской ветви полярного фронта составил 124 дня, в Дальневосточном секторе вместе с формированием волновых циклонов – 156 дней, а в Тихоокеанском вместе с тайфунами, преобразовавшимися в циклоны умеренных широт, – 170 дней [Синоптический бюллетень, 2016].

В июне 2015 года погода на юге Европейской России в основном формировалась под влиянием средиземноморских циклонов, которые, как правило, не скупятся на дожди ливневого характера.

Первыми в 2015 г. сошли селевые потоки в Крыму. Южные циклоны, зародившись на контрастном атмосферном фронте в восточном Средиземноморье, направлялись на северо-восток. 28 мая условия погоды в Крыму определялись влиянием активной волны на атмосферном фронте. Контрасты температуры и влажности взаимодействующих воздушных масс определили интенсивность процессов. В результате в отдельных районах Крыма суточное количество осадков превысило месячную климатическую норму. Так, в Симферополе суточное количество осадков составило 94 мм. При этом майская норма составляет 41 мм. В Джанкое грозовые дожди оставили до 86 мм, при этом менее чем за 12 часов выпало 81 мм. В Евпатории и Феодосии количество осадков составило от 17 до 24 мм.

3 июня в результате прохождения холодного фронта атлантического циклона на дорожное полотно трассы Ялта-Севастополь из-за сильного дождя (с 05:00 по 07:00 утра) сошел селевой поток, местами с камнями. Сообщение об этом поступило в службу спасения от очевидцев в 06:50. В результате происшествия на дороге застряли автобус «Икарус» с гражданами Турции, микроавтобус и легковой автомобиль Ford, Длина селевого потока составляла 60 – 70 метров, высота 40 см. Сотрудники крымской Госавтоинспекции перекрыли трассу Ялта-Севастополь. Движение транспорта осуществлялось в объезд другой дорогой. В 10:20 движение автотранспорта на трассе было восстановлено. Жертв нет.

Аналогичная ситуация в то же утро сложилась на трассе Ялта-Форос-Гончарное, в районе Байдарских ворот. На дорожное полотно на протяжении 2 км сошло несколько селевых потоков. Они усложнили движение транспорта для туристов, решивших посетить Храм Воскресения Христова в Форосе. В некоторых местах нанос камней составил 50-60 см. В 11:30 движение автотранспорта на трассе Ялта-Форос-Гончарное было восстановлено. Жертв нет.

5-7 июня фронт отошёл в предгорья Северного Кавказа и вызвал сильные ливни (до 100 мм за 9 часов), грозу, град. шквалы в Северной Осетии, Чечне, Ингушетии, Дагестане (http://www.meteonovosti.ru/). Поднялся уровень рек. Отмечался сход селей небольших объёмов.

14 июня в результате сильнейшего ливня сошёл сель на Тбилиси. Погибли люди и животные зоопарка. Начались оползни.

В южных регионах Европейской России погода в июне была неустойчивая и определялась влиянием атмосферных фронтов средиземноморских циклонов. Орографические особенности региона становились причиной обострения фронтов, а также сопутствующих сильным осадкам неблагоприятных явлений.

Так, 16-17 июня местами в Северной Осетии-Алании сильные грозовые дожди в сочетании с градом вызвали на реках Северной Осетии-Алании подъем уровней воды с достижением неблагоприятных отметок, а в горах – сход селей малого объема.

18 июня Крым оказался на пути небольшого, но коварного циклона. Этот вихрь зародился на атмосферном фронте к северу от Крыма. Из-за него на севере полуострова несколько дней отмечались ливни и грозы..

24-27 июня уже вошли в климатическую летопись небывалыми осадками на юге Европейской России.

25–26 июня на фронтальном разделе средиземноморского циклона, достигшего Крымского полуострова, наблюдалось стремительное развитие мощной кучевой и кучево-дождевой облачности. Как следствие – интенсивные осадки. По данным метеостанции Керчь 25 июня выпало 49 мм осадков, а 26 июня – 30 мм (http://rp5.ru/). 27 июня по словам очевидцев, на территории Каралар-

ской степи продолжался сильный дождь. Однако данных о количестве осадков и их наличии ни по данным метеостанции Керчь, ни по данным метеостанции Мысовое нет. В результате 25 и 27 июня в окрестностях Караларской степи (север Керченского полуострова) по долинам временных водотоков прошли сели. В частности, селевые потоки наблюдались в районе перекрестка дорог на Золотое – Новоотрадное – Белинское (Ленинский район). Здесь селевые потоки вынесли с территории сельскохозяйственных угодий большую часть плодородного слоя почвы, засыпав дорогу, и разрушили часть построек частных домовладений. Подобная ситуация наблюдалась между селом Затишное и посёлком Багерово (Ленинский район), где конус выноса перекрыл железнодорожные пути. Более сильный селевой поток прошёл в районе поворота с трассы Симферополь – Керчь на посёлок Багерово. Здесь селевой поток засыпал важнейшую автомагистраль Республики Крым, парализовав на несколько часов движение автотранспорта.

Вообще, в июне месячная сумма осадков в Крыму больше, чем в два раза, превысила климатическую норму!

Июнь, и особенно последняя декада месяца, выдались на Западном Кавказе неспокойными. Сильные дожди лили "как из ведра", почти каждый день в горах выпадал обильный град, который полностью покрывал землю. Такие погодные условия были связаны с пролеганием через Кавказ атмосферных фронтов. Влажный воздух на фронтах при подъёме по склонам гор достигал уровня конденсации, результатом было формирование кучево-дождевой облачности и обильные осадки. В Сочи, например, выпало 160 % месячной нормы осадков. И конечно же, такие дожди не могли остаться без последствий. Недалеко от Тырныауза, на 54 км дороги Баксан – Азау 25 июня сошел сель средней мощности, который перекрыл дорогу. К счастью, никто не пострадал. Селевые отложения в районе дороги достигали 1.5 м. В последующие дни в различных долинах Приэльбрусья сходили микросели.

Еще одно следствие необычной атмосферной циркуляции в период Эль-Ниньо – очень жаркая погода на востоке Ирана. Воздух там раскаляется до 45-50 градусов. Такая температура здесь существенно выше нормы.

В июле 2015 г. мощный вынос жаркого, раскаленного воздуха из Малой Азии обусловил в течение очень длительного времени рекордно жаркую погоду в Средней Азии и Казахстане. Среднесуточная температура воздуха превышала многолетние значения на 4-6 градусов. В Таджикистане, в Горном Бадахшане, температура установилась на отметке 38 – 39 ^{0}С. Для горного края это катастрофическое повышение температуры привело к резкому таянию ледников и подъему уровня воды в реках на Памире. 16 июля сразу в нескольких районах Восточного Таджикистана сошли селевые потоки. Сель в Шугнанском районе уничтожил дома 56 семей, смыл школу, шесть магазинов, дороги и линии электропередач. Было разрушено 4,5 км автодорог, в том числе 2,5 км участка международной трассы Хорог-Ош, связывающей административный центр Горно-Бадахшанской автономной области с киргизским Ошем, а также с Синцзян-Уйгурским автономным округом Китая.

На высоте около 2,5 тыс. метров над уровнем моря из-за селя, перекрывшего русло реки Гунд (приток пограничной реки Пяндж, разделяющей Афганистан и Таджикистан), началось образование искусственного водоема, который постепенно стал охватывать территории кишлаков. По этой причине население этих территорий (более 10 тысяч человек) эвакуировано в безопасные места. Жертв удалось избежать. Эти районы удалены на 30-50 км от Хорога – административного центра области, расположенного в свою очередь в 520 км к юго-востоку от Душанбе.

Это бедствие – не первое в Таджикистане в этом веке. Весной 2014 года наводнения и сели разрушили полностью или частично свыше400 домов в Таджикистане. Стихийное бедствие было спровоцировано сильными ливнями в центральной части республики. В результате погибли около двух десятков человек. В ночь на 2 мая 2012 г. в результате селевых потоков, сошедших в разных регионах Таджикистана из-за проливных дождей (27 апреля выпало 137 мм на метеостанции Душанбе), были разрушены 65 домохозяйств. Кроме того, от стихии пострадали дороги в районе Спитамен и множество различных построек в Вахдате.

23 июля 2015 г. около трёх часов ночи сошёл сель в Алматы. Чудовищные разрушения. Пострадали 3 района: Наурызбайскнй, Ауэзовский и Алатауский. Эвакуировано около 900 человек. Информация о повышении уровня воды в реке Каргалинка поступила в департамент по чрезвычайным ситуациям в 03.00, когда произошло подтопление двух поселков – Каргайлы и Каменка.

По данным Казселезащиты, ориентировочно в 2.15 произошел прорыв моренного озера Безымянного под ледником Каргалинка. Объем этого озера составлял порядка 40 тысяч кубометров. Прорыв спровоцировал образование селевого потока. Селевой поток дошел до плотины Каргалин-

ка. Высота потока была на гребне около 10-12 метров. Вся масса воды была задержана селезащитным сооружением. Состояние селезащитного сооружения стабильное, никаких повреждений нет. Был произведен сброс воды. Наблюдался повышенный расход воды в реке Каргалинка, который составлял порядка 10-12 кубических метров в секунду. Для реки это большой расход. В результате подтоплены сооружения на территории трех районов. Больше всего пострадал Наурызбайский район, населенный пункт Чапаево. Частично подтоплена территория Ауэзовского района. В Алатауском районе пострадал поселок Алгабас, в нем подтоплено около 97 домов. Компании, которые заключали договор об SMS-рассылке в случае ЧП, не сработали, как этого требовало предписание

После того, как сошёл сель, Казселезащита стала усиленно вести наблюдение за превышением расхода воды в реках. Дополнительно был совершен облет озера № 6 и Большого Алматинского озера.

После продолжительной жары 22 июля на южные регионы Европейской России с юго-запада стали надвигаться атмосферные фронты. По характеристикам и поведению их правильней всего отнести к типу холодных фронтов с волнами. А прохождение таких фронтов в летнее время, особенно после продолжительного жаркого периода, чревато обострением атмосферной неустойчивости, мощной конвекцией, формированием грозовых облаков и обильных осадков.

Закавказские республики находились в восточной периферии антициклона. Атмосферный фронт, который огибал этот атмосферный вихрь, получив порцию свежего воздуха, резко обострился, и в ночь на 23 июля ливневые дожди с градом обрушились на восточные районы Грузии, в частности, на Кахетию. Непогода бушевала менее часа, но сумела нанести серьезный ущерб Гурджаанскому, Телавскому, Ахметскому и Кварельскому районам. Были повалены десятки деревьев, затоплены первые этажи и дворы сотен частных домов, повреждены крыши десятков домов, уничтожена часть урожая сельскохозяйственных культур. Временно было прекращено движение на ряде участков автодорог, повреждены ряд местных линий электропередач. В селе Ахашени принесенные водой камни заблокировали проходящую через местность железнодорожную магистраль. Из-за сильного ливня из берегов вышла река Ахашени. Дренажные каналы не смогли пропустить воду, что и вызвало затопление.

В августе, в разгар сезона тайфунов, отмечен сход селей на Дальнем Востоке. 20 августа из-за залпового ливня сель обрушился на Партизанский район Приморского края. Пострадали села Екатерининское, Лазаревское, Золотая долина. Дома залиты грязью по подоконники, пострадали дворовые постройки и скот. Погибших нет. 26 августа из-за тайфуна Гони наблюдался повторный сход селя.

25 октября на Камчатку вышел мощный циклон. В Усть-Камчатском, Елизовском, Алеутском и Мильковском районах был объявлен режим ЧС. 26 октября на Петропавловск-Камчатский сошел сель.

Заключение

Изменение характера циркуляции атмосферы в период Эль-Ниньо в 2015 г. привело к активизации средиземноморских циклонов (150 дней с циклонами в тёплом периоде) и выпадению двух месячных норм осадков в июне в Крыму и более 160 % нормы осадков на Кавказе. В результате в июне-июле в Крыму и на Кавказе прошли ливневые сели. Другим следствием Эль-Ниньо было резкое повышению температуры воздуха в течение длительного времени в горах Средней Азии и Казахстана (до 39 ^{o}C). В результате в июле сошли гляциальные сели в Таджикистане и Казахстане. Особенно разрушительны были сели в Таджикистане. В августе, в разгар сезона тайфунов, отмечен сход селей на Дальнем Востоке.

Дзердзеевский Б.Л.. Избранные труды. Общая циркуляция атмосферы и климат. [Текст] / Б.Л. Дзердзеевский. – М.: Наука, 1975. 288 с.

Бондаренко А.Л. О природе и возможности прогнозирования явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья. [Текст] / А.Л. Бондаренко, В.В. Жмур // Метеорология и гидрология. 2004. № 11. С.39-49.

Синоптический бюллетень Северного полушария за 2015 год. [Карты] / Москва.: Росгидромет, 2016. 2556 с.

Колебания циркуляции атмосферы Северного полушария в XX – начале XXI века – (http://www.atmospheric-circulation.ru)

Новости погоды – (http://www.meteonovosti.ru)

Climatic Research Unit: Data – (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/)

СЕЛЕВАЯ И ПАВОДКОВАЯ ОПАСНОСТЬ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ)

ЛАПЕРДИН В.К.
Институт земной коры СО РАН, 664033. Россия, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128.
Laperdin@crust.irk.ru

THE DEBRIS FLOW AND FLOOD HAZARDS IN EASTERN SIBERIA (ON THE EXAMPLE OF SOUTH CISBAIKALIA AND NORTH TRANSBAIKALIA)

LAPERDIN V.K.
Institute of Earth Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Lermontov str. 128, 664033 Irkutsk, Russia. Laperdin@crust.irk.ru

Абстракт. В сообщении представлен материал многолетних стационарных наблюдений и полевых исследований, позволяющий раскрыть сущность сейсмотектонических, геоморфологических, климатических и техногенных факторов, в сочетании определяющие условия формирования селей и паводков, а также уровень опасности в Южном Прибайкалье и Северном Забайкалье.

Целью исследований является подход к разработке принципов прогноза, защиты и управления опасными процессами.

Введение

Южное Прибайкалье и Северное Забайкалье расположены в зоне Байкальского рифта, где формирование опасностей и рисков происходит в результате периодически повторяющихся сильных сейсмических событий и водных стихий, определяющих развитие обвалов, снежных и каменных лавин, оползней, селей и паводков.

Города, поселения, туристические базы, дачи, Транссиб, федеральная автодорога, линии электропередачи и связи, формирующие потенциал промышленных и людских ресурсов Слюдянского (Иркутская область), а также Кабанского и Тункинского районов (Республика Бурятия), расположены на конусах выноса горных рек и сейсмогенно-гравитационных блоков, заведомо относящиеся к зонам риска.

Напомним, что в июле 1971 г. на территории Южного Прибайкалья водные, селевые потоки и оползни-сплывы нанесли значительный материальный и моральный ущерб Иркутской области, Республике Бурятия и СССР в целом. В результате чего, шесть суток не ходили поезда, была размыта федеральная автодорога, поврежден кабель правительственной связи, страна была разделена на две части (БАМа в то время еще не было). Возникла чрезвычайная ситуация с перемещением пассажиров и грузопотока через оз. Байкал. Только учтенный ущерб по Иркутской области составил 80 млн руб. (по курсу 1971 г.). Были и человеческие жертвы. После событий 1971 г. на участке железной дороги порт Байкал – г. Слюдянка восстановили лишь один путь, что вполне оправдано, так как этот участок является тупиковым и используется для снабжения населенных пунктов и передвижения туристов (рис. 1 *а, б, в, г*).

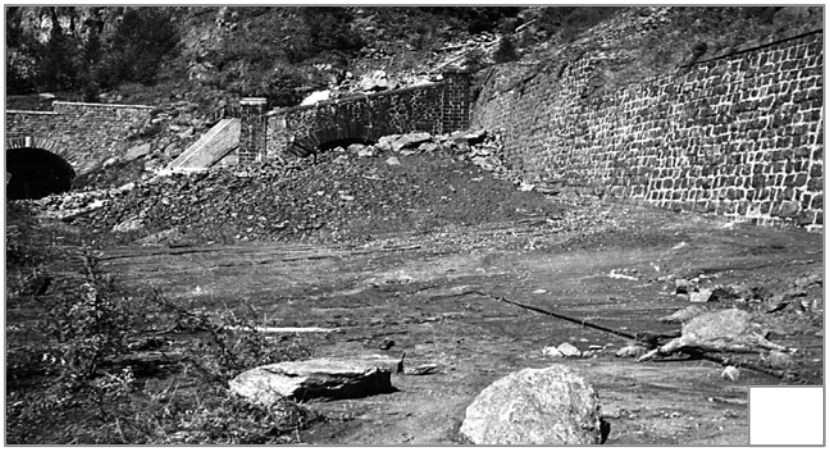
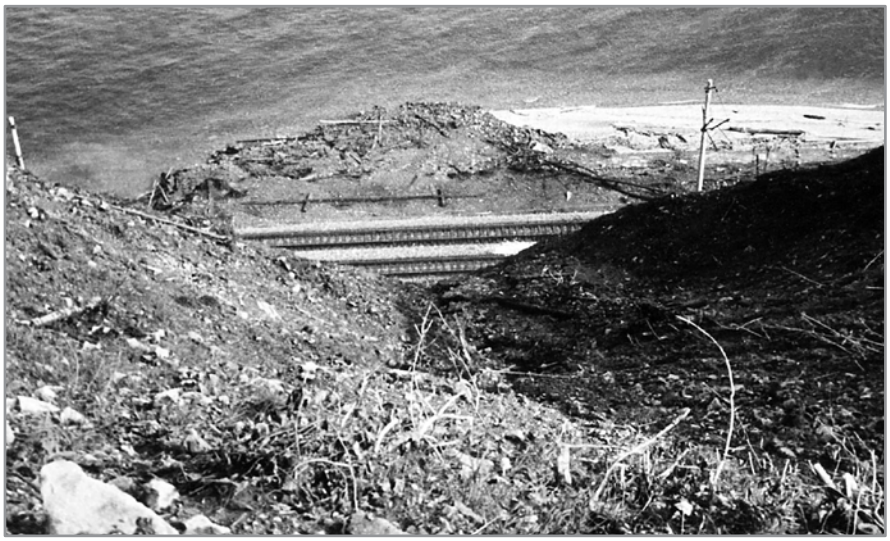


Рис. 1. Характер разрушения на Кругобайкальском участке Восточно-Сибирской железной дороги порт Байкал – г. Байкальск, в 1971 г.:
***а* – материал оползня-сплыва засыпал вход в тоннели и замыл железнодорожные пути;**

б – **обрушение берега и второго пути железной дороги – результат оползня-сплыва;**



в **– оползень-сплыв, вынес в оз. Байкал рельсы и шпалы двух путей, разрушил насыпь и повредил контактную силовую линию электропередачи (участок гг. Слюдянка – Байкальск).**

г – **остатки моста на федеральной автодороге, первоначальной причиной разрушения стал оползень-сплыв, трансформировавшийся в сель, прошедший по р. Большая Куркавочная, (участок г. Слюдянка – г. Байкальск).**

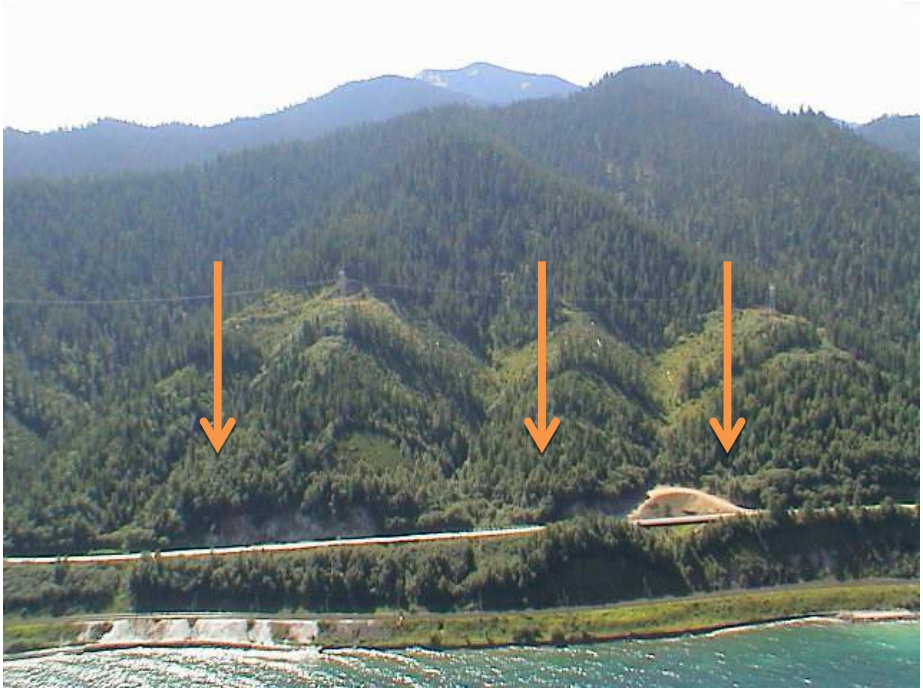
Факторы риска

Селевые и водные потоки, а также оползни-сплывы и оползни блоки в Южном Прибайкалье, формирующиеся при различном сочетании сейсмотектонической активности, геолого-геоморфологических, мерзлотных и гидроклиматических особенностей, в условиях высокой техногенной нагрузки, представляют основу опасности для инфраструктуры Слюдянского, Кабанского и Тункинского районов.

Эндогенные факторы риска. *Сейсмотектоническое развитие* Байкальского рифта создало основу для заложения по разновозрастным разломам в коренных породах, которые являются определяющими структурными элементами в процессе формирования селеопасных бассейнов (рис. 2 *а, б*) [Флоренсов, 1960; Лапердин, Качура, 2010; Геология и сейсмичность зоны БАМ…, 1984]. Например, русло р. Кынгарги заложено по оперяющему нарушению, образованному во внутренней структуре Главного Саянского разлома.

а

Рис. 2. *а* – характерное русло бассейнов, заложенных по сеймотектоническим нарушениям.



б

Рис. 2. *б* – серия опущенных клином блоков, по краям которых происходит интенсивное развитие эрозионных врезов и формирование каньонообразных долин глубиной до 30 м над автодорогой (фото А.В. Кириченко).

По мнению Солоненко В.П. и др. [1963, 1969] территория Байкальского рифта, переживает период сейсмической активизации, зафиксированной серией сильных землетрясений, интенсивностью до 7–10 баллов (по шкале MSK-64) [Солоненко, 1963; Солоненко, Тресков, Жилкин и др., 1968; Лапердин, Тржцинский, Лещиков, Агафонов, 1979] и наличием разновозрастных разломов, определяющие участки с повышенной сейсмической активностью и представляющие как источники возможных стихийных бедствий и чрезвычайных ситуаций. Об этом свидетельствуют конуса крупных гравитационных и сейсмогравитационных обвалов, оползней и сейсмодислокаций, в бассейнах рек Переёмной, Селенгинке, Громотухи, Большой Осиновки, Бабхи, Кынгарге и других.

Рис. 3. Шрамы на лике Земли. Фрагмент Танхойской сейсмоструктуры. Хребет Хамар – Дабан.

В этой связи удельная роль сейсмического фактора заключается в накоплении твердой фазы селей и создании запрудных озер в руслах рек исключительно как следствие землетрясений, связанных с сбросо – обвалами, оползнями-обвалами, оползнями-сплывами и снего-древесно-каменными лавинами.

Сейсмотектонический фактор, среди всех причин развития селей, представляет основу формирования очагов твердой фазы селей и непредсказуемости уровня опасности [Ружич, 1980; Лапердин, Макаров, Тржцинский, 1978; Лапердин, Имаев, Верхозин, Качура, Имаева, 2011; Лапердин, 1968]. Устойчивость дисперсных грунтов на склонах зависит: от силы землетрясений; крутизны, высоты, экспозиции и расчлененности склонов; мощности увлажненности, сыпучести, вязкости и криогенных особенностей (мерзлые, талые). Снижение устойчивости дисперсных грунтов на склонах происходит в период максимального оттаивания связующего льда, определяющего формирование оползней-сплывов, часто трансформирующихся в сели, даже при землетрясениях интенсивностью 4–5 баллов [Солоненко, Курушин, Хилько,1966; Голенецкий, Кочетков, Солоненко и др., 1985]. В этой связи роль сезонного аспекта землетрясений в развитии селей, при благоприятном стечении обстоятельств, может иметь решающее значение.

Экзогенные факторы риска. *Морфо-геологические риски* находятся в зависимости от крутизны продольных профилей русел бассейнов, имеющие в верхней части 7.0-30° и более. При выходе из гор, на конусах выносов уклоны профилей уменьшаются до 7.0-1.0^{o}. В результате чего происходит потеря скорости потоков, сопровождающихся сепарацией селевой массы, развитием новых русел, затоплением предгорных участков территорий и активным вовлечением в потоки древесной растительности, представляющую основную опасность закупорки проемов мостов. Так в 1971 г. в Южном Прибайкалье были закупорены лесом пролеты мостов и размыта насыпь на реках Хара-Мурин, Бабха , Кынгарга и др., что привело к нарушению движения по железной и автомобильным дорогам (рис. 4).

Рис. 4. Нарушенный автомобильный мост на р. Бабха был заменен. ***(Стрелкой показан фрагмент старого моста по Федеральной автодороге).***

На особенности формирования современного облика рельефа и сосредоточения дисперсных грунтов на склонах хребтов Хамар-Дабан, Тункинских Гольцов и Кдар, оказало оледенение, образовав в вершинах хребтов цирки и кары, а в средней части бассейнов рек – морены, отложения которых представляют, в одних случаях, основу развития, а в других – подпитку твердой составляющей селей.

Климато-техногенный фактор формирования наводнений, оползней и селей, определяющих уровень опасности зависит от:

- особенностей выпадения и перераспределения снежного покрова;
- количества и интенсивности осадков за дождливый период, определяющих уровень влажности грунтов, периодичность формирования паводков, оползней и селей и объемы сорвавшихся и вынесенных масс грунтов;
- наличия сезонной и многолетней мерзлоты выполняющих роль водоупора и зеркала скольжения, способствующие повышению коэффициента формирования оползней-сплывов, часто трансформирующихся в сели;
- выбора площадок для возведения инженерных объектов;
- наличия и состояния защитных инженерных сооружений.

В целом, для бассейнов горных рек Восточной Сибири характерна долинная циркуляция, сопровождающаяся развитием кучево-дождевых облаков, гроз и выпадением кратковременных (15-20 минут) ливневых осадков, повторяющихся локально порой 2-3 раза в день. Например, подобные условия были созданы в верхней части бассейна р. Кынгарги, находящегося под влиянием синоптических условий, развивающихся в бассейне р. Китой. Очевидно, это и стало причиной образования, локального кучево-дождевого облака и формирования катастрофического селя в районе пос. Аршан 28 июня 2014 г.

На Транссибе, на участке Мысовая – Улан-Удэ 30.07.2012 г. в результате отложений песка мощностью до 40 см над головкой рельсов, общим фронтом 500 м, произошел сход первой секции локомотива (рис. 5, *а, б*).

Причиной перерыва движения поездов по обоим путям на 4 часа 25 минут, стали осадки (21,3 мм), выпавшие за 5-6 часов в водосбор площадью 2 км^2 и вынос обломков деревьев и песчано-илистого грунта, закупоривших водопропускное отверстие (рис. 6, *а, б*)**.** Объем ***селевого потока*** составил, 70 003 м^3. Такой одновременный объем селевого потока не вошел в существующие водоотводные сооружения и вышел на железнодорожные пути.

Рис. 5. Сход локомотива с рельсов – результат выпадения ливневых осадков:
***а* – место схода секции локомотива; *б* – отложения песка и обломков деревьев на железнодорожных путях.**

В результате схода селей 27 июля 2001 г. в районе оз. Большое Леприндо (хр. Кодар) произошла закупорка отверстий мостов и повреждение участка пути БАМ (рис. 7).

Кроме локального выпадения осадков и схода селей периодически происходят зональные вхождения фронтов, охватывающие территорию Южного Прибайкалья, где характерны преобладающие северо-западные воздушные потоки, определяющие выпадение многодневных затяжных дождей, сопровождающихся в конечной их фазе ливневыми осадками высокой интенсивности. В Южном Прибайкалье периодически вторгаются с юга, со стороны Монголии, влагообильные многодневные циклоны, приходящие с Индийского океана. Например, «Монгольский циклон» в 1971 г. стал причиной выпадения аномального количества осадков, интенсивностью до 2 мм/мин и 50 мм/сут и более на фоне затяжных дождей, с суммой 200–400 мм, что составило более 50 % их годового количества 550–1400 мм [Лапердин, Демьянович, Тржцинский, 1971; Будз, Астраханцев, 1968], (рис. 8). Так, сумма осадков за дожди с 7 по 11 августа 1934 г. составила (мм): «Слюдянка» – 133, «Выдрино» – 291, «Танхой» – 234, «Хамар-Дабан» – 457, а в 1971 г. с 17 по 26 июля на метеостанциях «Слюдянка» выпало 478 мм,– «Хамар-Дабан» – 1625.9 мм. Следует отметить, что *только за одни сутки* на метеостанциях «Хамар-Дабан» выпало 250 мм, в «Утулик» – 200 мм, в «Байкальск» – 197 мм осадков. В Южном Прибайкалье, генезис селей и наводнений связан с выпадением подобного количества осадков, которых с 1863 по 1971гг. было зафиксировано 17 раз (1863, 1889, 1903, 1915, 1924, 1927, 1932, 1934, 1935, 1938, 1940, 1951, 1955, 1959, 1960, 1962 и 1971 гг.), со средней повторяемостью раз в 7 лет.

В целом, охарактеризованные селеформирующие факторы, в зависимости от их сочетания, представляют основу развития селей и паводков, определяющих уровень риска на данной территории.

Рис. 6. Закупорка водопропускного отверстия: *в* – вид отверстия до расчистки; *г* – то же, но после его от древесно-грязевого затора.

Рис. 7. Селеактивное русло при выходе из гор после схода селей, на восстановленном участке БАМ в районе оз. Большое Леприндо.

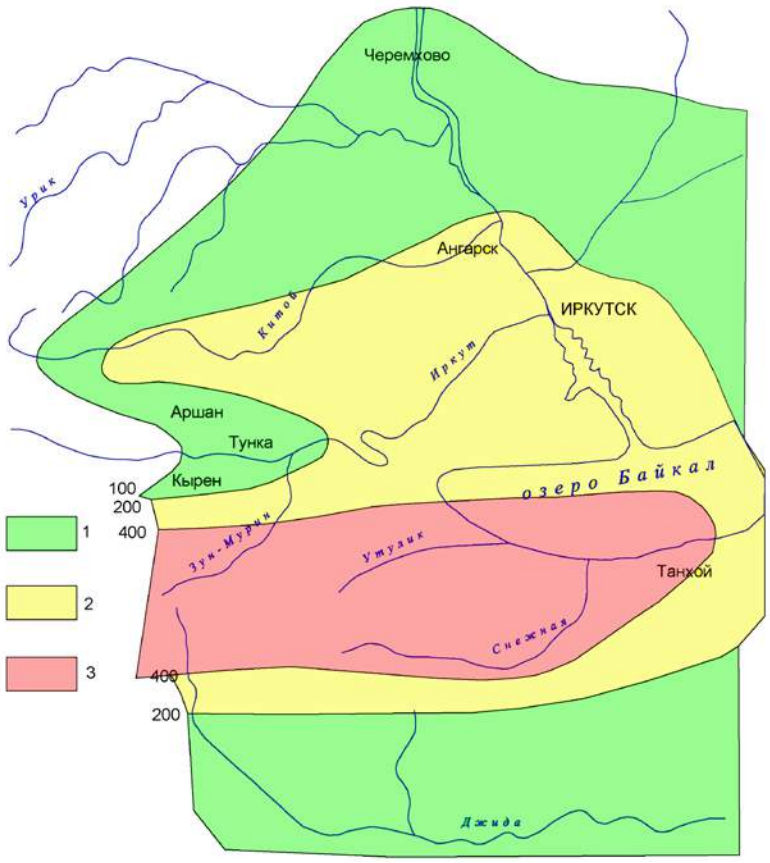


Рис. 8. Распределение сумм осадков за дождливый период 18–26 июля 1971 г. *1* – осадки от 100 до 200 мм; *2* – от 200 до 400 мм; *3* – более 400 мм.

Прогноз

На основе анализа 45- летних наблюдений отметим, что за прошедший период в Южном Прибайкалье произошло изменение климата, определившего уменьшение выпадения интенсивных многодневных осадков и формирования селей и наводнений не только на территории Прибайкалья, но и в целом по Восточной Сибири. С 1971 г. по 2015 г. сели и наводнения были зафиксированы редко по времени, а главное локально по территории. Поэтому приведенная выше, средняя повторяемость катастрофических проявлений раз в 7 лет не может быть взята за основу долгосрочного прогноза формирования селей и паводков, для данной территории. Кроме того, согласно многолетним наблюдениям за синоптическими условиями селеформирования предпосылки долгосрочного прогноза не могут быть использованы для конкретных селеопасных бассейнов, так как на фоне многодневных дождей ливневые осадки выпадают хаотично по месту, объему и времени. Например, в 1971 г. в селеактивном русле р. Слюдянка прошел паводок, хотя количество выпавших осадков за дождь превысило средние данные 1934 и 1960 гг., явившихся причиной разрушения инфраструктуры г. Слюдянка селевыми потоками [15], (рис. 9, *а, б*).

И так, из трех основных факторов долгосрочного прогноза селепроявления мы можем назвать два: место возможного поражения территории и среднестатистический зафиксированный или расчетный объем селевой массы. Даже этих данных достаточно для выбора принципа и возведения защитных сооружений. Время и повторяемость селевой и паводковой опасности, находящиеся в прямой зависимости от синоптического фактора (даты выпадения аномально высокого количества осадков), пока не прогнозируется.

Для установления даты аномальных событий в прошлом, с 1966 г. нами применяется метод дендрохронологии, позволяющий определить годы катастрофических проявлений селей и наводнений в ненаблюдаемых ранее, осваиваемых местах. Например, на участке БАМ 1658-1666 км линии Лена-Тында, на основании полученных датировок, согласно образцам 30, а, б, (рис. 10) и (табл.), заключаем, что ***частота повторяемости схода селей с 1596 по 2015 гг. – низкая***. Несмотря на это, при наличии факторов формирования селей, позволяющих оценить уровень опасности, как – ***высокий,*** так как в Западной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и Камчатке происходит интенсивное освоение селеопасных территорий.

За базу *краткосрочного прогноза* схода селей и наводнений на территории Южного Прибайкалья может быть взят метеорологический фактор, основанный на фиксации и оценки синоптической информации – выпадения интенсивных осадков 30 – 50 мм/сут и более, на заключительной фазе многодневных дождей, приводящих к переувлажнению деятельного слоя грунтов, их смещению со склонов в виде оползней-сплывов и с последующей транспортировкой сорвавшегося (сползшего) материала по руслам. Представленная сумма осадков за сутки определена по зафиксированным случаям селепроявлений в Южном Прибайкалье с 1889 по 1971 гг.

Для краткосрочного прогноза схода селей на водоразделах селеопасных бассейнов рек Прибайкалья и на реках Северного Забайкалья, представляющих угрозу инфраструктуре, необходимо установить датчики-осадкомеры, которые набрав критическое количество осадков, подадут сигнал тревоги.

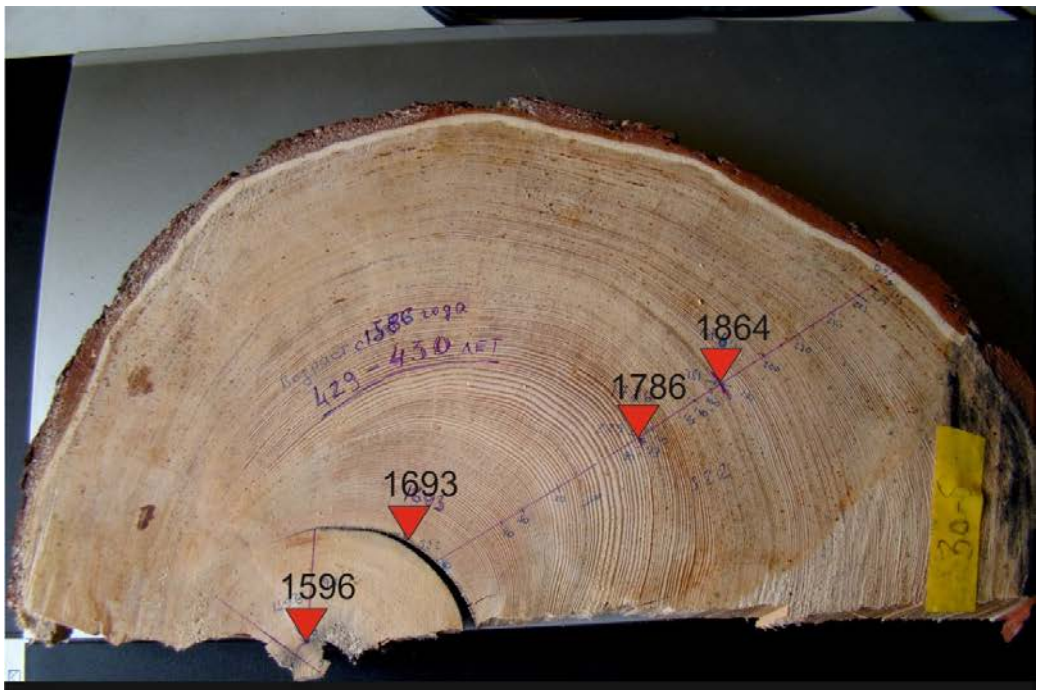
а

б

Рис. 9. Фрагменты разрушения г. Слюдянка селевым паводком 20 июня 1960 г. (*а* – фото И. Иванова, *б* – фото В. Галкина).

Следующий *метод* не предсказания**,** а *фиксации селепроявления основан на факте происходящего события.* Например, за 30 минут, за 1 час можно прекратить движение составов на железной дороге и автотранспорта на шоссе и предупредить население, получив информацию от приборов-видеодатчиков, регистрирующих параметры объема, скорости, места продвижения «головы» селевого потока. Подобные приборы желательно устанавливать в бассейнах рек минимум в 3-4 км выше по руслу от инженерных объектов и населенных пунктов, что позволяет проследить и оценить ситуацию динамики потока по руслу и предупредить соответствующие структуры для принятия необходимых мер эвакуации из возможной зоны поражения.

По генезису сели Восточной Сибири относятся к дождевым, а по механизму зарождения – к оползне-эрозионному типу. Это подтверждается тем, что в верхней части бассейнов движение грязекаменной массы происходит в виде оползней-сплывов, которые войдя в зону ледниковых или аллювиально-пролювиальных отложений, трансформируются в водогрязекаменные, перемешанные с древесной растительностью, турбулентные селевые потоки, различной консистенции.



Образец 30б (лиственица). Возраст около 430 лет,
деформации 1596, 1693 гг; аномальные климатические условия в 1786 и 1864 гг.

Образец 30а (лиственица). Возраст около 380 лет,
аномальные климатические условия в 1684, 1716, 1819 и 1873 гг.

Рис. 10. Образцы-спилы от стволов деревьев, позволившие определить периоды аномальных изменений климата и физического воздействия на стволы деревьев, отраженных на изменении прироста годичных колец (фото А.А. Рыбченко).

Средняя частота повторяемости схода селей на юго-востоке Азии

Степень активности	Частота повторяемости
Высокая	7 лет
Средняя	8–15 лет
Низкая	16 лет и реже

Для формирования сейсмогенного типа селей имеются условия в бассейнах практически всех селеопасных рек, где созданы морфологические факторы для накопления воды в виде запрудных и ледниковых озер, способных к прорыву при сильных землетрясениях.

Приведенные выше данные по количеству и интенсивности выпадения осадков можно и нужно использовать в качестве кратковременного прогноза селей и паводков (за час, два) до наступления катастрофы.

Принципиальные схемы инженерной защиты

Со времени последней, наиболее ощутимой для Южного Прибайкалья, катастрофы прошло 45 лет. Природа, не напоминая о себе, в какой-то мере способствовала замораживанию средств на защитные мероприятия. Так, в 1990 г. было прекращено строительство дамбы в бассейне р. Харлахта, а имеющиеся селезащитные сооружения на реках Прибайкалья за прошедшие годы полностью или частично пришли в негодность и утратили своё предназначение. Некоторые могут стать не защитой, а причиной формирования селей. Проведенная оценка имеющихся защитных сооружений позволяет представить принципиальные схемы защитных мероприятий от селевой, паводковой и оползневой опасности территорий муниципальных образований Слюдянского и частично Тункинского районов. При этом не следует «необдуманно» останавливать селевые потоки глухими плотинами выше по руслу городов и поселков. Надежней и целесообразней пропускать селевую грязекаменную массу по направляющим лоткам, как это сделано по руслу Слюдянки. Однако, чтобы защитить г. Слюдянка от селевых потоков с пади Улунтуй, крайне и необходимо возведение плотины.

В целом же следует учесть, что селевая масса достигшая озер является материалом для формирования пляжей, защищающих от абразии берегов.

На этом основании отметим, что на 2016 г. имеющиеся селезащитные сооружения в Южном Прибайкалье и на участке перегона Кодар-Лепринда, снизили уровень селевой опасности, но не до конца решили вопрос надежности защиты линейных сооружений и инфраструктуры поселений в целом (рис. 11, *а, б*).

Рис. 11. а – разрушенное водопропускное сооружение. ***(Южное Прибайкалье, 2014 г.).***

Специфическая ситуация возникла *на участке перегона Кодар-Лепринда, где защита от селей и паводков имеет следующие особенности.* В основе предложенной схемы защиты участка перегона Кодар-Лепринда ***не предусматривается свободный пропуск селевой массы в озеро Большое Лепринда, из-за следующих обстоятельств:***

- не соответствия пропускной способности проемов мостов селевой массы с 3 и 4 бассейнов, общим объемом 150 тыс. м^3 и более;

Рис. 11. *б* – общий вид инженерных сооружений – водонаправляющих канав, на участке перегона Кодар-Лепринда, на период 26 июля 2015 г.

– необходимости обеспечения бесперебойного грузопотока;

- максимального сохранения имеющейся инфраструктуры данного участка БАМ.

Используя природную ситуацию – *резкую естественную потерю скорости и сепарацию твердой составляющей потоков, при выходе из гор во впадину предлагаю следующие три варианта защиты. Хотя имеется вариант, в основе которого возможен сброс селевой массы в оз. Большое Лепринда.*

Снижение уровня опасности до минимума может быть в случае контролируемого направления селевой массы и ее аккумуляция в серо-восточной части оз. Малое Лепринда по дамбе, протяжением в пределах 1800 п.м, высотой, в местах контактов «головы» селя, до 8 м, а в среднем 4 м. Конструкция дамбы включает железобетонную стену со стороны потоков и засыпку с обратной стороны из скального грунта (рис. 12 – *дамба на первом плане*). В дамбе необходимо предусмотреть три отверстия для сброса воды и мелкодисперсного материала в озеро Большое Лепринда, как во время паводков, так и в меженный период.

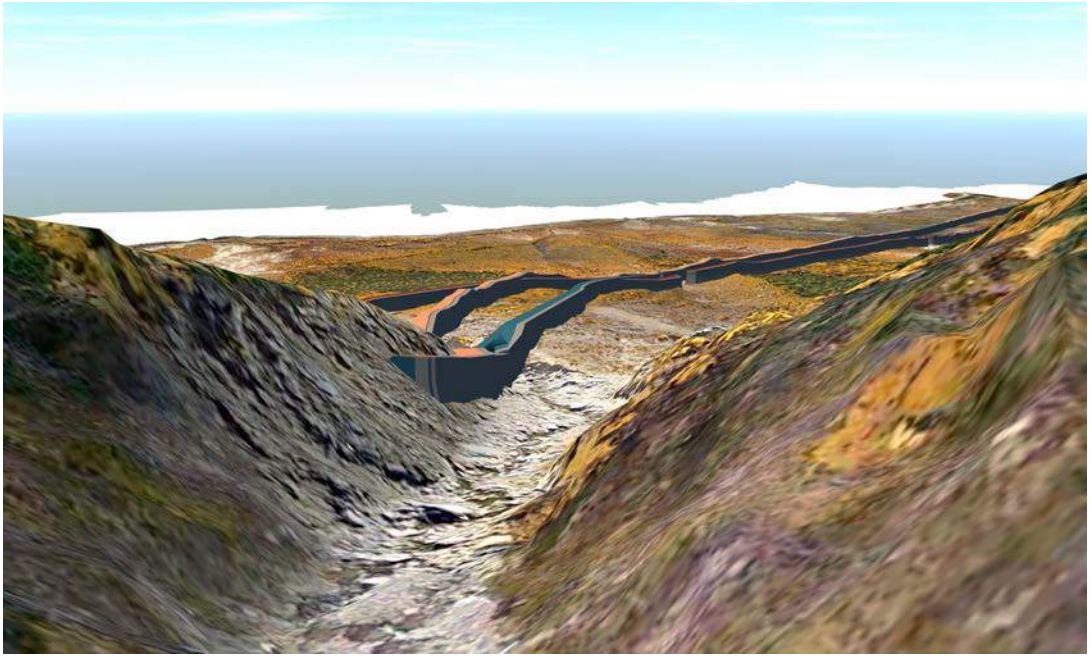


Рис. 12. Ситуационный план общего направления возведения селенаправляющих дамб.

Альтернативные варианты защиты основаны на складировании селевой массы до подхода к железной дороге, в основе которых, кроме селенаправляющих дамб, предложено создание искусственных селехранилищ селевой массы.

На участке БАМ 1658-1666 км линии Лена-Тында поступление селевой массы в оз. Большое Лепринди возможен на р. Мергели, где проем железнодорожного моста, согласно прошедшему паводку в 2001 г, позволяет пропуск высокого уровня и объемов водокаменных потоков, плотностью до 1500 кг/м^3 и ниже. Лишь в периоды *особо выдающихся* паводков опасность повышается из-за возможного выноса большого объема древесной растительности, способной закупорить проем моста. В этой связи, вопрос контролируемой и регулируемой эксплуатации лесного массива затапливаемых берегов р. Мергели, а также других селеопасных водосборов при выходе из гор является приоритетным условием защиты от закупорки мостов и размыва железнодорожной насыпи.

Заключение

Согласно проведенным исследованиям природные опасности в Восточной Сибири формируются при совокупности сейсмотектонического, геологического, геоморфологического и климатического фактора. Не исключается возможность одновременного проявления сильных сейсмических событий и водных стихий.

Представленные данные позволяют заключить следующее:

- в целом, метеорологические условия благоприятны для формирования паводков, селей и оползней, чему способствуют: – интенсивное таяние снега в горах до середины августа;

- обильные ливневые осадки, выпадающие на фоне многодневных дождей и высоких температур воздуха;

- наличие водоупоров, представленных сезонной или многолетней мерзлотой и коренными породами и мощность деятельного слоя грунта – 0,7-1,0 м;

- наличие конусов выноса сформировавшихся на выровненных предгорных участках свидетельствует, что при сильных и выдающихся событиях селепроявлений, селевая масса достигает поселений и внедряется в Байкал.

Согласно, сошедших селей за наблюденный период 2016 г. объемы селевой массы составляют в пределах 500-700 тыс. м^3, что позволяет включить их в разряд больших и грандиозных.

Имеющиеся инженерные селезащитные сооружения снизили уровень селевой опасности в Южном Прибайкалье и в Северном Забайкалье, но не до конца решили вопрос надежной защиты Слюдянского, Тункинского районов и участка БАМ 1658-1666 км линии Лена-Тында, от паводков и селей.

На этом основании можно заключить, что на территории поселений в Южном Прибайкалье, в бассейне р. Кынгарга и участке БАМ 1658-1666 км линии Лена-Тында ***уровень опасности может быть снижен до минимума только при возведении надежных защитных инженерных сооружений.***

Будз М.Д., Астраханцев В.И. Сели // Инженерная геология Прибайкалья. – М.: Наука, 1968. – С. 108-111.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / Ред. Н.А. Логачев. – Новосибирск: Наука, Сиб.отд-ние, 1984. – 207 с.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность / Голенецкий С.И., Кочетков В.М., Солоненко А.В. и др.- Новосибирск: Наука. – 1985. – 192 с.

Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Солоненко В.П., Курушин Р.А., Хилько С.Д. – М.: Наука, 1966.– 231 с.

Лапердин В.К. Сели центральной части хребта Удокан //Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Изд. Забайкальского филиала географ. об-ва СССР. – Чита, 1968. – С. 224-227.

Лапердин В.К., Демьянович Н.И., Тржцинский Ю.Б. Катастрофические паводки 1971 г. и склоновые процессы // Информ. сборник ИЗК СО АН СССР. – Иркутск, 1971. – С. 19–23.

Лапердин В.К., Имаев В.С., Верхозин И.И., Качура Р.А., Имаева Л.П. Опасные геологические процессы на юге Якутии и сопредельных территориях. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. – 240 с.

Лапердин В.К., Качура Р.А. Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири.– Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – 312 с.

Лапердин В.К., Леви К.Г., Имаев В.С., Молочный В.Г. Опасные геологические процессы в Юго-Западном Прибайкалье. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016 – 200 с.

Лапердин В.К., Макаров С.А., Тржцинский Ю.Б. Условия развития и характеристика некоторых склоновых процессов на участке Чара-Тында // Геолог. и сейсмич. условия района БАМ. – Новосибирск: изд. "Наука", 1978. – С. 69-78.

Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б., Лещиков Ф.Н., Агафонов Б.П. Экзогенные геологические процессы районов ответственных сооружений трассы БАМ. Мат-лы совещания: Сейсмическая активность и сейсмостойкое строительство района БАМ. – 1979. – С. 13-14.

Ружич В.В. Активные разломы в районе Кодарского тоннеля трассы БАМ // Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. – М.: Наука. 1980. – С. 77-86.

Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / В.П. Солоненко., А.А. Тресков, В.М. Жилкин и др. – М.: Наука, 1968. – 220 с.

Солоненко В.П. Сейсмическое районирование Восточной Сибири (краткая объяснительная записка к карте 1962 г.) – Иркутск, 1963. – Т. 151. – 30 с.

Солоненко В.П. Селевая деятельность в плейстоценовых областях катастрофических землетрясений // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1963. – № 2. – С. 133–140.

Солоненко В.П., Курушин Р.А., Павлов О.В. и др. Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области // Проблемы современных движений земной коры. 11-й Международный симпозиум. – М.: Наука, 1969. – С. 377–384.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. – 258 с.

СЕЛЕОПАСНОСТЬ БАССЕЙНА РЕКИ КЫНГАРГИ (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

ЛАПЕРДИН В.К.[1], МАКАРОВ С.А.[2], БАРДАШ А.В.[2]
[1]*Институт земной коры СО РАН,*
664033. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Laperdin@crust.irk.ru
[2]*Институт географии им В.Б. Сочавы СО РАН,*
664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, makarov@irigs.irk.ru

DEBRIS-FLOW HAZARD IN THE RIVER KYNGARGA BASIN (SOUTH CISBAIKALIA)

LAPERDIN V.K[1]., MAKAROV S.A[2]., BARDASH A.V.[2]
[1]*Institute of Earth Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Lermontov str. 128,*
664033 Irkutsk, Russia. Laperdin@crust.irk.ru
[2]*V.B. Sochava Institute of Geography Siberian Branch Russian Academy of Sciences,*
664033, Russia, Irkutsk, 1, Ulan-Batorskaya Str, makarov@irigs.irk.ru

Южный склон Тункинских Гольцов относится к селеопасным районам России, где возникновения чрезвычайных ситуаций и угроза формирования селевых потоков и наводнений повышается с каждым годом. Поселение Аршан представлен: курортом, туристическими базами, дачам, автодорогой, линиями электропередачи и связи, которые составляют основную инфраструктуру отдыха и лечения. Перечисленные объекты расположены без надлежащего учета селевой и паводковой опасности в предгорной полосе, на конусах выноса постоянных и временных водотоков, представляющие зоны высокого риска.

Впервые «следы» селей и паводков в предместье Аршана были зафиксированы в 1897 г. А. Львовым и Г. Кропачевым [1909]. Причем наличие принесенных крупных глыб они отметили не только в русле р. Кынгарги, но и на левом борту ее долины, где залповые выносы, судя по отложениям селя 28 июня 2014 г исчисляются в сумме до 700 тыс./м^3 рыхлообломочного материала, перемешанного с лесной растительностью (рис.), [Лапердин, Демьянович, Тржцинский, 1972].

При оценке уровня опасности особое внимание было уделено изучению и картированию оползней-сплывов, перемешанных с древесной растительностью, являющиеся, в отдельных случаях, причиной зарождения водогрязекаменных структурных селей, как это случилось в 2014 г.

Разрушительные последствия произошедшей 28 июня 2014 г. природной катастрофы в большем объеме имели место в северо-восточной и восточной частях пос. Аршан, где грязекаменными селевыми потоками, сошедшими из второго-шестого каров, были повреждены жилые дома, корпуса детской клинической больницы "Сагаан Дали", территории курорта "Аршан" и санатория "Саяны". Кроме этого водными потоками и рыхлыми отложениями были затоплены центральная улица Трактовая и прилегающие к ней территории. После катастрофы 2014 г паводок на р. Кынгарге повторился 2015 г.

Отсутствие или минимальное проведение целенаправленных работ по защите от селей и паводков до 2014-2015 гг. подтвердилось достаточно ощутимым разрушением инфраструктуры поселения Аршан. В результате отсутствия карты селевой и паводковой опасностей поселения Аршан и прилегающей к нему территории многие гражданские объекты были возведены и продолжают строиться в зонах риска.

Повторяемость и структура селей и водных паводков в бассейне р. Кынгарги определяются следующими факторами:

1. Высокой сейсмотектонической активностью района.

2. Разнообразием геологического строения и относительно высокой раздробленностью коренных пород, их физико-механическими и физико-химическими свойствами по отношению к агентам выветривания.

3. Морфологией рельефа (значительным перепадом высот на небольшом расстоянии от днища Тункинской впадины до водораздела).

4. Особенностями тепло- и влагообеспеченности (характер выпадения и распределения осадков по времени года, по высотным зонам, их многолетняя периодичность).

5. Наличием многолетней и сезонной мерзлоты на момент выпадения селеформирующего количества осадков.

6. Величиной и своеобразием техногенной нагрузки (наличие линейных систем, поселка, дач и туристических комплексов).

Рассмотрим кратко особенности развития селей, определяющие степень опасности и риска на данном этапе освоения территории:

Сейсмотектоническое развитие обусловило и продолжает увеличивать высокую энергию рельефа, а дифференцированные движения гор и чаши впадины приводят к нарушению базисов эрозии и усилению денудации. Река Кынгарга заложена по сейсмотектоническому нарушению, что придает ей выраженное чередование крутопадающих и пологих участков тальвегов и каньонообразных участков долины, способствующих в одних местах накоплению очагов селей, а в других – увеличению скорости потоков.

Согласно сейсмическому районированию (по шкале MSK-64), практически все селеопасные бассейны южного склона Тункинских Гольцов находятся в зоне сейсмичности более IX баллов, где наличие глубинных разломов определяют участки высокой сейсмической активности. Сильные землетрясения в Южном Прибайкалье были зафиксированы в 1950, 1953, 1957, 1961, 1999 и 2008 гг.

Подземные толчки высокого энергетического класса в зимне-весенний период способствуют массовому сходу снежных и снего-каменных лавин, перемешанных с древесной растительностью. В конусах лавин объём камней и деревьев иногда составляет до 40 % от общей массы. В теплый период года при сейсмических событиях происходят обвалы, смещение конусов осыпей и оползней. Естественно, что при благоприятных условиях эти снего-древесно-каменные или грязекаменные массы, перегородив русла селеактивных ручьев, являются причиной формирования прорывных селей. Абсолютное большинство селевых очагов находится в зоне высокой сейсмической активности, что вносит свои существенные коррективы в развитии селей, выражающиеся в возможности моментального перемещения со склонов в русла рек огромного по объёму дисперсных грунтов.

В этой связи удельная роль сейсмического фактора заключается в накоплении твердой фазы селей и создании запрудных озер в руслах рек исключительно как следствие землетрясений, связанных с сбросо-обвалами, оползнями-обвалами, оползнями-сплывами и снего-древесно-каменными лавинами.

Район сложен метаморфическими и изверженными породами докембрийского возраста и четвертичными отложениями.

Элювиально-делювиальные накопления, мощностью 0,5–3,5 м и более покрывают склоны хребта. Предгорная же часть сложена ледниковыми отложениями, которые перекрыты аллювиальными и пролювиальными скоплениями, имеющими общую мощность 20–30 м и более.

Конусы выносов горных рек сформированы Пролювиально-аллювиальными глыбово-валунными и галечно-песчаными скоплениями, на которых сосредоточены основные объекты инфраструктуры поселения Аршан.

Зависимость формирования селей от геологического строения заключается в том, что преобладающее развитие здесь получили метаморфические породы, разрушающиеся по плоскостям на-

слоения. В их продуктах выветривания нет резких переходов от мелких фракций к крупным (0,4 м и более по большой оси), которые в общей массе легко вовлекаются в потоки.

Степень селеопасности бассейнов рек обусловлена сильно расчлененным рельефом. Максимальные высоты водораздела хр. Тункинские Гольцы достигают 2500 м, а превышения над днищем Тункинской впадины, на расстоянии в среднем 15 км, составляет 1500 м.

При значительных превышениях и малой протяженности реки Кынгарги и ее притоков (до 10 км) созданы исключительно крутые продольные уклоны водотоков, определяющие модули стока и скорость добегания атмосферных осадков. Относительно малые бассейны водотоков, берущие начало с каров способствуют формированию, за короткие промежутки времени, водных потоков, обладающих высокими скоростями течения и значительной эрозионной и транспортирующей способностью.

Основной причиной формирования селей в бассейне реки Кынгарги является выпадение ливневых осадков интенсивностью 0,62–0,72 мм/мин и выше, с величиной 50–100 мм/сутки и более на фоне многодневных, затяжных дождей, с общей суммой в пределах 400 мм. Соотношение осадков в период возможного селеобразования от общей их суммы за год превышает 50 %. Отметим, что в истоках рек, берущих начало на склонах хр. Тункинские Гольцы годовая норма атмосферных осадков находится в пределах 1400-1500 мм (зафиксировано осадкомерами), а в пределах поселения Аршан – 450 мм. Большая часть осадков (70–75 %) выпадает в теплый период года. Наибольшее месячное количество осадков наблюдается в июле, что иногда совпадает с интенсивной циклонической деятельностью над территорией Прибайкалья. В этот период происходит вторжение теплых, влажных воздушных масс с юга на север и с юго-запада на северо-восток. Отметим некоторые селеформирующие синоптические параметры. Характерной особенностью дождей является возрастание их интенсивности по мере развития ливня, что и может быть взято за основу при кратковременном прогнозе селей. Паводки и сели, отмеченные на реках в июне 1971 г. и 2014 г, имели большие объемы стока воды и твердой фазы. Разыгравшаяся стихия стала своеобразным эталоном катастрофичности и выявила недостатки защиты от селей и паводков всей инфраструктуры поселения Аршан.

Наличие многолетней и сезонной мерзлоты на момент выпадения селеформирующего количества осадков, предопределяет потенциальные объемы оттаявшего слоя грунтов, способных к смещению при накоплении влаги до критического состояния, образуя оползни-сплывы, которые при движении по склону, при определенных условиях трансформируются в сели различной консистенции, вплоть до структурных. Примером может служить срыв дисперсных грунтов 28 июня 2014 г.

Вынужденное сосредоточение хозяйственных объектов в предгорной полосе, относящейся к зоне риска, предопределено естественная ограниченностью благоприятных для освоения площадей. Соответственно здесь должен быть введен режим наибольшего ограниченного природопользования, направленный на сохранение и восстановление геосистем. Воздействие опасных процессов на территориальную природно-хозяйственную систему носит локально – площадной характер, где в большей степени затронут социально- экономический потенциал, который может оцениваться для системы в целом.

Настала необходимость создания карты с выделением зон риска по трем категориям: опасная, потенциально опасная и не опасная территория.

Уровни опасности на представленной Карте-схемы селевой опасности поселка Аршан и прилегающей территории определены по следующим критериям:

– **результатам многолетних личных обследований и стационарных наблюдений**;

– **дешифрированием космо- и аэрофотоснимков** разных лет съемок;

– **дендрохронологическим данным**, позволившие определить место, время и уровень подъема воды во время паводков, даже имевшие место более 400 лет назад;

– **результатам нивелирования и обследования границ подтопления и аккумуляции вынесенного потоками грязекаменного материала в 1971 и 2014 гг.**;

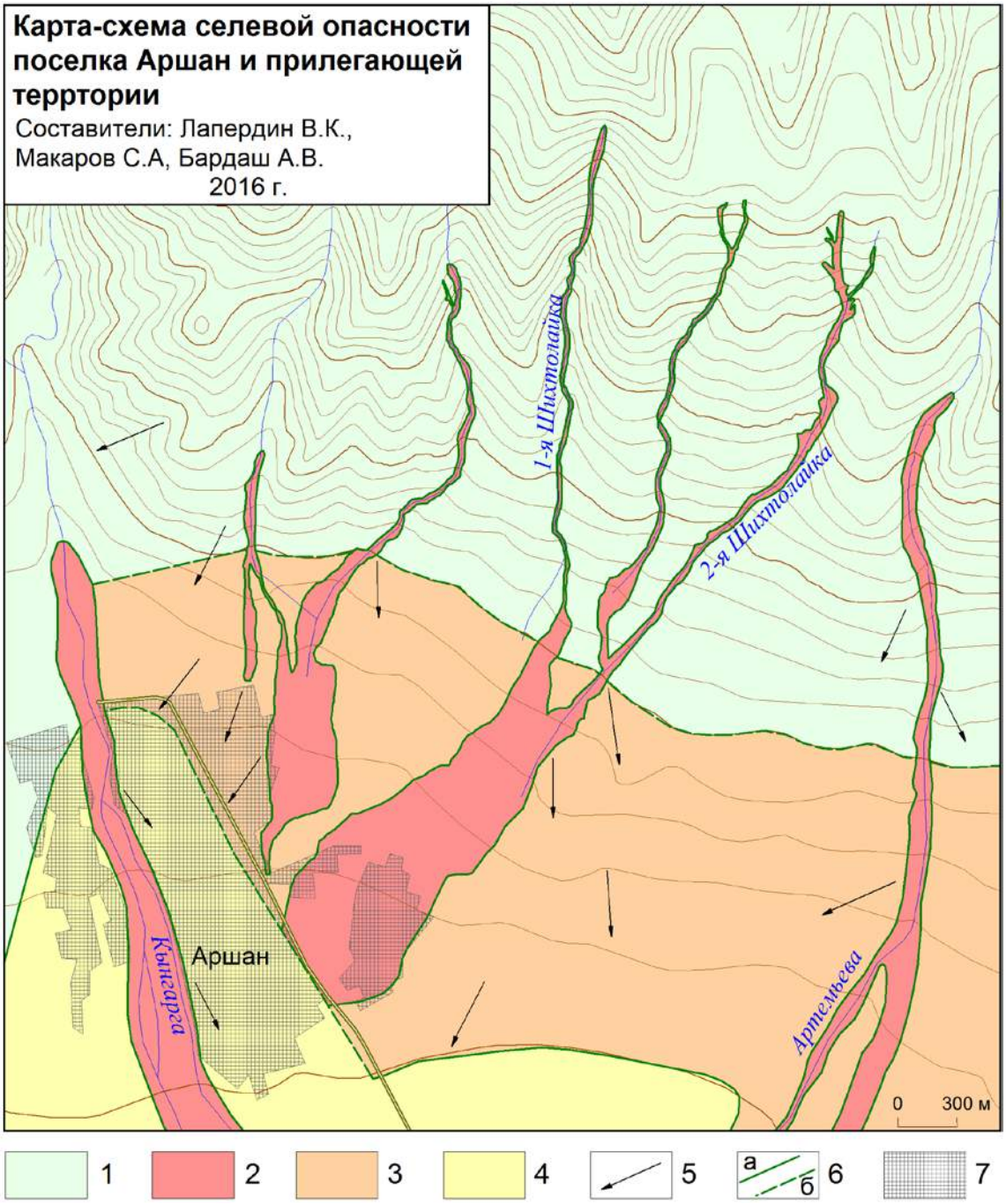
– **научным публикациям и фондовым материалам**;

– **анализу исторически известных событий по опросам местного населения, наблюдавшего катастрофические события в 1971 и 2014 гг.**

На основе представленной карты появляется возможность составления крупномасштабных специализированных карт с выделением опасных и потенциально селеопасных территорий и с прогнозом последствий селевых катастроф.

Абсолютное большинство селевых очагов находится в зоне высокой сейсмической активности, что вносит свои существенные коррективы в развитии селей.

Морфологический облик и синоптические условия способствуют моментальному перемещению огромных по объёму масс грунтов. В настоящий период представляется важным изучить данную проблему и оценить уровень опасности территории поселения и вновь осваиваемых земель.



1– потенциально опасная территория поражения водными и селевыми потоками, обвалами, оползнями, каменными и снежными лавинами; 2 – зоны интенсивного поражения селевыми и водными потоками, 28 июня 2014 г.; 3 –территория высокой опасности поражения селевыми и водными потоками; 4 – территория затопления и разгрузки взвешенных наносов; 5 – возможное направление селевых и водных потоков; 6 – границы: ***а*** – зафиксированные, ***б*** – предполагаемые; 7 – территория поселка Аршан.

Лапердин В.К., Демьянович Н.И., Тржцинский Ю.Б. Катастрофические паводки 1971 г. и склоновые процессы // Инфор. сб. ИЗК СО АН СССР. – Иркутск, 1972. – С.19–23.

Львов А., Кропачев Г. Краткий отчет о результатах исследования "Аршана" произведенного по поручению В. Сиб. Отд. Геогр. Общ. и Общ. врачей // Известия Вост. Сибирск. Отдела Русск. Геогр. О-ва, № 40. – 1909, С. 41–77.

АНАЛИЗ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ ОПАСНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

ЛЕВИ К.Г., КОЗЫРЕВА Е.А.
Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
E-mail: levi@crust.irk.ru

ANALYSIS AND PRELIMINARY FORECAST OF DEVELOPMENT EXOGENIC PROCESSES ON THE SOUTH OF EASTERN SIBERIA

LEVI K.G, KOZIREVA E.A.
Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033, Irkutsk, Lermontov Street, 128, Russia
E-mail: levi@crust.irk.ru

Аннотация. На основе геологических данных, исторических хронологий и данных мониторинга опасных процессов выявлена периодичность активизации экзогенных гравитационных и криогенных процессов на юге Восточной Сибири. Обозначено ведущее влияние на экзогеодинамикурегиона временных атмосферно-гидросферных вариаций. С учетом периодичности активизаций природных явлений сделана попытка предварительного прогноза возникновения опасных экзогенныхгеологических процессов при эксплуатации линейных сооружений.

Введение. Причиной активизации опасных экзогенно-геологических процессов являются погодно-климатические изменения, обусловленные взаимодействием космических лучей различного происхождения с атмосферными газами. Именно эти причины приводят к изменениям атмосферной циркуляции и контролируют плотность облачного покрова и влажность приземного слоя тропосферы. На основе данных исторического мониторинга о проявлении опасных экзогенных процессов и их статистического анализа покажем как складывалась инженерно-геологическая обстановка на юге Восточной Сибири за прошедшие 150 лет.

Космические причины погодно-климатических изменений.Изначальные причины погодно-климатических изменений, на наш взгляд, следует искать в космическом воздействии на Землю. Для углубленного понимания ситуации обратимся к мыслям, высказанным Хенриком Свенсмарком и Найджелом Колдером в книге «Леденящие звезды. Новая теория глобальных изменений климата» [Svensmark**,** Calder, 2007.Электронный ресурс]. Приведем выдержки из этой публикации по существу вопроса – роли космических лучей в контроле долговременных климатических изменений: «…Заряженные частицы вылетают из взорвавшихся звезд, словно атомные пули, и, пробивая земную атмосферу, оставляют на пути карточки в доказательство своего молниеносного визита. Эти визитки – редкие изотопы, получающиеся в результате ядерных реакций в верхних слоях атмосферы. В реакциях с азотом, входящим в состав воздуха, образуется радиоактивный углерод, или углерод-14 …», что, правда, давно было известно (рис. 1, 2).

Далее происходит следующее: «…физики убедились в том, что Солнце, как главный страж, охраняющий Землю от космических лучей, (в прошлом) тоже вело себя по-разному. Солнечное магнитное поле отражает большую часть галактического излучения, до того как оно проникнет в окружающее нас пространство. Колебания радиоактивного углерода …» свидетельствуют о переменах «… в солнечном настроении …») [Svensmark, Calder, 2007.Электронный ресурс]. Но и это, признаться, было давно известно. Отметим, что совместные вариации интенсивности потока галактических лучей и солнечной активности находятся в противофазе [Обридко, 2011], что иллюстрирует рис. 1.

Когда Солнце находится в минимуме своей активности – большее количество заряженных частиц проникает в земную атмосферу и концентрация радиоактивного углерода и других космогенных изотопов возрастает. В исторических хрониках сохранились сведения о полярных сияниях в низких широтах Северного и Южного полушарий, как ответ на мощные вспышки на Солнце.

Кроме того, в периоды активного Солнца возрастает число геомагнитных бурь, которые собственно и ответственны за полярные сияния (3).

Таким образом, наблюдается «… связь между спокойным Солнцем, деловитостью космических лучей и зафиксированным в истории разрастанием ледников, сунувших свои холодные рыла вниз, в долины. Продвижение ледников особенно было заметно в XVII–XVIII веках, когда случил-

ся самый холодный эпизод малого ледникового периода …» [Svensmark, Calder, 2007. Электронный ресурс]. Отсюда следует, что известные гранд-минимумы Оорта, Вольфа, Шпёрера, Маундера, Дальтона и Гневышева ответственны за самые холодные промежутки времени на протяжении второго тысячелетия нашей эры.

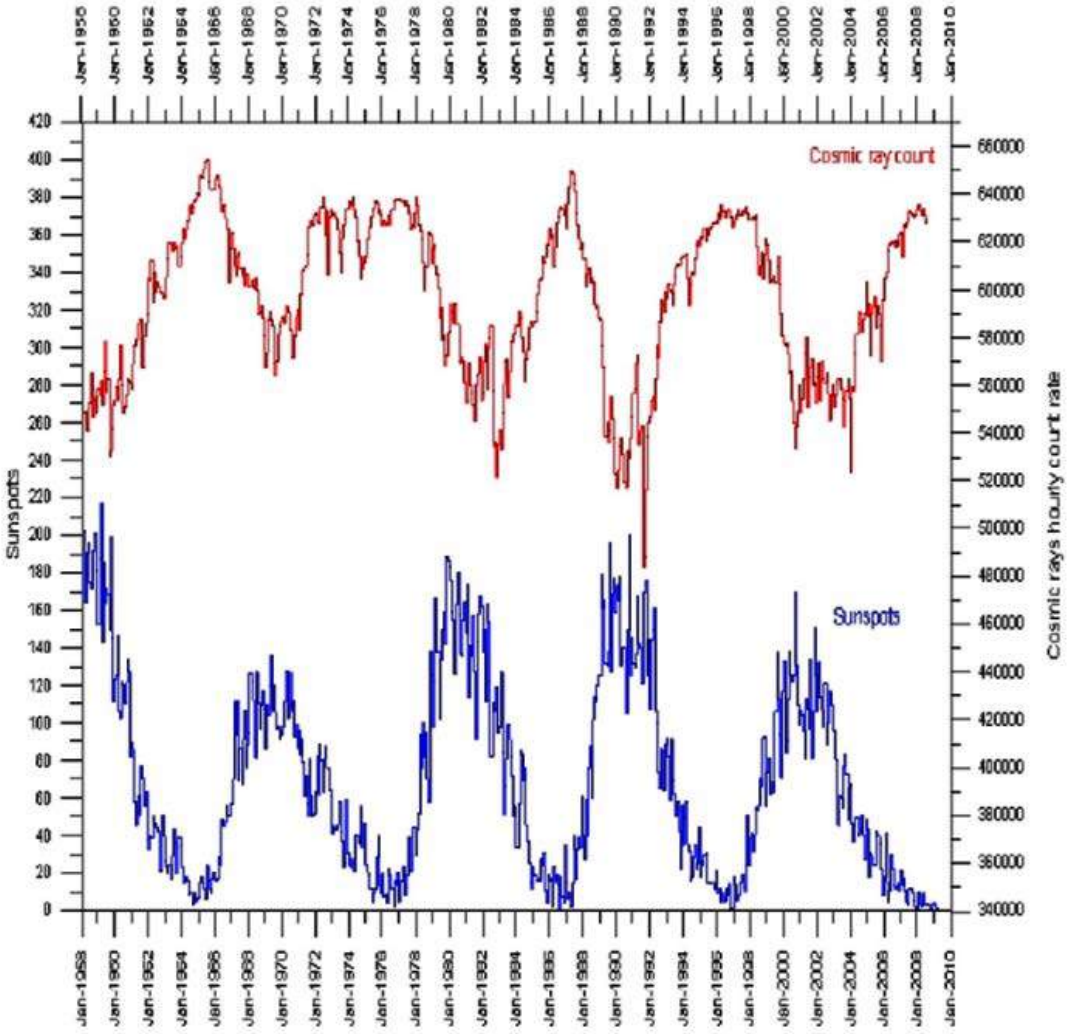


Рис. 1. Соотношение интенсивности потока космических лучей (красная кривая) и солнечной активности в числах Вольфа во времени. Интервал 1958–2010 гг. [Обридко В.Н. Электронный ресурс, 2011].

Отсюда следует, что низкая скорость образования ^{14}C свидетельствует о высокой активности Солнца и напряженности межпланетного магнитного поля (рис. 2).

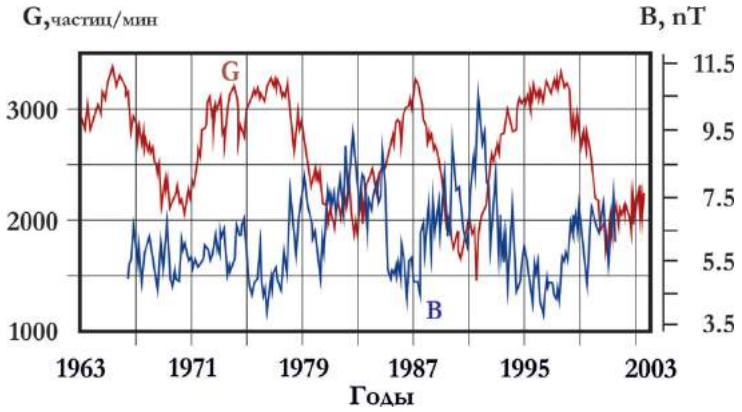


Рис. 2. Совместные вариации интенсивности потока космических галактических лучей G и напряженности межпланетного магнитного поля на орбите ЗемлиB [Кокоуров В.Д. Электронный ресурс, 2005 (?)].

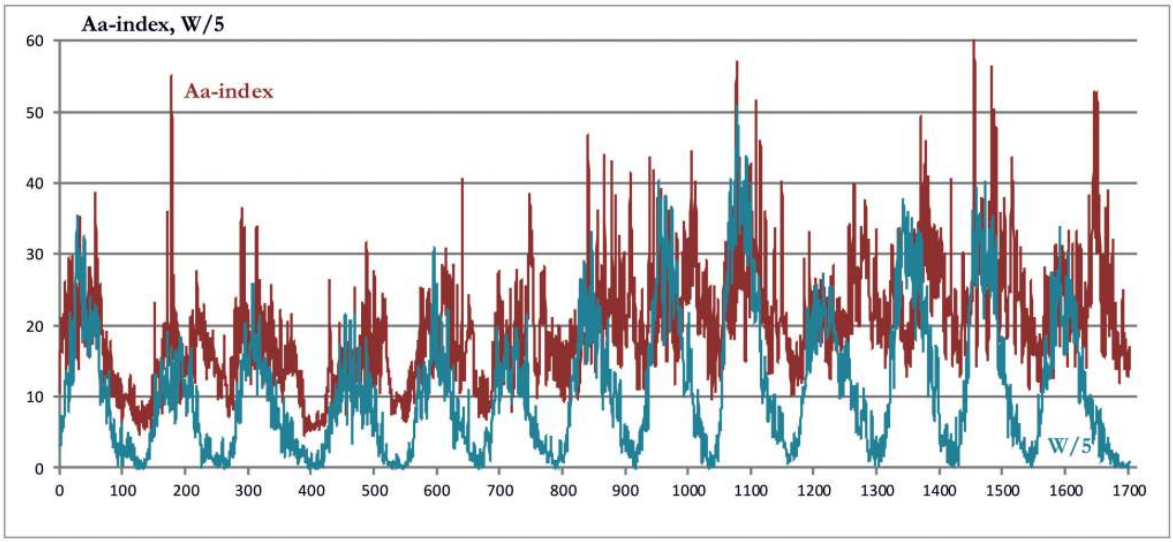
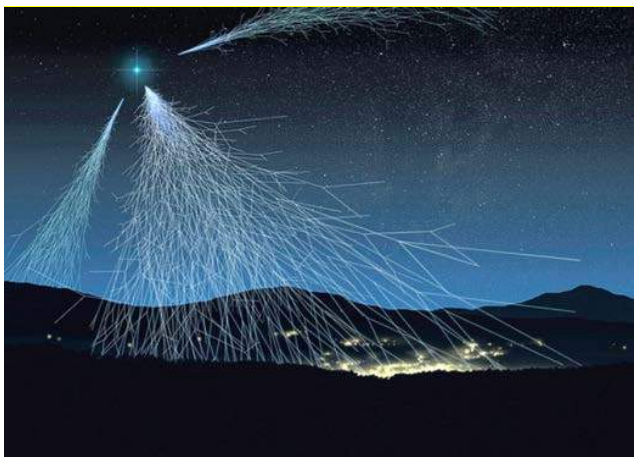


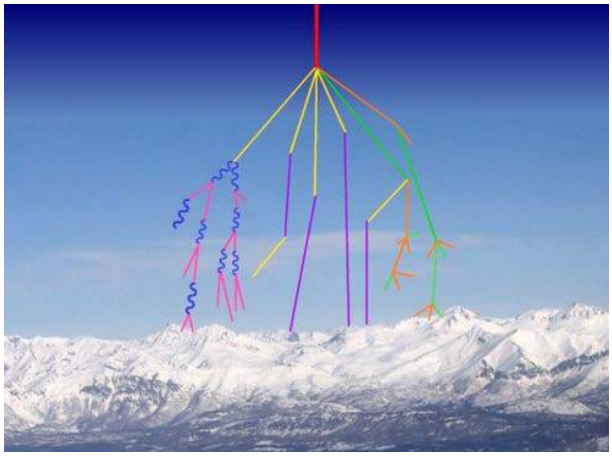
Рис. 3. Совместные вариации Аа-индекса магнитных бурь [исходные данные – Константиновская, 2006.Электронный ресурс] и солнечной активности в числах Вольфа [http://www.sidc.be/silso/datafiles] (W/5 – числа Вольфа для наглядности уменьшены в 5 раз).

Проанализировав взаимодействие космических лучей с атмосферой Земли, Х. Свенсмарк со своими датскими коллегами высказал мысль, что космические лучи напрямую участвуют в преобразованиях климата и регулируют состояние облачного покрова планеты, увеличение плотности которого неминуемо ведет к похолоданиям.

Космические лучи, проникая в атмосферу Земли, взаимодействуют с молекулами воздуха. Это явление именуют «airshower» (рис. 4 А), в котором рождаются новые элементарные частицы (рис. 4 В) – здесь красная линия – поток галактических лучей, зеленые линии поток протонов, оранжевые – нейтроны, желтые – пионы, фиолетовые – мюоны, голубые – фотоны, розовые – электроны и позитроны.



А – [http://spossithe.clan.su/ news/sprintery_glubokogo_kosmosa/2013-10-22-140]



В – [http://www.windows2universe. org/physical_science/physics/atom_particle…]

Рис. 4. Космические лучи – «airshower» Электронный ресурс: код доступа: *[http://www.windows2universe.org/physical_science/physics/ atom_particle/cosmic_ray_spallation_big_jpg_image.html]*

Таким образом, количество рождающихся элементарных частиц прямо зависит от интенсивности потока космических лучей. Отсюда, используя каталог изменения интенсивности потока нейтронов [http://www.meteolab.ru/projects/sun/], мы можем косвенно судить об относительной интенсивности космических лучей.

Сравним графики рис. 5 А, В и С. Из них следует, что все параметры находятся в противофазе к вариациям солнечной активности, а это в свою очередь говорит о частичном блокировании потока космических (галактических) лучей рядом характеристик солнечной активности.

Взаимодействие частиц космических лучей с ядрами атомов земной атмосферы приводят к генерации в ней *нейтронов*, а последние, как говорилось выше, способствуют реализации реакции $^{14}N \rightarrow (n, p) \rightarrow ^{14}C$, приводящей к накапливанию в атмосфере радиоактивного изотопа углерода ^{14}C. Откуда он поступает в живые организмы. Следовательно, увеличение интенсивности потока космических лучей должно приводить к увеличению интенсивности потока нейтронов, что мы и наблюдаем на рис. 5.Интенсивность потока нейтронов, как частиц производных от потока космических лучей определяет относительную плотность облаков нижнего (высота **2.0-3.0 км**) яруса в тропосфере, ответственных количество выпадающих атмосферных осадков. Памятуя о том, что вариации интенсивности потока космических лучей и вариации солнечной активности находятся в противофазном соотношении, мы сравним конкретно плотность облачного покрова нижнего яруса (высота до **2.0-3.0 км**) и значения солнечной активности.

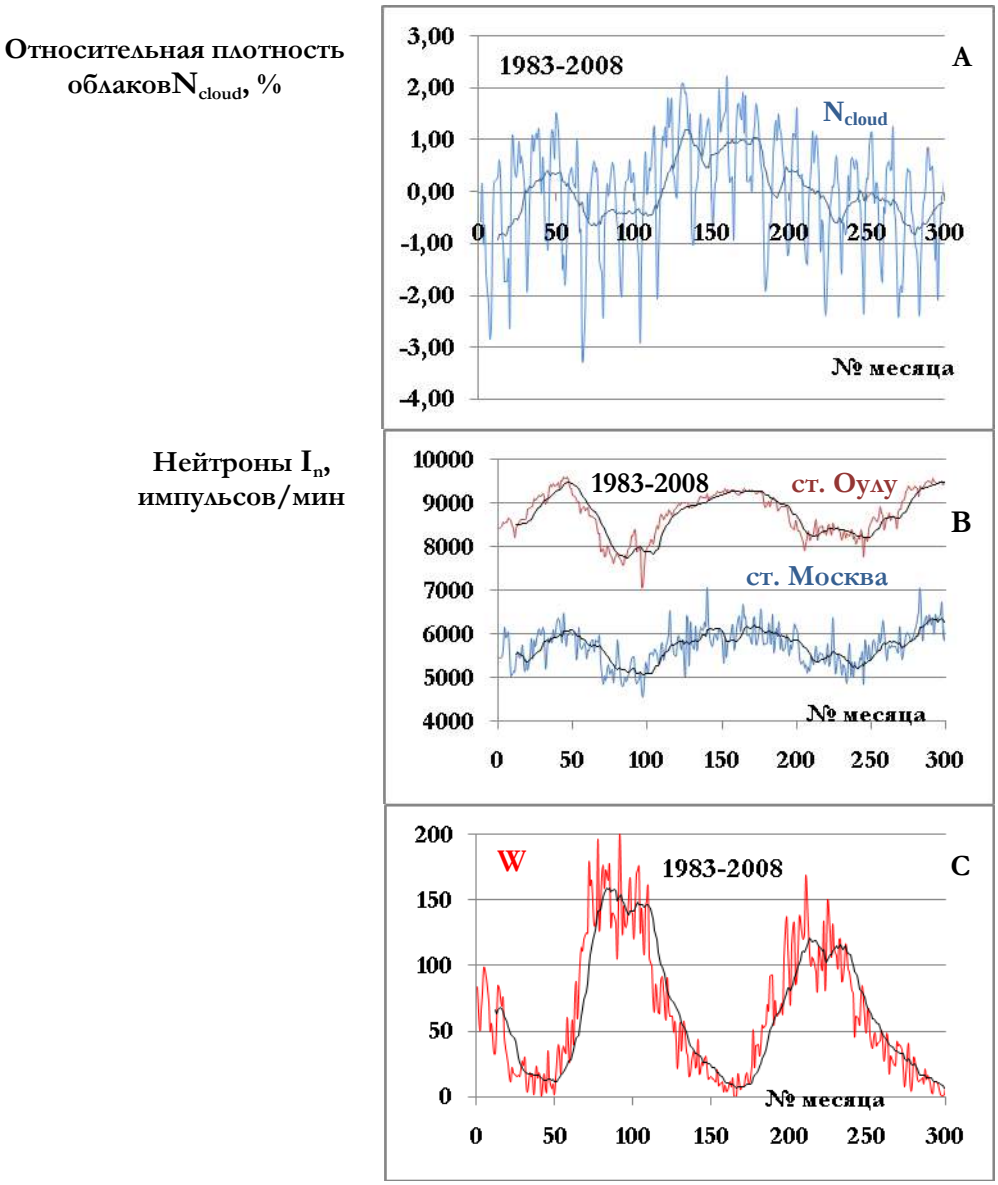


Рис. 5. Сопоставление изменения по месяцам нормализованного относительного количества облаков в нижнем ярусе N_{cloud}, % (A), вариаций интенсивности потока нейтронов I_n (B)и солнечной активности в числах Вольфа W (C) (*черные кривые – исходные данные сглаженные значения 12-месячным окном*).

Лаборатория метеотехнологийприводит кривую зависимости относительного количества облаков нижнего яруса N_{cloud} от относительного потока космических лучей **КЛ** [http://www.meteolab.ru/projects/sun/] (рис. 6). Эта зависимость описывается уравнением:

$$N_{cloud} = 0.15\ КЛ + 0.08, \qquad (1)$$

при **n = 21** и **r = 0.79**.

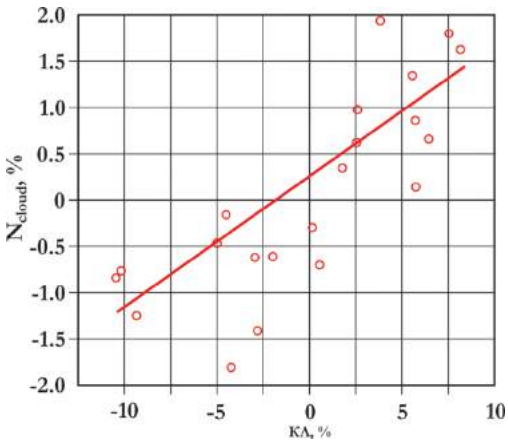


Рис. 6. Зависимость относительного количества облаков нижнего яруса N_{cloud}, % и относительного потока космических лучей КЛ, %[http://www.meteolab.ru/projects/sun/].

Увеличение плотности облачного покрова приводит к снижению инсоляции поверхности Земли и соответственно понижению температуры воздуха – похолоданию. В тоже время понижение глобальной температуры **ΔT_{GL}°C** ведет к понижению стерического уровня мирового океана (стерический уровень мирового океана определяется разностью в плотности океанических вод, которая зависит от разности их температуры и солености). Это наглядно показывает график на рис. 7.

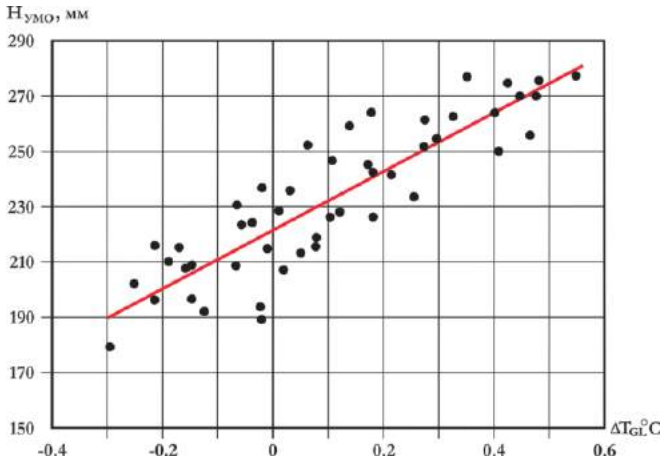


Рис. 7. Зависимость межгодовых колебаний стерического уровня Мирового океана $H_{УМО}$, мм от аномалий глобальной температуры ΔT_{GL}°C за 1960–2008 гг. [Малинин, 2008 а, б]. Параметры выборки n = 48, r = 0.87.

Таким образом, мы можем заключить, что периодичность природно-климатических изменений обусловлена совместными вариациями интенсивности потока космических лучей и солнечной активности.

Региональное распространение различных экзогенных процессов. Среди регионально распространенных экзогенных геологических процессов проявляют наибольшую активность и имеют наибольшее распространение процессы, которые по характеру проявления объединяются в две большие группы– гравитационные и криогенные.

Типизация гравитационных процессов: *снежные лавины, горные обвалы, оползни, сплывы, грязекаменные потоки*базируется на процентном соотношении твердой составляющей и содержании воды в грунтовых массах на склонах горных массивов. Непосредственные наблюдения за их проявлением с учетом геоморфологии позволяют районировать территории юга Восточной Сибири с учетом их интенсивности (число событий N / на площадь их распространения S, км^2). На рис. 8 это показано наглядно.

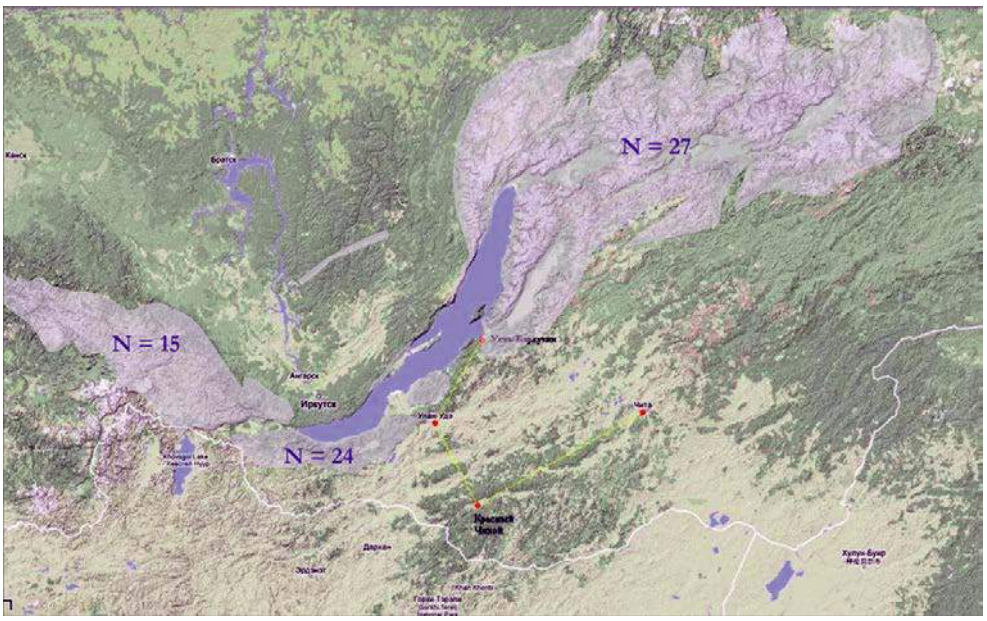


Рис. 8. Области распространения комплекса гравитационных процессов на юге Восточной Сибири.

Из рисунка следует, что наиболее опасной на предмет активизации экзогенных процессов является территория Юго-Западного Прибайкалья. Динамику активизации селевых процессов во времени иллюстрирует рис. 9, заимствованный из работы [Макаров, 2016].

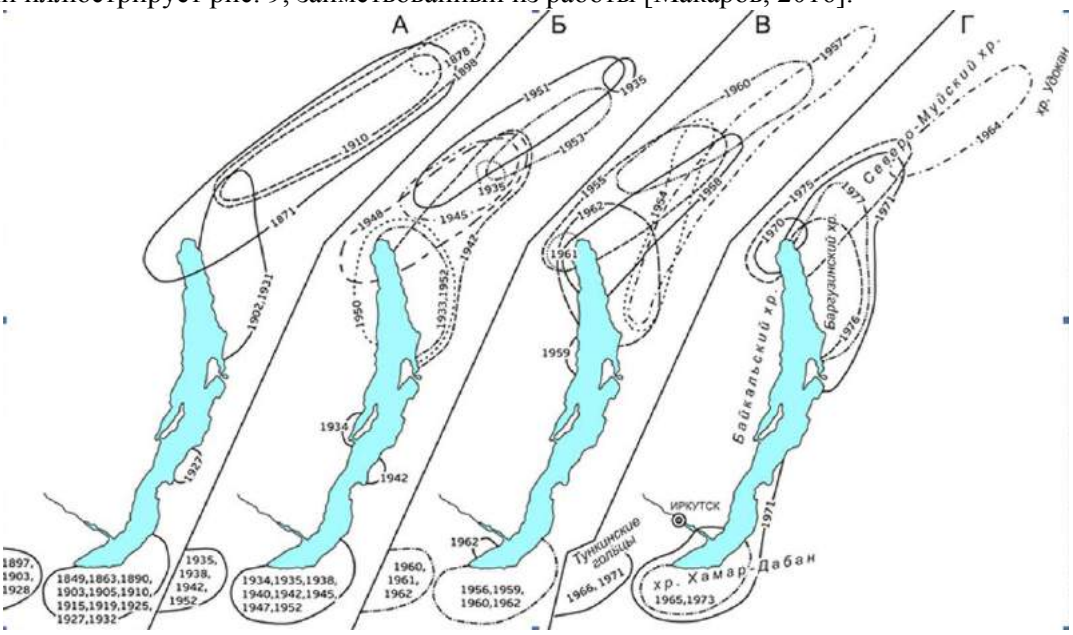


Рис. 9. Ареалы активизации селевых процессов в различных районах Прибайкалья по годам [Макаров, 2016].

Распространение криогенных явления иллюстрирует рис. 10.

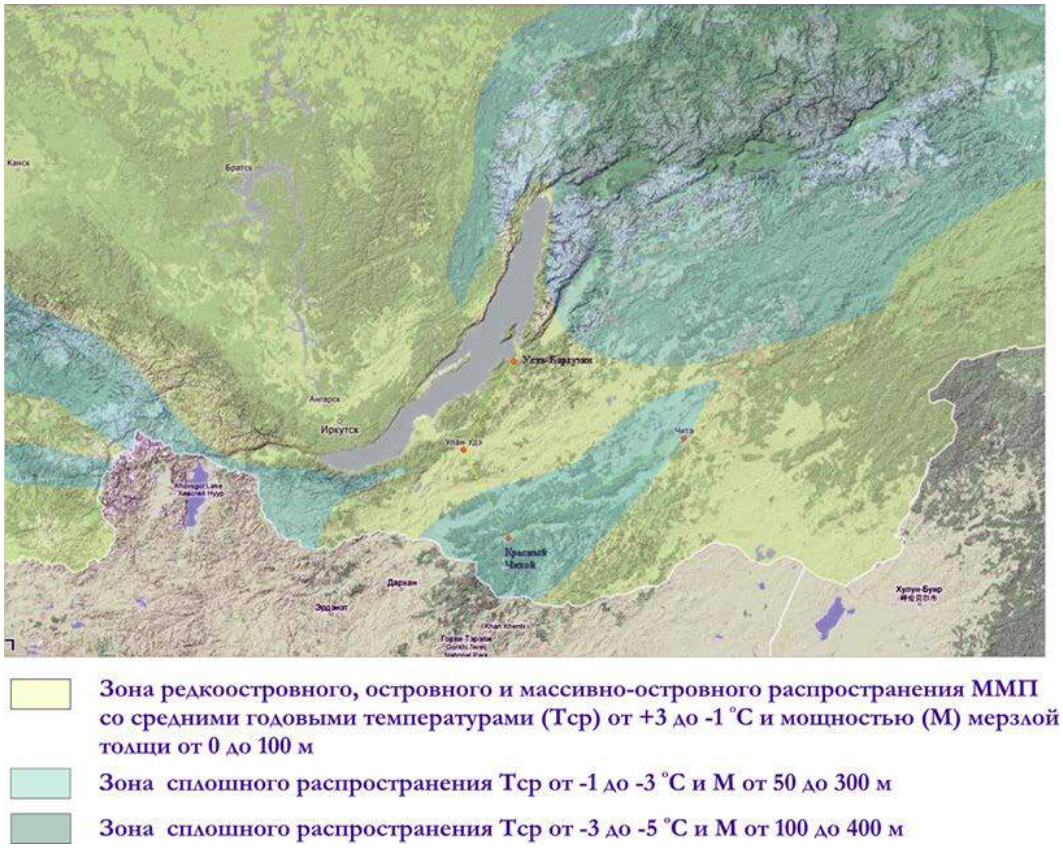


Рис. 10. Распространение многолетнемерзлых пород (ММП) на юге Восточной Сибири.

Поведение криолитозоны во времени на прямую зависит от колебаний температуры приземного слоя атмосферы, но,к сожалению, нам оказались недоступными материалы мониторинга оттаивания–замерзания криолитозоны и поэтому мы проиллюстрируем это положение на модельных

кривых (рис. 11). Сравнение этих двух моделей указывает на хорошее согласование, хотя базируются на принципиально различных исходных данных. Из кривых следует, что периоды потеплений в прошлом приводили к относительной деградации мерзлоты – изменению температурного режима грунтов.

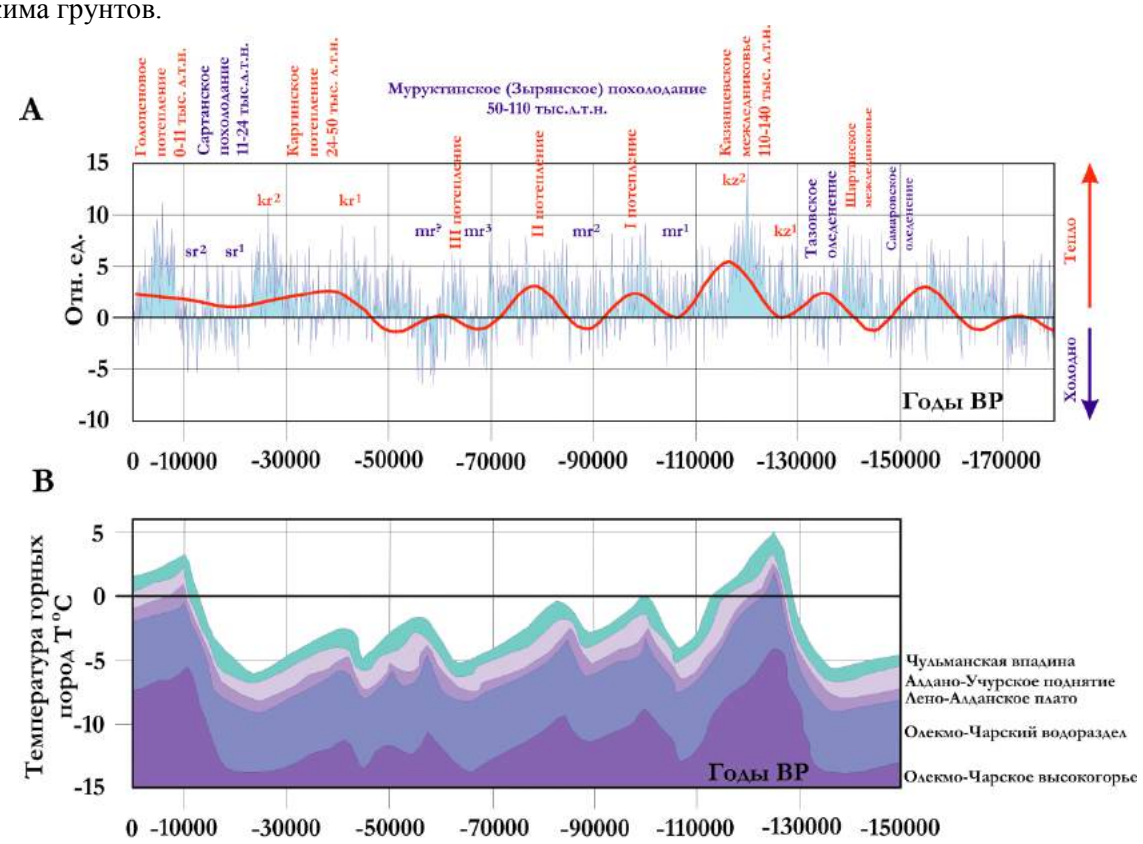


Рис. 11. А. Модельная кривая природно-климатических изменений с учетом циклов М. Миланковича и вариаций солнечной активности в позднем плейстоцене–голоцене [Леви и др., 2015]. В – Изменение температуры горных пород на подошве деятельного слоя мерзлоты в юго-восточной части Восточной Сибири (Алданское нагорье) [Железняк, 2005].

Статистические отношения между элементами исторического мониторинга. Основные атмосферные элементы и элементы экзогеодинамики взаимодействуют между собой так, как это показано на рис. 12. Главными атмосферными элементами являются ветры различных румбов и атмосферные осадки.

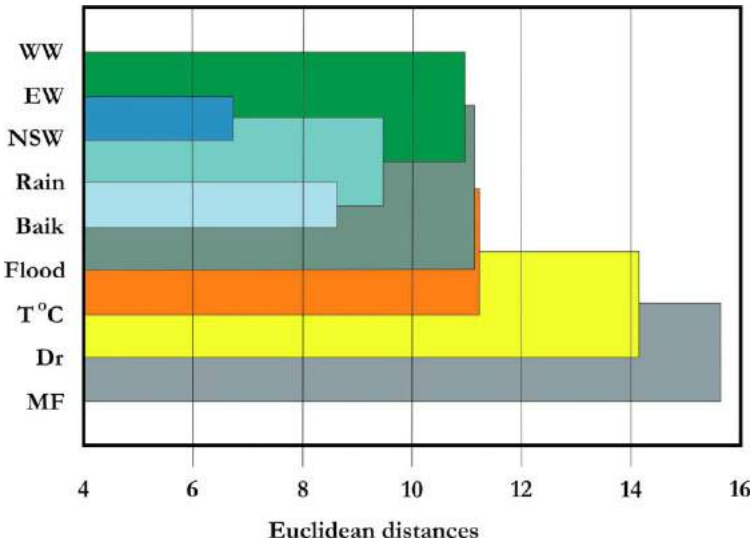


Рис. 12. Кластер-дендрограмма, отражающая характер взаимоотношение между атмосферными явлениями и экзогенными процессами:
WW – ветры западных румбов, EW – ветры восточных румбов,NSW – ветры меридиональных ветров, Rain – атмосферные осадки, Baik – высота стояния уровня озера Байкал, Flood – наводнения, T°C – температура приземного слоя атмосферы, Dr – засухи, MF – селевые потоки.

Эти соотношения остаются стабильными не зависимо от того, относительно которого элемента экзогеодинамики они построены (рис. 13).

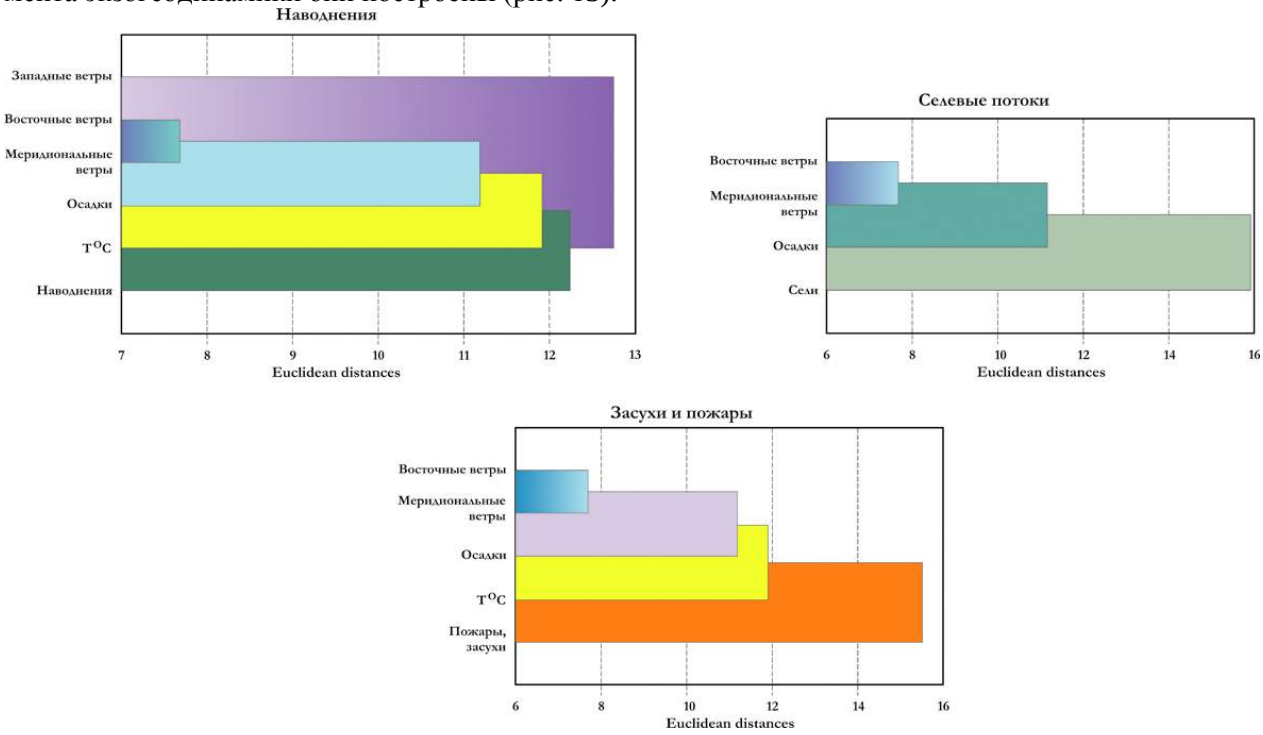


Рис. 13. Кластер-дендрограммы, построенные относительно наводнений, селевых потоков, засух и пожаров на юге Восточной Сибири.

И так, из рисунков 12 и 13следует, что атмосферные процессы являются главными стимуляторами активизации опасных экзогенных явлений. Но кластер-дендрограммы – это лишь статические модели, но нам необходимо выяснить, как взаимодействуют элементы системы во времени, потому что вне времени прогнозировать ничего не получится.

На имеющейся базе данных мы можем восстановить периодичность проявления тех или иных элементов системы и выяснить, как их активизации соотносятся во времени. Приведем несколько примеров. На рис. 14 показано соотношение во времени вариаций солнечной активности и количества выпадающих осадков по годам. Видно, что количество выпадавших осадков возрастало по мере снижения солнечной активности. Это обусловлено усилением ионизации атмосферных газов космическими лучами, увеличением влажности и облачности в приземном слое атмосферы.

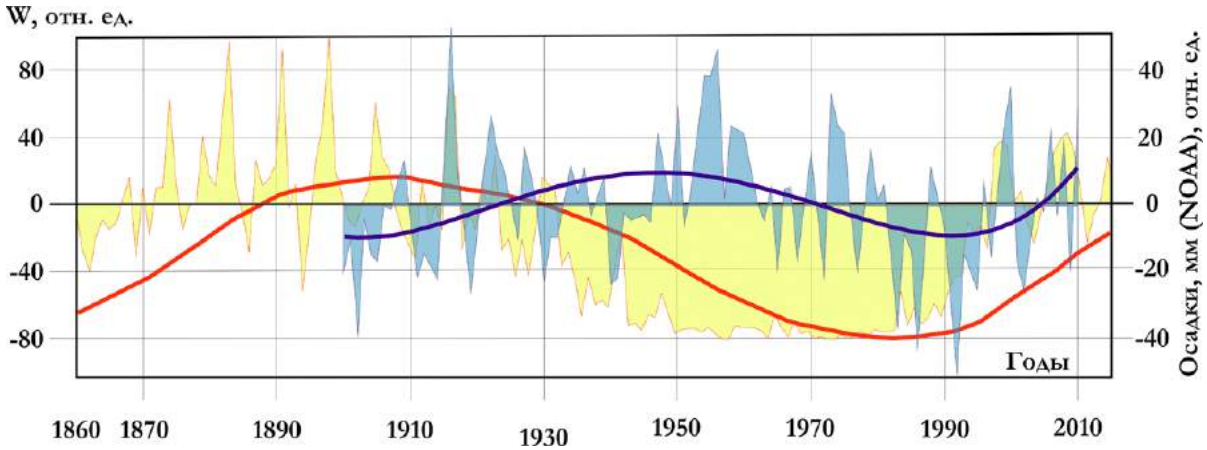


Рис. 14. Соотношение во времени вариаций солнечной активности и количества выпадающих осадков по годам:

желтое поле – вариации солнечной активности, красная кривая – нелинейная тенденция повышения–снижения солнечной активности; голубое поле – вариации количества выпадавших осадков, синяя кривая нелинейная тенденция увеличения–уменьшения атмосферных осадков.

Поскольку количество выпадающих осадков стимулирует активность опасных экзогенных процессов интересно сравнить ход изменения по времени количества атмосферных осадков и числа сообщений о проявлении опасных экзогенных процессов (рис. 15). Связь этих двух элементов системы очевидна и в комментариях не нуждается.

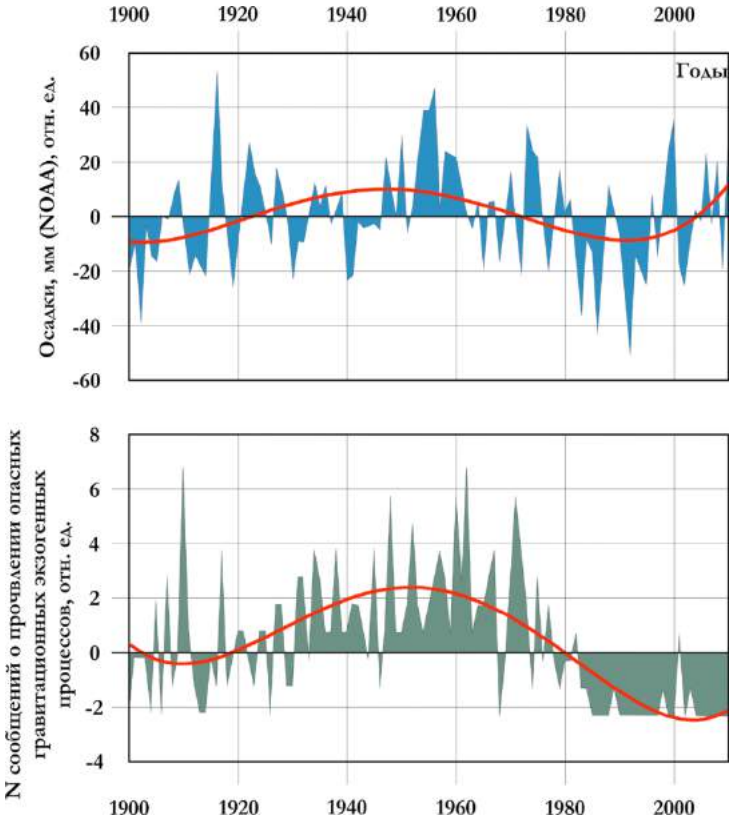


Рис. 15. Соотношение во времени вариаций количества выпадающих осадков по годам:
голубое поле – вариации количества выпадавших осадков, красная кривая нелинейная тенденция увеличения–уменьшения атмосферных осадков; зеленое поле – вариации числа сообщений о проявлении опасных экзогенных процессов, красная кривая – нелинейная тенденция повышения–снижения числа сообщений.

Поскольку все элементы системы испытывают временные флуктуации, а максимумы флуктуаций не всегда наступают одновременно из-за естественной инерционности развития процессов – элементов системы – интересно просуммировать временные кривые изменения элементов системы, перечисленных на рис. 16. Здесь, учитывая продолжительность рядов данных более 150 лет, открывается возможность заглянуть в будущее до 2050 года (рис. 16).

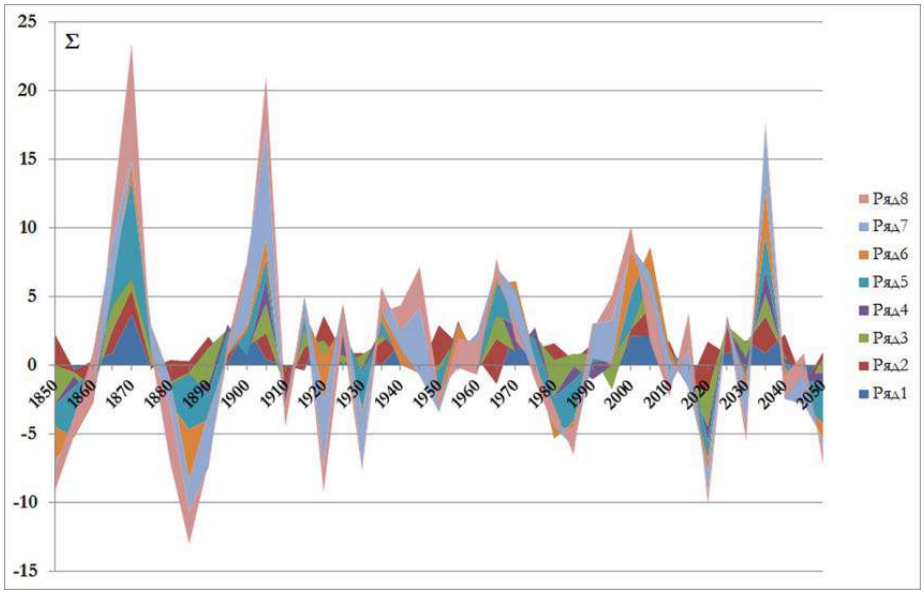


Рис. 16. Прогнозная кривая – результат суммирования гармоник:
ряд 1WW – ветры западных румбов, ряд 2EW – ветры восточных румбов,ряд 3NSW – ветры меридиональных ветров, ряд 4SA – солнечная активность, ряд 5Flood – наводнения, ряд 6T°C – температура приземного слоя атмосферы, ряд 7MF – селевые потоки, ряд 8Baik – высота стояния уровня озера Байкал.

Заключение. Таким образом, представленные данные исторического мониторинга атмосферных процессов и сообщений о проявлении опасных экзогенных явлений позволяют не только проследить ход природно-климатических изменений на юге Восточной Сибири за прошедшие 150 лет, но и заглянуть в будущее на 35 лет. Из рис. 9 следует, что бурную активизациювсей системы опасных природных следует ожидать в интервале времени 2035–2045 годах.

Работа выполнена при поддержке Программы ИНЦ СО РАН «Фундаментальные исследования и прорывные технологии как основа опережающего развития Байк. региона и его межрегиональных связей (0341-2015-0001)», Леви К.Г., ИрНЦ СО РАН, г. Иркутск, Россия, Козырева Е.А., ИрНЦ СО РАН, г. Иркутск, Россия.

Железняк М.Н. Геотемпературное поле и криолитозона юго-востока Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 2005. – 227 с.

Кокоуров В.Д. Многолетние изменения в системе Солнце – Земля // Солнечно-земная Физика. – Иркутск: ИСЗФ СО РАН. – Электронный ресурс, 2005(?): код доступа [http://www.kosmofizika.ru/irkutsk/kok/TMP183.htm]

Константиновская Л.В. Солнечная активность (таблицы Геомагнитная активность (магнитные бури), вариации Аа-индекса с 1868 по 2006 гг.) – Электронный ресурс, 2009: код доступа [http://www.astronom2000.info/]

Леви К.Г., Мирошниченко А.И., Козырева Е.А., Кадетова А.В. Модели эволюции озерных бассейнов Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Известия Иркутского госуниверситета. Археология и геоэкология. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология» – 2015. – Т. 11. – С. 36-65.

Макаров С.А. Современный морфолитогенез на юге Восточной Сибири. М.: МГУ, 2016. Автореф. диссертации доктора географических наук, Специальность 25.00.25 – геоморфология и эволюционная география. – 46 с.

Параметры солнечной активности. – Электронный ресурс: код доступа [http://www.sidc.be/silso/datafiles]

Рельеф юга Восточной Сибири – Электронный ресурс: код доступа [https://navytech.ru/Baikal_lake.html]

Svensmark H., *Calder N.*The Chilling Stars: A New Theory of Climate Change. – Denmark: Totem Books, 2007. ISBN978-1-84046-815-1 (русская версия – СвенсмаркХ.,Колдер Н.Леденящие звезды. Новая теория глобальных изменений климата. – Электронный ресурс, 2007: код доступа [http://coollib.com/b/255158/read]).

СИБИРСКИЙ ТИП СЕЛЕЙ И ОСОБЕННОСТИ БОРЬБЫ С НИМИ

ЛЕХАТИНОВ А.М.
Кырен, Республика Бурятия, Россия, lexam29@mail.ru

REMOVE THE SIBERIAN TYPE OF MUDFLOWS AND FEATURE OF FIGHT

LEKHATINOV A.M.
Kyren, Buryatia, Russia, lexam29@mail.ru

В селеведении прочно закрепилась классическая типизация селей по вещественному составу смеси: грязекаменные, грязевые и водокаменные [Великанов, 1945]. Типизация основана на опыте изучения селевых явлений, главным образом, аридных и субаридных климатических зон с преобладанием скудной растительности, особенно лесной. Так как с исторических времен человек интенсивно осваивал горные и предгорные местности этих зон с богатыми природными ресурсами. По мере интенсификации освоения гор Средней Азии, Кавказа, Крыма и Карпат (СССР) закрепилась в селеведении типизация селей Великанова без учета особенностей их проявления в суровых природно-климатических условиях северных регионов. Горно-таежные территории в те времена считались не селеопасными на общем фоне селевых регионов южных широт. С давних времен в горных местностях, где селевые явления наносят весьма существенные стихийные бедствия кишлакам, аулам и другим объектам, уделяется большое внимание организации эффективной борьбы с ними. Инженерные сооружения снижают опасное воздействие водокаменных и грязевых селей. Флювиальные грязекаменные сели оползневого генезиса Средней Азии, как правило, сходят по сухим распадкам и не имеют постоянное русло. Они трудно предсказуемы по месту и времени развития, поэтому противоселевые инженерные сооружения слабо или вообще не используются. Так, например, катастрофический грязекаменный сель 1969 г., разрушил густонаселенный кишлак ЯлдомичТаджССР. Во время интенсивных дождей в делювиальных отложениях с лёссовидными суглинками, сформировался крупный оползень-поток в вершине сая (распадка). Оползень надвинулся на кишлак в виде грязекаменного селя и нанес разрушения с человеческими жертвами. Были погребены или разрушены дома в 5 часов утра, мощность отложения селя превышала 30-40 м. Аналогичные сели меньшего объема, но с тяжелыми последствиями, прошли также по саямТаджикобада, Комсомолабада и в других местах долины р. Сурхоб. Ни в одном кишлаке не было защитных сооружений из-за отсутствия признаков схода древних и старых селей. После селевой трагедии Правительство Таджикистана и СССР приняли решение переселить кишлаки на неопас-

ные места по результатам работ ВСЕГИНГЕО. В бассейнах развития селей без постоянного русла строительство селезащитных сооружений рассматривалось, как неэффективное и очень дорогое мероприятие.

Ледниковые грязекаменные сели повторяются чаще, чем флювиальные и теснее связаны с климатическими циклами аномального потепления (Кавказ, Памир, Тянь-Шань и т. д.). Внеледниковые грязекаменные сели шире распространены, но менее объемны. Активность их зависит от интенсивности развития оползневого склона во время снеготаяния, дождей и сильных землетрясений (хр. Гиссарский, Петра Первого и др.). В Таджикистане, из-за непредсказуемости места и объема проявления селей, не проводится борьба с ними строительством инженерных сооружений. Исключительно редко сходят сели данного типа при сильных землетрясениях, как Хаитское в Таджикистане. В Сибири не известны случаи развития сейсмогенных грязекаменных селей. Глыбогрязевый сель впервые нанес большой ущерб пос. Аршан Бурятии в июне 2014 г. История не знает подобного явления на горно-таежной территории. Сели этого типа развиваются далеко в горах, в стороне от населенных местностей (Мал.Сухитке – хр. Баргузинский; Хэр, Харимта – хр. Тункинский; Урми – хр. Баджальский).

Противоселевые мероприятия рассчитываются на минимизацию негативного воздействия вышеупомянутых трех типов селей в зависимости от геологических условий очагов питания твердым материалом. Все расчёты и проекты селезащитных сооружений, главным образом, проводятся на основе опыта борьбы с Кавказ-Среднеазиатскими селями, как опасное природное явление. Однако, горные регионы с континентальным, особенно с резко континентальным климатом, к которым относятся горно-таежные территории Сибири и Дальнего Востока до середины XX века, относились к территориям горных паводков. Селевые процессы, развивающиеся в горах, человека не беспокоили и особо не интересовали природоведов. Общеизвестно, что на обширных просторах горной тайги жилые и хозяйственные объекты исторически размещались в оптимально удобных районах. Как вынужденную необходимость следует рассматривать строительство линейных сооружений с пересечением опасных водных бассейнов. Например, Транссиб только на байкальском участке строился с учетом горных паводков, обвалов, камнепадов, оползней и лавинной опасности. Специальные селезащитные мероприятия начали широко внедрять после селевых паводков и селей, нанесших разрушения в районах пос. Слюдянка (1960 г.) и железнодорожного перегона Слюдянка-Байкальск (1971 г.). Однако, строительство линейных сооружений, особенно дорог и мостов в зоне БАМ и других местах Сибири и Дальнего Востока, до недавних пор велось без учета особенностей состава твердой составляющей селевых потоков. Так, например, почти все новые мосты автодороги Улюнхан-Уоян были разрушены и повреждены древеснокаменными потоками в 1978 году. Причина – недоучет возможного содержания в селевом потоке крупных деревьев. Мосты на селеносных притоках р. Срамная были построены по традиционным проектам без особого учета роли древесного компонента в составе селевой массы.

В транзитной области селеносного водотока, лес выполняет две функции: защитную и селепитающую. Первая функция – защита берега от разрушения в местах свободного прохождения потока, сдерживание плоскостного и ручейкового сноса склоновых отложений, а также стока дождевых и талых вод. Скопление древесного выноса вдоль берега спрямленного участка селевого русла, выполняет функцию струенаправляющей дамбы. Защищает пойму от завала селевыми камнями. Вторая – в местах образования залома и ниже, усиливает разрушение ландшафта, береговых объектов и свежего руслообразования на конусе выноса и в пойме. Залом – это завал, образовавшийся в сужении русла или на мелководье, в результате скопления вымытых или проносимых водой деревьев, веток, корчаг и прочего лесного материала (рис. 1).

Рис. 1. Виды залома: древеснокаменный на р. Кынгарга, древесный на временном водотоке Хэр и постоянном – Халагун (хр. Тункинский, Хамар-Дабан).

В условиях гор Сибири и Дальнего Востока, где широко распространены многолетняя мерзлота, породы криогенного выветривания и таежная растительность, развитие селей существенно отличается, чем в южных регионах. В теплых странах сели могут сходить при непродолжительных ливнях, а в северных широтах требуется время перехода склоновых отложений от неподвижного (мерзлого) в подвижное (талое) состояние. Теплые затяжные дожди ускоряют оттаивание пород и корней деревьев в очагах к сезону селеформирования. В Сибири чаще сходят сели позднего снеготаяния и теплых, затяжных дождей (5-7 дней). Поэтому более интенсивно развиваются селевые процессы в каменных россыпях и курумах гольцово-тундрового пояса, крутого склона на глубоко прогреваемой стороне. В результате раннего оттаивания, в составе селевой массы преобладают глыбы и крупная щебень, а не супесчано-суглинистая грязь с песком и дресвой, как в Средней Азии (сели дождей). Высокое содержание льдистых компонентов в селевой смеси, усиливает катастрофичность потока. По преобладающему содержанию глыбового, щебнистого и древесного материала в селевой смеси, а также по специфическим особенностям механизма и причин сдвига пород в очаге, мною выделено два дополнительных типа к классической типизации селей (рис.2).

Рис 2. Схема типизации селей горно-таежных областей и источников их питания твердым материалом.

На схеме типизации селей по содержанию твердых компонентов в селевой массе, к сибирскому типу отнесены глыбогрязевый (по форме камней) и древеснокаменный типы селей наряду с водокаменными. В условиях тайги и преобладающего распространения интрузивных и метаморфических пород, типичные грязекаменные сели имеют весьма ограниченное развитие, главным образом, в районах действующих вулканов. Типичные водокаменные потоки преобладают в сибирских селевых районах. Они формируются при трансформации селевых паводков на отдельных участках русла при размыве пролювиально-аллювиальных отложений. Сели водокаменные и древеснокаменные больше наносят ущерб хозяйственным объектам, расположенных на древних конусах выноса и подгорных поверхностях в пойме малых водотоков.

Рекомендации:

- строго запретить рубку леса в селеносных бассейнах;
- строительство мостов, трубопроводов и других переходов через селестоковое русло, следует проводить с учетом свободного прохода древеснокаменного потока;
- в пос. Аршан Бурятии в качестве дамбы селенакопителя возможно использование глыбогрязевого отложения (селевое поле) селевого потока 28 июня 2014 г.

Великанов М.А. Качественный динамический анализ селевого потока.- Изв. АН СССР. Серия геогр. и геоф. Т. 9. М.: 1945. № 4. – С. 353-363.

СЕЛЕОПАСНОСТЬ ГОРНО-ТАЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

ЛЕХАТИНОВ А.М., ЛЕХАТИНОВА Э.Б.
Кырен, Республика Бурятия, Россия, lexam29@mail.ru

TORRENTIAL DANGER OF MOUNTAIN AND TAIGA TERRITORIES

LEKHATINOV A.M., LEKHATINOVA E.B.
Kyren, Buryatia, Russia, lexam29@mail.ru

Селевые процессы на территории России, кроме Северного Кавказа и Крыма, очень слабо изучены. Локальное проявление селей в Восточной Сибири, относилось к горным паводкам. Катастрофические явления на горных водотоках впервые «признание», как сели Сибири, получили в середине прошлого века (Слюдянка на Байкале, 1960 г.). Пионерные исследования селей Прибайкалья и Саян (В. Солоненко, Б. Зонов, В. Астраханцев, М. Будз, А. Лехатинов, В. Лапердин и др.) существенно расширили географию распространения селей на «не селеопасной» горно-таежной территории. Впервые оценка селеопасности восточной части зоны БАМ до Охотского моря (хр. Буреинский, Баджальский, Эзоп, Сихотэ-Алинь и др.), была дана к концу XX-го века (А. Лехатинов, Г. Колесников и др.). Тайга – это светлохвойные и темнохвойные леса с примесью мелколиственных пород деревьев, которые в горах Алтая, Саян, Байкало-Станового нагорья и Дальнего Востока занимают поверхности до высоты 1600-2000 м. абс. отм.

Наиболее сильно поражены селевыми процессами хребты Байкало-Становой орогенической зоны Байкальского рифта, значительно слабее – хребты и нагорья Байкало-Патомской зоны. Пораженность селевыми процессами – это отношение длины селеносных водотоков (l) к суммарной длине всех водотоков (L) селеносного бассейна. Она выражается коэффициентом селеносности (K_s) в долях единицы. Пораженность территории селями различается на хребтах одной и той же складчатой зоны и на склонах разной экспозиции. Она зависит, прежде всего, от энергии рельефа (высота, крутизна, расчлененность) и состава, состояния и свойства пород, а также от объема прихода тепла и влаги на склон. Эти факторы, усиленные сейсмическими и антропогенными процессами, повышают активность и катастрофичность селевых явлений, что характерно для теплых и крутых склонов ассиметричных хребтов Байкальского рифта. Сеть селеносных водотоков, особенно временных, сгущается в узлах пересечения разрывных тектонических нарушений с повышенным сейсмическим фоном (хр. Тункинский, Байкальский, Баргузинский и др.) Так, например, по распространенности селей на типичной горно-таежной территории нами выделяется пять категорий селеносных бассейнов (табл.).

Из таблицы следует, что развитие селей имеет следующие особенности:

- пораженность территории селевыми процессами уменьшается от Байкальского к Акиткан-скому, Верхнеангарского к Делюн-Уранскому, Кодарского к Становому хребтам;
- наиболее интенсивно они развиваются на крутых и коротких склонах хребтов Байкальского рифта (хр. Баргузинский, Байкальский, Верхнеангарский, Северо и Южно-Муйские, Кодар, Удокан);
- интенсивность селей меняется в пределах одного и того же склона и связана, прежде всего, с состоянием элювиально-делювиальных пород деятельного слоя.

В пределах исследуемой территории преобладают водокаменные и древесно-каменные селевые потоки. Очень редко сходят каменно-грязевые сели, не формируются грязевые потоки, как

природные явления. Твердая составляющая селей может содержать до 20-40 % остатков древесно-кустарниковой растительности. Такие селевые потоки мною были отнесены к древесно-каменным. Селевые потоки, формирующиеся весной, могут содержать большое количество снега – «снежно-каменные сели».

Категории селеносности бассейнов Байкало-Станового нагорья

Категория селеносности	Коэффициент селеносности $K_s = \frac{l}{L}$	Название хребтов	Местоположение бассейнов различной категории селеопасности
Очень высокая	Больше 0,6-0,7	Байкальский	Юго-Восточный склон между мыс. Болсодей и р. Слюдянка
		Верхне-Ангарский	Юго-восточный склон (от горы Кирон до р. Аякон); временные и малые водотоки между р. Котера и Ковокта: р. Бурунда, Гекали, Гонкула, Кичуй, Янчункан, Амнунда и т. д.)
		Муяканский	Северо-западный склон
		Южно-Муйский	Северный склон, между р. Мудирикан и Усмун
		Кодарский	Юго-восточный склон
		Давочанский	Северный и Южный склон
		Баргузинский	Юго-Восточный склон
Высокая	0,4-0,6	Верхне-ангарский	Юго-восточный склон между р. Тыя, Молокон, Кичера, селеносные притоки р. Левая Мама
		Делюн-Уранский	Юго-восточный склон между р. Джамнунда и Мурин
		Северо-Муйский	Юго-восточный склон, водотоки восточного окончания хребта
		Южно-Муйский	Бассейн р. Тулдунь
		Кодар	Бассейн р. Омгакча
		Удоканский	Юго-восточный склон Каларского хребта
		Баргузинский	Бассейны р.р. Шаманка, Нестериха, Светлая
Средняя	0,2-0,4	Верхне-ангарский	Северо-западный склон верховий р.р. Чуя и Верх. Мама
		Делюн-Уранский	Временные и малые водотоки бассейнов рек Ангаракан и Витим
		Баргузинский	Северо-западный склон
		Икатский	Верховья р. Аргада, Цыпикан

По морфометрическому положению области зарождения селей преобладают высокогорно-гольцовые, среднегорно-лесные селевые бассейны. На таежном низкогорье селеформирование склонового вида наблюдается в местах нарушения растительного покрова и залегания рыхлых пород.

Согласно классификации А.И. Шеко [1980], можно выделить две первые группы очагов зарождения селей. В обеих группах дополнительно включаются антропогенные типы очагов.

К первой группе относятся очаги, связанные со скоплением рыхлого материала в руслах временных и малых водотоков с крутыми тальвегами (более 15^0).

Ко второй группе относятся очаги, связанные с подпруживанием русел водотоков. Она состоит из обвальных, оползневых, лавинных, селевых и осыпных типов, действующих, главным образом, на малых и временных водотоках. Несколько сложную генетическую связь образуют запруды на средних и крупных водотоках. В условиях тайги на главном водотоке возникают крупные заломы и запруды, образуемые селевыми выносами притоков и распадков. При прорыве или обходе их, селевые паводки трансформируются в древесно-каменный сель на отдельных участках транзита в результате размыва пойменных и присклоновых лесов. Большой объем древесного материала выносят склоновые сели оползневого типа лесного пояса гор.

Особо следует отметить антропогенные очаги, обусловленные хозяйственной деятельностью человека. Строительство мостов, отсыпка насыпи, разработка карьеров на древних конусах выноса обусловливают активизацию селей при прорыве заломов, запруд, размыве насыпей и других русловых новообразований у мостов (рек Кынгарга, Срамная).

Очаги всех групп по месту расположения в селевом бассейне и их морфогенетическим особенностям, подразделены на склоново-рассредоточенные, склоново-площадные, склоново-локальные, сплошные и локальные пойменно-русловые.

Склоново-рассредоточенные очаги представлены лотковыми осыпями, лавинами, склоновыми микроселями и другими типами линейно-склоновых процессов, рассредоточенных в области зарождения селей. Преобладают веерообразно сходящиеся в фокусе циркообразных водосборов, эрозионно-осыпные (лотковые), микрорусловые очаги (хр. Кичерский, Южно-Муйский, Кодар, Эзоп, Ям-Алинь). Они плотнее распространены в гольцово-тундровом высокогорье с альпинотипными формами рельефа.

Склоново-площадные очаги представлены сплошными осыпными шлейфами, подпруживающими русла в области зарождения, или крутыми обнаженными склонами, с которых продукты выветривания смываются плоскостной и струйчатой эрозией непосредственно в селестоковое русло. Данный тип очагов преобладает в гольцовом поясе высоких гор без следов древнего оледенения (Баджальский, Буреинский, юго-восточный склон Верхнеангарского хребта – Огней-Амонакит и т. д.).

Склоново-локальные очаги – это единичные оползневые, обвально-осыпные, солифлюкционные и курумные процессы, формирующие и питающие сели.

Сплошные пойменно-русловые очаги представлены интенсивно размываемыми участками русел, где поток донасыщается русловыми и пойменными отложениями.

Локальные пойменно-русловые очаги – это береговые обвалы, сплывы, оплывины, береговая эрозия, которые подпитывают селевые паводки.

Сели временных водотоков формируются из первых трех типов первой группы очагов, малых – из всех типов этой группы. В зарождении селей на крупных водотоках могут участвовать очаги обеих групп. Весной менее активны осыпные и оползневые очаги, хотя они наиболее широко распространены в лесном поясе гор. Активность развития очагов сдерживается мерзлотой.

Представляют интерес солифлюкционно-оплывинные очаги, отличающиеся особенностями развития. Почти всюду в горах мерзлота скрепляет продукты выветривания. Она в деятельном слое обусловливает состояние неустойчивости глыбово-щебнистого материала с оползневым механизмом смещения по льдонасыщенной поверхности скольжения. Из оползневой группы очагов преобладают оплывины, сплывы, осовы в осыпях и каменных россыпях, а также солифлюкционные потоки.

Оплывинные очаги формируются: а) на таликах, приуроченных к прирусловым участкам склонов; б) на делювиальных, чаще на россыпных склонах южной экспозиции; в) на крутых склонах высоких террас, сложенных отложениями с большим содержанием глинистого заполнителя.

Последовательность подготовки очагов к сезону селеформирования подчиняется вертикальной поясности гор. В конце весны и начале лета, когда породы высокогорного пояса ещё находятся в мерзлом состоянии, талые грунты нижних уровней склона становятся неустойчивыми. При подрезке склона паводком или селем и, особенно, во время активного снеготаяния с интенсивными дождями, они смещаются в виде быстрой солифлюкции, сплыва, оплывины, осовы в осыпях и оползня-потока, легко разрушаются склоновой эрозией.

Солифлюкционные очаги формируются в элювиально-делювиальных отложениях. На склонах древних каров и циркообразных водосборов рыхлые отложения интенсивно протаивают при прохождении теплых дождей южного переноса, от которых они переувлажняются и сползают по льдистой поверхности, образуя неглубокие (до 1,0-1,5 м) рытвины. На более крутых склонах южной экспозиции, особенно в местах разгрузки трещинных вод, где глубина сезонного протаивания грунтов, содержащих большое количество тонкодисперсного заполнителя, достигает 3-4 м, солифлюкционные потоки превращаются в склоновые сели (длина пути прохождения таких селей 200-400м).

Очаги селей, связанные с осовами в осыпях, широко распространены на подвижных осыпях, приуроченных к таликам. В период интенсивного протаивания мерзлых пород в конусах осыпания, а также при их переувлажнении, возникают осовы. Они поставляют в поток щебнисто-глыбовый материал.

Активность развития селевых очагов оползневого, солифлюкционного, обвально-осыпного и эрозионного типов зависит от характера распространения и режима сезонной и многолетней мерзлоты. Особенно слабо оползневые очаги развиваются в условиях сплошной многолетней мерзлоты. Периоды активизации очагов этого типа, как вообще оползней рыхлой толщи, совпадают с периодами интенсивных и затяжных дождей и активизации землетрясений.

В зависимости от времени протаивания пород в различных поясах, селеопасный сезон наступает не одновременно: а) весной – сели формируются за счет талых вод, дождей и ливней в очаговых зонах, где породы успевают протаять на значительную глубину (май – первая половина

июня; б) ранним летом – сели формируются при совпадении позднего (затянувшегося) снеготаяния в горах с интенсивными ливнями и дождями, когда за один дождь выпадает месячная норма осадков в среднегорных, низкогорных и предгорных очагах; в) редко поздним летом – сели формируются при затяжных дождях, завершающихся ливнями, когда за один дождь выпадает сезонная норма осадков – за счет очагов высокогорья, среднегорья, низкогорья и предгорья (в конце августа, когда породы оттаивают на максимальную глубину).

Пораженность территории селями, активность и мощность их зависят от строения гидрографической сети селевого бассейна. Выделяются простые и сложные селевые бассейны. Простые селевые бассейны начинаются одним водотоком первого порядка из воронкообразного водосбора. Водотоки простых бассейнов обычно имеет V-образные долины с крутыми ($30\text{-}40^0$) обвально-осыпными, оплывинно-солифлюкционными бортами и большими ($10\text{-}20^0$) уклонами русел, которые чаще подпруживаются. Морфология простых бассейнов обеспечивает интенсивный сброс талых, дождевых вод и высокие скорости их руслового добегания; свободное поступление в поток обломочного материала со склонов. Простые бассейны Баджальского, Южно-Муйского, Верхнеангарского и других хребтов более селеносны, чем сложные.

Сложные селеносные бассейны формируются из нескольких разных водотоков, которые на стенках цирков или древних каров представлены эрозионно-лавинными лотками или эрозионно-осыпными желобами (притоки рр. Ярап, Урми, Дуки-Макит, Баджал, Анамокита, Ингамокиткана, Сухитки и т. д.). Сложные селевые бассейны имеют ветвистый рисунок. Каждый приток берет начало из двух-трех цирков или воронкообразных расширений, в которых селестоковые русла формируются при слиянии нескольких элементарных распадков. Формирование селевого потока происходит у верхней границы леса (в таликовой части русла) в местах слияния элементарных русел.

Сложные бассейны отличаются от простых тем, что в период интенсивных дождей происходит активизация селей на всех селеносных водотоках. Катастрофичность селей сложных бассейнов, бывает значительно выше, чем на простых.

Активность (повторяемость) селеформирования в районах широкого распространения многолетней мерзлоты, теснее связана с климатическими циклами повышенного потепления и увлажнения. В аномально дождливые годы, особенно, когда в альпинотипных горах сохраняется большой объем воды в виде снега, сходят сели почти повсеместно в Саянах, Прибайкалье, Кодаре и других резко расчлененных хребтах.

Горно-таежные территории интенсивно покрываются сетью линейных сооружений, объектами добычи и переработки природного сырья и т. д. Настало время проведения более детальных натурных исследований опасных природных процессов, в первую очередь селей, наводнений и землетрясений, чтобы минимизировать риск природно-техногенных катастроф при хозяйственном освоении новых территорий. Опережающая оценка селеопасности должна инициироваться Селевой ассоциацией в содружестве с МЧС, Минприроды РФ и наукой. Необходима объективная оценка пораженности территорий Сибири и Дального Востока селевыми процессами, а не компьютерная. Достоверное прогнозирование проявления опасных процессов, в том числе селей, значительно снизит непредвиденные материальные затраты при освоении ныне девственных горно-таежных местностей.

Шеко А.И. Закономерности формирования и прогноз селей. – М.: Недра, 1980. – 296 с.

СЕЛЕФОРМИРУЮЩИЕ ВОЗМОЖНОСТИ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ

ЛИКУТОВ Е.Ю.
Тюменский государственный университет, ул. Семакова,10, г. Тюмень, 625003, Россия

MUDFLOWFORMING POSSIBILITIES by SLOPE PROCESSES

LIKUTOV E.YU.
Tyumen State University, 10 Semakov street, Tyumen, 625003, Russia

«Селями или селевыми потоками называют стремительные русловые потоки, внезапно возникающие в бассейнах горных рек» [Перов, 2012, с.5]. Таким образом, они – часть рельефа, а дея-

тельность их – часть рельефообразования прежде всего. Необходимо уточнить, что сели (селевые потоки) возникают не только и не просто «…практически повсеместно в горах и в *отдельных районах* [курсив наш – Е.Л.] возвышенных равнин» [Перов, 2012, с.7], но и везде, где – по разным причинам – имеют место значительные относительные высоты (на равнинах – первые десятки метров), уклоны поверхности и объемы рыхлых образований (далее – РО) различного генезиса и механического состава и водонасыщенных консистенций (вязко-текучей и, чаще и лучше – жидко-текучей).

В качестве примера результатов деятельности селевых потоков на равнинах приведем селевые отложения на склонах долины и на пойме малой реки Чигири (левый приток р. Амур в районе гор. Благовещенск (инженер-гидротехник А.Ф. Шатохин, 1997, устное сообщение). Высота склонов долины р. Чигири – первые десятки метров-не более 80 м, отн. высоты основной поверхности – Амуро-Зейской равнины – над поймой р. Амур, по которой протекает р. Чигири на нижнем своем участке.

Приведённый пример – конечно, один из множества, показывающих и подтверждающих первостепенную роль рельефа и рельефообразования в формировании селевых потоков и – опосредованно, через их деятельность – специфических селевых форм и элементов рельефа и скоплений селевых РО. И если строение рельефа в отдельных его свойствах ещё рассматривается в качестве селеформирующих факторов или – условий формирования селей, то действие рельефообразующих процессов пока остаётся без предметного внимания. Одних упоминаний об обвалах, лавинах, оползнях, оплывинах и кратких указаний на эрозию (капельную, плоскостную, линейную, русловую) явно недостаточно для понимания характера и степени участия «неселевых» рельефообразующих процессов (далее – РП) в формировании селей, что мешает делать точные прогнозы их морфометрических и морфодинамических характеристик.

С учётом упомянутых главных селеформирующих свойств и характеристик строения рельефа, главное участие в зарождении, формировании (согласно В.Ф. Перову [Перов, 2012]), прохождении и рельефообразующей деятельности селей среди «неселевых» принимают флювиальные и склоновые. В данной работе рассматриваются склоновые процессы и их селеформирующие возможности, которые различны. Не все из них благоприятны; многие благоприятные возникают при определённых дополнительных условиях. В то же время для полноты геоморфологического анализа применительно к формированию селей, для достижения необходимой степени достоверности и полноты прогноза селей были и остаются непременными исследования ВСЕХ склоновых процессов, а также – их ассоциаций. В соответствии с этой предпосылкой склоновые процессы характеризуются ниже по наиболее полной на сегодня классификации, разработанной С.С. Воскресенским [Воскресенский, 1971] с дополнениями, обоснованными определенными конкретными морфодинамическими обстановками.

1. Процессы движения крупных массивов, блоков, обломков на склонах значительной (сотни метров) отн. высоты, крутизной больше угла естественного откоса (30-37°): обвальные, осыпные, лавинные. Формирующиеся при их действии РО имеют чаще всего полутвердую консистенцию, и при этом селеформирующие возможности их невелики. Если же эти склоновые РО приобретают водонасыщенные консистенции, наиблагоприятно – жидко-текучую, то эти возможности становятся значительными и определяющими возникновение, объёмы, скорости прохождения селей и размеры наносимого ими ущерба. Эти обстоятельства складываются на склонах рассматриваемых динамических типов, опирающихся на поймы и, особенно, на русла водотоков со значительной степенью неравномерности стока, частности – селеопасных. Наибольший морфодинамический эффект достигается при действии этих РП в средней, наиболее протяженной части селевого бассейна – зоне транзита [Перов, 2012], где селевые потоки – потоки структурные (согласно Н.И. Маккавееву [Маккавеев, 1955] обладают наибольшей транспортирующей способностью.

Обвальные, осыпные и лавинные процессы – «одномоментные», действуют непостоянно. Так, средняя повторяемость обвалов – 1 раз в 3000 лет [Воскресенский, 1971]. Она резко увеличивается для этих процессов в сейсмоактивных районах, где землетрясения учащают и ускоряют их действие. Опасность его увеличивается при синхронном воздействии склоновых процессов, землетрясений и паводков различной природы, которые превращаются в селевые.

Прохождение обвалов на склонах долины с узким днищем сопровождается самостоятельным движением потока обвальных РО вниз по долине на расстояние до 7-12 км [Воскресенский, 1971]. Такие потоки в состоянии – вместе с русловыми – сформировать сели или резко увеличить насыщенность обломочным материалом уже действующих селевых потоков.

Скопления крупных, до их разрушения – практически не смещаемых потоками, блоков обвальных РО создают временные плотины проходящим водным и селевым потокам. В первом случае при значительном твёрдом стоке могут формироваться селевые потоки, во втором – уже действующие селевые потоки приобретают б**о**льшие размеры и скорости, транспортирующую и разрушительную способность.

Обвальные, осыпные и лавинные РО, формирующиеся на нижних (прибазисных) участках склонов, функционируют в селеопасных районах и в пассивном режиме: в качестве хранилищ (накопителей) рыхлого материала, который вовлекается селевыми потоками в их разрушительное движение при субмаксимально высоких водных и тем более – селевых паводках.

2. Процессы блокового смещения горных пород: отседание, оползание (оползнеобразование, оползневые), оплывание (оплывные).

2.1. Отседание – медленное движение блоков прочных и хрупких, вертикально трещиноватых пород (песчаников, доломитов, известняков, диабазов, долеритов, базальтов) по субгоризонтально или полого наклонно (к базису денудации или – к руслу ближайшей реки) залегающим пластичным (слабо сцементированным аргиллитам, алевролитам, песчаникам) или карстующимся (и тоже пластичным) породам (известнякам, доломитам, гипсам, каменной соли) [Воскресенский, 1971]. На завершающих стадиях отседание переходит в обваливание. Во многом поэтому селеформирующие возможности отседания минимальны и сводятся к поставке в днище долины (в частности – в зону русла) незначительных объёмов обломочного материала.

2.2. Оползание, оплывание – блоковые движения скальных (оползание) и рыхлых (оползание, оплывание) пород по плоскостям смещения, имеющим чаще всего форму сферического сегмента. Объём блоков меняется в очень широких пределах: от первых куб. км (например, у Свободненского сейсмогенного оползня, сошедшего в ноябре 1985 г. в районе с. Мал. Сазанка с правого борта р. Зея на её пойму и в русло – 3 куб. км) до долей куб. м у отдельных блоков на оплывинных склонах. В большинстве случаев зависимость интенсивности действия оползания и оплывания от размеров блоков определяется суммарным объёмом блоков на склоне.

Особо благоприятные селеформирующие возможности – у оползания, вызывающего оползни-сплывы. При их сходе мало того, что приходит в движение *весь* обломочный материал, слагающий склон, но он уже на склоне представляет собой поток, который, попадая в днище долины, а тем более – в русло реки, сразу начинает действовать как селевый.

Наибольшая активность оползания и оплывания, а значит – и наибольшие их селеформирующие возможности, наблюдаются при обводнённых плоскостях смещения блоков, подрезании (размыве) нижних участков оползневых и оплывинных склонов реками и при сейсмическом ускорении этих процессов. Эти благоприятные условия в полной мере подействовали при формировании Свободненского оползня 1985 г.

На его же примере видно, как значительные селеформирующие возможности оползневых процессов сводятся на нет интенсивностью русловых процессов крупной р. Зея, и значительными характеристиками её внутренних условий (свойств потока и русла).

Оползание и оплывание действуют уже не одномоментно, как обвальные, осыпные и лавинные процессы, а в течение продолжительных периодов времени. Эта особенность хронологических условий формирования оползневых и оплывинных склонов делает существенно значимым их развитие в верхних частях селевых бассейнов – в зоне зарождения селей [Перов, 2012]. Несколько менее значимо оно в зоне транзита, т. к. объёмы оползневых и оплывинных блоков, поступающих в русловые (селевые) потоки, не всегда значительны. Таким образом, оползание и оплывание в существенной мере участвует в *зарождении* селей, чем обосновывается установление самостоятельных типов зарождения селей: оползневого (наряду с эрозионным) [Шеко, 1980].

3. Процессы массовых смещений грунта (далее – ПМСГ): десерпция, дефлюкция, конжелифлюкция, солифлюкция, курумовый. Кроме того, отдельно рассматриваются взаимодействующие процессы: дефлюкция с солифлюкцией.

Важнейшие свойства ПМСГ: постоянство действия – непрерывный режим движения обломочного материала без нарушения сплошного растительного покрова, отсутствующего лишь на части курумовых склонов; приуроченность максимума скоростей движения обломков к средней части склоновой толщи общей нормальной мощностью 1-1,5 м [Титов, 1976], которая только и охвачена движением, тогда как залегающие глубже склоновые РО прекращают движение и формируются лишь под действием выветривания, как и не смещённые коренные породы [Ликутов, 2015]; прямая зависимость скоростей движения обломков от консистенции склоновых РО: чем она

более водонасыщенная, тем больше скорости: от 0,3-2,0 мм/год у десерпции до 3000-10000 мм/год у «быстрой» солифлюкции [Воскресенский, 1971].

3.1. Десерпция – процесс движения грунта полутвёрдой консистенции: песка, дресвы, щебня, глыб без заполнителя из тонких частиц, чаще – сухих, реже – влажных, но непременно не подверженных набуханию, размоканию, пластичности и текучести [Воскресенский, 1971]. Свойства склоновых РО и низкие скорости движения обломков обусловливают минимальные селеформирующие возможности десерпции. Максимальные из них состоят в вовлечении в движение десерпционных РО при подрезании селевыми потоками десерпционных склонов.

3.2. Дефлюкция – процесс движения грунта липко-пластичной и вязко-пластичной консистенции, самый распространённый из ПМСГ. Скорости его – 2-10 мм/год – на порядок больше, чем у десерпции – определяют б**о**льшие селеформирующие возможности дефлюкции.

Резко возрастают селеформирующие возможности дефлюкции при увлажнении (по разным причинам) дефлюкционных РО и приобретение ими более водонасыщенных консистенций: вязко-текучей и, реже, жидко-текучей. Но в этих случаях будет действовать другой процесс: солифлюкция («медленная» и «быстрая» соответственно). Смена процессов бывает постоянная (однонаправленная) (подробнее – в подразделе 3.5.) и временная (в периоды увеличения степени увлажнённости РО) (подробнее – в подразделе 3.3.)

3.3. Дефлюкция во взаимодействии с солифлюкцией – процессы движения грунта временами (местами) 1) вязко-пластичной и липко-пластичной и 2) вязко-текучей и жидко-текучей консистенций (соответственно). Скорости движения обломков меняются от 2-10 мм/год (при дефлюкции), увеличиваясь до 25-250 мм/год при «медленной» солифлюкции и до 3000-10000 мм/год – при «быстрой» [Воскресенский, 1971]. Увеличение водонасыщенности склоновых РО и – на 1-4 порядка – скоростей движения обломков приходится на периоды, следующие сразу за выпадением осадков в значительно их количестве, т. е. практически синхронно с формированием селей. Геоморфологическая позиция дефлюкционно-солифлюкционных склонов – на нижних (в поперечном профиле) участках долин, практически повсеместно – в пределах террасоувалов, еще более увеличивает селеформирующие возможности взаимодействующих дефлюкции и солифлюкции. Не уменьшает их даже небольшая крутизна склонов – до 10-12°, т. к. захват селевыми потоками данных склоновых РО не представляет затруднений, а по своей вязко-текучей и жидко-текучей консистенции они уже подготовлены к движению.

3.4. Конжелифлюкция – процесс смещения обломков липко-пластичной и вязко-пластичной консистенции по маломощному (мощность – до 5 см) слою-«смазке» жидко-текучей консистенции, развитому обычно над кровлей многолетнемёрзлых пород, реже – по горизонту грунтовых вод. Скорости движения обломков – 10-50 мм/год [Воскресенский, 1971] – больше, чем при дефлюкции. Однако распространение конжелифлюкции незначительно, что определяет её небольшие селеформирующие возможности.

3.5. Солифлюкция – процесс смещения склоновых РО вязко-текучей («медленная») и жидко-текучей («быстрая») консистенции. Скорости движения обломков – 25-250 мм/год при «медленной» солифлюкции и 3000-10000 мм/год – при «быстрой» – уже сопоставимы со скоростями перемещения влекомых обломков русловыми потоками. Эти характеристики средние. Максимальные же скорости – до сантиметров в секунду. Склоновые РО, вскрытые в шурфе, движутся буквально на глазах [Воскресенский, 1971; Ликутов, 2007].

Диапазон крутизны солифлюкционных склонов максимален среди склонов массовых смещений грунта. Действие солифлюкции начинается при минимальных уклонах поверхности – в десятые доли градуса. Наиболее часто встречающаяся крутизна – 5-30° [Воскресенский, 1971]. Мы наблюдали в Нижнем Приамурье, в бассейне р. Лонгари, впадающей непосредственно в зал. Рейнеке Охотского моря, солифлюкционные склоны крутизной 40-50°. При этом полную задернованность поверхности обеспечивает интенсивное развитие растительности, особенно – моховой.

Мощности солифлюкционных РО – от первых см до 8-10 м [Лютцау, 1971; Геоморфология…, 1973], чаще – до 2-2,5 м. Даже если учитывать, что процесс действует не глубже нормальной мощности коллювия [Титов, 1976], а залегающие более глубоко РО не подвержены его действию [Ликутов, 2015], остаётся реальной возможность вовлечения в движение мощных толщ склоновых РО (при их аномально значительном увлажнении, что предшествует формированию селей) как при зарождении, так и при формировании селей.

Свойства солифлюкции и формируемых ею склонов и склоновых РО вполне соответствуют свойствам селевых очагов и тем более – очагов твёрдого питания селей. Поэтому селеформирующие возможности солифлюкции – не меньшие, чем у обваливания и оползания, в частности,

оползней-сплывов, в которые в состоянии переходить солифлюкционные склоны при надлежащем режиме увлажнения (аномально значительного в тонком слое на границе склоновых РО и не смещённых коренных пород).

3.6. Курумовый процесс – смещение грубых и крупных (от глыб до крупного щебня) обломков полутвёрдой консистенции, слагающих верхнюю часть склоновой толщи, по существенно суглинистым образованиям её нижней части, обладающим вязко-текучей или жидко-текучей консистенцией. Нижняя часть курумовых РО и движется самостоятельно, и перемещает («везёт») на себе грубые и крупные обломки верхней части, и служит слоем-«смазкой» для них. Кроме того, залегающие с наименьшими площадями соприкосновения (в т.н. курумовой упаковке) грубые и крупные обломки движутся самостоятельно под действием десерпции (в силу их полутвёрдой консистенции). Они почти всегда покрыты лишайниками, которые в дождливые периоды, насыщаясь водой, становятся скользкими и обеспечивают тем самым резкое увеличение подвижности глыб (в особенности) и щебня – как вниз по склону, так и относительно друг друга (из-за чего передвижение по курумам становится опасным).

Курумовые склоны, распространенные в горах (особенно – выше верхней границы леса) в широком диапазоне крутизны (от первых градусов до углов естественного откоса), редко опираются на поверхность пойм, вследствие чего столь же редко доступны воздействию русловых и/или селевых потоков. Поэтому курумовые РО чаще участвуют в формировании очагов твёрдого питания селей, нежели – селевых очагов и селевых потоков. Эти факты, вместе с меньшим общим распространением курумовых склонов по сравнению с солифлюкционными, придают им меньшие селеформирующие возможности – несмотря на высокие, не меньшие, чем на солифлюкционных склонах, скорости движения обломков и разнообразный его характер.

4. Делювиальный (микроструйчатый, плоскостной) смыв – процесс перемещения тонких и мелкообломочных частиц на незадернованных склонах микроструйчатыми потоками, не концентрирующимися в более крупные и длительно действующие водотоки. Данный процесс – по сути пограничный между склоновыми и эрозионными процессами, и нередко характеризуется (например, эрозиоведами) как плоскостная эрозия.

Делювиальные частицы, попадая в русловые потоки, моментально выносятся ими с минимальными затратами энергии [Маккавеев, 1955], т. е. не могут участвовать в зарождении и формировании селей. Они могут служить лишь дополнением к содержащемуся в них твёрдому материалу. Следовательно, селеформирующих возможностей у делювиального смыва практически нет.

Выводы.

По данным проведенных исследований выясняется, что селеформирующими возможностями обладают не только обвальные, осыпные, лавинные и оползневые склоновые процессы, как это представляется в специализированной на сели литературе [Перов, 2012]. И они у этих процессов не так значительны, как отмечается – вследствие, прежде всего, прерывистого режима действия: одномоментного у трёх первых и более продолжительного и чаще повторяющегося оползневого.

Селеформирующие возможности – от значительных до нулевых – присущи всем склоновым процессам и подразделяются нами на пять групп. **1.Наибольшие** – у обвальных, осыпных, лавинных, солифлюкции – самостоятельно и во взаимодействии с дефлюкцией. Большая значимость солифлюкции обеспечивается постоянством действия [Ликутов, 2001] и значительными скоростями движения обломков, меньшая – более редким и меньшим по высоте склонов распространением. **2.Несколько менее значительные** – у курумового процесса и оплывания – в силу меньшего их распространения: по площади – сравнительно с солифлюкцией; по действию на полную высоту склонов – с процессами 1-й группы. **3.Средние** присущи дефлюкции – из-за постоянства ее действия и широкого распространения – максимального среди склоновых процессов. **4.Незначительные** выяв-лены у конжелифлюкции, десерпции и отседания по различным основным причинам, рассмотренным в тексте. **5.Нулевые** обнаруживаются у делювиального смыва по отмеченным выше причинам, главные из которых – тонкий и мелкий мехсостав делювиальных РО и незначительные объёмы их поступления в русловые потоки.

Анализ селеформирующих возможностей склоновых процессов служит (должен служить) одной из непременных предпосылок (основ) прогноза селей. Данные для этого анализа исследователи в состоянии получить полным геоморфологическим картографированием (не только склонов), что еще раз подтверждает его высокую практическую значимость. Предлагаем включить крупномасштабное геоморфологическое картографирование в перечень необходимых работ по прогнозу селей с разработкой (доработкой) соответствующих нормативных документов.

Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – 228 с.

Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана / Отв. ред. С.С. Воскресенский. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – Ч.1. – 275 с.; Ч.2. – 97 с.

Ликутов Е.Ю. Закон наибольшей геоморфологической результативности постоянно действующих рельефообразующих процессов // V Международная конференция "Новые идеи в науках о Земле": Тезисы докладов. – Т. 1. – Москва: МГРА, 2001. – С. 70.

Ликутов Е.Ю. Скорости антропогенно инициированных природных процессов и особенности их действия на севере Русской равнины // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования: Материалы Иркутского геоморфологического семинара, Чтений памяти Н.А. Флоренсова (Иркутск, 9-14 сент. 2007 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. – С. 130-132.

Ликутов Е.Ю. О склоновых образованиях, вышедших из-под действия склоновых процессов // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15-20 сент. 2015 г.). – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. – С.272-274.

Лютцау С.В. Типы склонов и особенности строения склоновых отложений Малого Хингана // Склоны, их развитие и методы изучения.– М.: Мысль, 1971. – С.182-190. (Вопросы географии; Сб.85).

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в её бассейне. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 346 с.

Перов В.Ф. Селеведение. Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ, 2012. – -272 с.

Титов Э.Э. Основные черты коллювиального морфогенеза в горах Северо-Востока СССР // Геоморфология. – 1976. – №2. – С.11-25.

Шеко А.И. Закономерности формирования и прогноз селей. – М.: Недра, 1980. – 296 с.

ОПЫТ ИСТОРИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ИНВЕНТАРИЗАЦИИ МАСШТАБНЫХ СЕЛЕВЫХ СОБЫТИЙ

ЛУКАШОВ А.А.

Кафедра геоморфологии и палеогеографии географического факультета
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова» 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, e-mail: smoluk@yandex.ru

THE EXPERIENCE OF HISTORICAL-GEOGRAPHICAL INVENTORY MAKING OF LARGE-SCALE MUDFLOWS AND DEBRIS FLOWS

LUKASHOV A.A.

Department of Geomorphology and Paleogeography Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, e-mail: smoluk@yandex.ru

В различных районах Земли в обозримом прошлом имели место многие сотни селевых катастроф с последствиями различной тяжести. В предлагаемую инвентарную Таблицу отобраны достаточно охарактеризованные в доступной литературе селевые потоки, вызвавшие стихийные бедствия. Такие сели привели к масштабным разрушениям, либо к многочисленным человеческим жертвам, либо к кардинальному негативному преображению природного ландшафта. Как правило, речь идёт об очень крупных селях с объёмом выносов 0.5-10 млн куб. м, реже – об ультраселевых потоках с ещё более значительными объёмами выносов. Повторяющиеся события размещены в первой графе Таблицы по первой известной дате. Среди весьма многочисленных китайских селевых катастроф отобраны преимущественно крупнейшие – с числом человеческих жертв 70 и более – за последние полтора столетия.

Из рассмотрения таблицы явствует, что не менее 22 событий (из многих сотен фигурирующих), может быть отнесено к ультраселевым явлениям – с объёмом твёрдых выносов более 10 млн куб м. Наиболее губительными оказались селевые катастрофы 1792 г. на острове Кюсю в Японии (горячий грязекаменный лахар, 9745 жертв), 1970 года близ г. Уаскаран в Перу (сейсмогенный ледово-грязекаменный поток, до 25 000 жертв), 1985 года близ вулкана Руис в Колумбии (горячий лахар, до 25 000 жертв) и ливневые селевые потоки 1999 года в провинции Варгас (Венесуэла, до 30 000 жертв). Рекордный расход потока подсчитан для исландского йокульлаупа 1918 года –

400 000 м^3/с при подлёдном извержении вулкана Катла. Рекордная длина пути селя (лахара) – 300 км – отмечена в 1877 г. в Эквадоре у подножия Котопахи. Сотни селей являлись лахарами – преимущественно горячими, причём их наибольшее количество отмечено на островах Малайского архипелага. Не менее 15 селевых катастроф (в Китае, Казахстане, Таджикистане, Иране, Японии, Перу, Боливии, Эквадоре, Мексике, и в Исландии) были спровоцированы мощными сейсмическими толчками. Максимальная селевая активность присуща Лёссовому плато в Китае, где сочетаются податливость субстрата по отношению к разжижению и мощная адвекция муссонной влаги с Тихого океана.

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов м^3	Разрушительные последствия и жертвы
8–10 тыс. лет до н. э.	Территория совр. Швейцарии. Сев. подножие Бернских Альп. Город Интерлакен и его окрестности	Ультраселевые потоки гляциального происхождения, прошедшие преимущественно по долине р. Weisce Lutschine (бассейн р. Aape)	Нет данных	Разрыв селевым конусом единой акватории с обособлением Тунского и Бриенского озёр
7 тыс. лет до н. э.	Территория совр. Боливии. Вост. край плоскогорья Альтиплано	Вероятно, сейсмогенный ультраселевый грязевой поток, – один из крупнейших в истории.	2,7 млрд	Поток, вигавшийся по рекам Ачокалья и Мальяса, создал крупное временное озеро Калакото (бассейн Амазонки)
3 тыс. лет до н. э.	Территория совр. США. Каскадные горы. Вулкан Рейнир.	Ультраселевый горячий лахар Оцеола.	4 млрд	Накрыл территорию пл. 324 км^2. Распространился по долине р. Уайт-Ривер на 65 км
500 лет до н. э.	Исландия. Сев. кромка ледникового комплекса Ватнайокуль. Вулкан Кверкфьёдль	Ультраселевый сейсмогенный поток. Подлёдное извержение привело к опустошению подпруженного озера объёмом более 10 км^3	700 млн	Пронёсся в сторону Сев. Ледовитого океана по долине р. Йокудльсау-ау-Фьёдлум
79 г. н. э., август	Италия. Кампания. Юго-восточные пригороды Неаполя	Горячий лахар, спровоцированный катастрофич. извержением вулкана Везувий.	Нет данных	Античный город Геркуланум погребён под толщей вулканогенных селевых и пирокластических отложений мощностью до 10 м. Погибло более 250 чел.
Нач. н. э.	Иран.	Сейсмогенный оползень со склонов горы Кабтр-Бух	200 млрд	Нет данных
1111	Австрия. Вост. Тироль.	Селевые потоки от верховья р. Драва.	Нет данных	Почти нацело уничтожен г. Лиенц
1347	Австрия. Вост. Тироль.	Селевые потоки из ущелья Бреттерванбах	Нет данных	Разрушено селение Матрай к юго-западу от горы Гросглокнер
1541, сентябрь	Гватемала. Вулкан Агуа, в 30 км к юго-западу от г. Сьюдад-Вьеха	Лахар, возникший при прорыве кратерного озера	Нет данных	Разрушен г. Сьюдад-Вьеха. Погибло 1300 чел.
1783, август	Япония. Остров Хонсю. Вулкан Асама, в 130 км к северо-западу от Токио.	Лавина пирокластического материала в ходе извержения перекрыла р. Агатума у подножия вулкана, образовав горячий лахар	Нет данных	Погибло 1300 чел.
1792, май	Япония. Остров Кюсю. Вулкан Ундзен	Горячий грязекаменный лахар	Нет данных	Погибло 9745 чел. Одна из самых крупных по количеству жертв селевых катастроф в истории
1822	Индонезия. Зап. часть острова Ява. Вулкан Галунггтунг	Ультраселевый горячий лахар, прошедший в ходе извержения 24 км	100 млн	Разрушения сёл у подножия вулкана. Погибло 4000 чел.

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов $м^3$	Разрушительные последствия и жертвы
1832, август (первое сходное событие зафиксировано в 1776)	Грузия. Гора Казбек. Дарьяльское ущелье	Отрыв (возможно под воздействием глубинной волны вулканич. тепла) части массы ледника Девдорак. Ледово-грязе-каменный Поток по долине р. Амелишки – Кабахи с выходом в Терек	22 млн	Завал выс. 100 м занял Дарьяльское ущелье. Движение по Военно-Грузинской дороге было надолго прекращено. Имелись жертвы
1846 (по др. данным, 1852)	Азербайджан. Юго-вост. предгорья Большого Кавказа. Город Шеки (до 1968 – Нуха)	Спровоцированный ливнями селевый поток по руслу реки Кишчай	Нет данных	Город Нуха снесён до основания. Погибли тысячи жителей
1846	Новая Зеландия. Остров Северный. Южный берег оз. Таупо (Taupo)	Сель возник в результате разрушения противооползневой дамбы	Нет данных	Уничтожена деревня народа маори. Погибло более 65 чел.
1872, август	Россия. Остров Сахалин. Сусунайский хребет.	Ливни, возможно связанные с прохождением тайфуна, спровоцировали сели экстремальных для острова объёмов. В бассейне р. Рогатка прошёл крупнейший на Сахалине грязекаменный сель.	Более 500 тыс.	Нет данных
1874	Азербайджан. Зап. склоны Зангезурского хребта. Город Ордубад	Селевый поток образовался в бассейне р. Ганзинка	Нет данных	Уничтожен один из кварталов города. Были жертвы
1877	Эквадор. Вост. Кордильера. Вулкан Котопахи. Верховья р. Рио-Напа	Горячие лахары прорезали ледяной покров на глубину 50 м. Основной грязевой сель прошёл 300 км – рекорд для лахаров	Нет данных	Нанесён большой ущерб селению в 240 км (!) от вулкана
1887, июнь	Казахстан. Сев. макросклон Заилийского Алатау. Бассейны рек Большая и Малая Алматинка, долина р. Аксай	Крупнейший в истории региона сель. Ультраселевые сейсмогенные грязекаменные потоки, образовавшиеся в результате ливней, крупных оползней и обвалов с последующим прорывом временных завальных водоёмов	36-38 млн по рекам Малая и Большая Алматинка (всего на склоне хребта 400 млн)	Уничтожена значительная часть поселения Алматы (ныне – г. Алма-Ата)
1887	Австрия. Центр. Тироль	Сели из ущелий Ангерербаха и Ашауербаха (правобережье среднего течения р. Инн)	0,5 млн	Селевая масса накрыла г. Ашау
1888	Япония. Остров Хонсю. Кальдера Бандай, в 200 км к северу от Токио	Ультраселевый лахар	250 млн	Погибло 460 чел.
1888 – 1998	Грузия. Юж. макросклон Водораздельного хребта Большого Кавказа. Бассейн р. Дуруджа (левый приток р. Алазани)	5 из 26 грязекаменных селевых потоков имели катастрофические последствия	640 тыс.	Разрушены десятки домов в г. Кварели. Погибло более 200 чел.

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов м^3	Разрушительные последствия и жертвы
1892, июль	Франция. Альпы.	Селевый поток в долине Сен-Жерве в результате прорыва внутриледникового водоёма в леднике Тэт-Русс.	1 млн	Разрушены курорт Сен-Жерве и часть селения Бьонне
1902, июль	Россия. Сев. Осетия. Долина р. Геналдон	Ледово-водно-каменный поток в результате обвала части ледника со склонов горы Джимарай	Десятки млн. Объём вовлечённой в поток массы льда 70-75 млн	Погибло 36 чел.
1906, август	Азербайджан. Юго-вост. предгорья Б. Кавказа	Ливневый селевый поток по руслу р. Шин-Чай	Нет данных	Погибло 56 чел.
1910, август	Азербайджан. Юго-вост. предгорья Б. Кавказа	Ливневый селевый поток по руслу р. Шин-Чай	Нет данных	Уничтожено 130 усадеб села Баш-Гейнюк. Погибло 380 чел.
1914	Аргентина. Реки Рио-Барранкас, Рио-Колорадо	Селевой поток (длина 300 км) возник в результате разрушения плотины при сходе оползня.	2 млн	Разрушены 2 небольших города, уничтожены многочисленные фермы.
1917	Китай. Провинция Юньнань	Сейсмогенный грязекаменный сель	Нет данных	Погибло более 300 чел.
1918	Исландия. Ледниковый комплекс Мирдальйокуль. Вулкан Катла	Ультраселеподобный паводок (в результате подлёдного извержения). Макс. расход 400 000 м^3/с (рекордный для Земли)	Нет данных	Внёс значительный вклад в формирование второго по величине в мире подгорного шлейфа – Мирдальссандур
1919, май	Индонезия. Остров Ява. Юго-зап. часть вулканич. Щита Зап. Маланг. Вулкан Келуд, к юго-западу от г. Сурабая	Ультраселевый горячий лахар (длина 185 км) при извержении сквозь кратерное озеро с горячей водой	Более 100 млн	Разрушено 104 деревни. Погибло 5110 чел.
1920	Мексика. Река Рио-Хуитзилапан	Сейсмогенный сель (длина 40 км)	Нет данных	Уничтожена дер. Барранка Гранде. Погибло до 870 чел.
1921, июль	Казахстан. Сев. макросклон Заилийского Алатау. Бассейн р. Малая Алматинка	Ультраселевый ливневый грязекаменный поток прошёл 80-тью волнами по руслам рек Чимбулак, Сарысай и Малая Алматинка. Размывы в горах глубиной до 8 м.	7,2-10 млн	Значит. часть Алма-Аты превращена в руины и залита селевой массой. Погибло более 500 чел.
1921, октябрь	Канада. Севернее г. Ванкувер	Селевый поток зонального проявления	Нет данных	Погибло 37 чел.
1926, май	Япония. Остров Хоккайдо. Вулкан Токати	Горячий грязекаменный лахар по рекам Биэй и Фурано шириной до 2 км.	7 млн, (в т. ч. 57 тыс. м^3 древе-сины)	Уничтожено селение и ж.-д. станция Камифурано. Погибло 144 чел.
1934	США. Калифорния. Лос-Анджелес	Ливневые сели на оголённых пожарами склонах хребта Сан-Габриэль	Нет данных	20 построек уничтожено, 400 стали непригодны для жилья. Разрушено 500 мостов. Погибло 84 чел.
1934 1938 1999 2004 2011	Исландия. Зап. часть ледникового комплекса Ватнайокуль. Вулкан Гримсветн	Ультраселеподобные потоки как следствие подлёдных извержений вулкана с последующим прорывом внутриледникового водоёма и транспортировкой айсбергов диаметром до 30 м. Ширина	75 млн (1938)	Сформировался крупнейший в мире подгорный шлейф (Скейдараурсандюр) на побережье Атлантического океана протяжённость 40 км, включая подводную

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов $м^3$	Разрушительные последствия и жертвы
		потока воды и грязи до 9 км при глубине 20 м (ср. расход 80 000 м/с)		часть). Во время извержений надолго прерывается движение по кольцевому автомобильному шоссе на отрезке длиной 32 км.
1935, ноябрь	Китай. Провинция Сычуань. Ущелье Шаба	Грязекаменный поток, возможно, сейсмически спровоцированный.	Нет данных	Запружена р. Цзиньша, опустошены 27 га с.-х. земель. Погибло 286 чел.
1938	США. Калифорния. Лос-Анджелес	Ливневые сели на оголённых пожарами склонах хребта Сан-Габриэль	11 млн	Разрушено множество домов, мостов, линий связи. Погибло 200 чел.
1940, август	Россия. Кабардино-Балкария. Бассейн р. Адыр-Су (приток р. Баксан)	Ледниковый сель по долине р. Джаловчат, прошедший 1,4 км до трансформации в наносоводный паводок	До 3 млн	Разрушены альпинистские лагери «Сталь» и «Молния».
1941, май.	США. Калифорния. Окрестности Райтвуда (68 км к северо-востоку от Лос-Анджелеса)	Грязекаменный поток – результат интенсивного снеготаяния на сев. склоне хребта Сан-Габриель и обводнения продуктов выветривания кристаллических сланцев	920 000	Частичное заполнение селевой массой Хит-Каньона.
1941	Перу	Хуаразский сель	10 млн	Уничтожена ¼ часть города Хуараз. Разрушена плотина на р. Рио-Санта (последовало наводнение). Погибло до 6000 чел.
1942, июль	Китай. Провинция Сычуань. Округ Liangshan. Деревня Jiawu, Xide	Ливневый сель	Нет данных	Разрушено более 40 домов. Погибло 70 чел.
1946, май	Армения. Район Еревана. Река Гетарчай	Ливневый водокаменный сель	1,5 млн (в. т. ч. в Ереване 60 000)	Разрушены и повреждены многие дома в Ереване.
1947, май.	Казахстан. Сев. макросклон Заилийского Алатау	Несколько ливневых селей. По р. Талгар прошёл грязекаменный паводок	Нет данных	Разрушены дороги, мосты, жилища; заилены и смыты посевы и огороды. Погибло более 18 чел.
1947, октябрь	США. Каскадные горы. Вулкан Рейнир	Ультраселевый поток дождевых и талых вод	38 млн	Частично заполнена долина р. Каутц-Крик (бассейн р. Нискуэлли)
1949, июль	Таджикистан. Стык Зеравшанского и Алайского хребтов	Ультраселевый грязевой поток, вызванный мощным Хаитским землетрясением (10 баллов)	400 млн	На правобережье р. Сурхоб погребён толщей селевых отложений мощностью до 80 м посёлок Хаит, уничтожены кишлак Ярхич, разрушены близлежащие кишлаки.
1950, июль	Казахстан. Сев. макросклон Заилийского Алатау	Ливневый грязекаменный паводок на р. Большая Алмаатинка	1,5 млн	Разрушены водозаборы, плотины и напорные трубопроводы у семи ГЭС. Завален приёмник городского водопровода Алма-Аты. Разрушены часть посёлка ГЭС-1,

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов м^3	Разрушительные последствия и жертвы
				шоссе, 4 бетонных моста, ЛЭП, и линии связи на протяжении 10 км. Уничтожено 400 голов скота. Погибли люди
1950–2001	Индонезия. Остров Ява. Юго-зап. часть часть вулканич. щита Зап. Маланг. Перманентно	Более 500 лахаров. Горячие лахары до 30 км длиной при извержениях через кратерное озеро с горячей водой (особенно в 1966)	Несколько млн	Нанесён большой ущерб окружающей территории
1951, февраль	Венесуэла. Регион La Guaira	Сели зонального проявления.	Нет данных	Город La Guaira погребён под 4-х метровым слоем селевой массы. Город Каракас также поражён селем
1953, июнь	Киргизия. Сев. макросклон Киргизского хребта	Грязекаменный поток в результате прорыва моренного озера в верховьях р. Тезтор.	0,3 млн	Прохождение и вынос грязевой массы по русловой системе Тезтор-Адыгене- Алаарча
1953, сентябрь	Китай. Тибетский автономный район. Автодорога Сычуань – Сицян. Река Гусян (бассейн Брахмапутры)	Гляциальный грязевой поток (крупнейший в Китае). Передовой вал имел высоту 40 м	11-17,1 млн	Сель сместил русло р. Боуду на 200 м в сторону, образовав естественную плотину. Начавшееся наводнение затопило б. ч. ближайшей деревни, пашни и леса.
1953	Новая Зеландия. Остров Северный. 40 км к югу от оз. Таупо. Вулкан Руапеху	Горячие лахары в ходе извержения	Нет данных	Погиб 151 чел.
1955, август	Азербайджан. Юго-вост. предгорья Большого Кавказа	Ливневый селевый поток по руслу р. Шин-Чай	14 млн	Жители селения Ашага-Шабалыт, подвергшегося разрушительному удару селя, успели покинуть свои жилища.
1956, март	Россия. Камчатка. Правобережье низовий р. Камчатка	Горячий лахар, порождённый катастрофич. извержением вулкана Безымянный. Песчано-грязевой поток (насыщен водой при бурном таянии снега под горячим пеплом на склонах вулканов Ключевская Сопка и Зимина) преодолел 85 км (до впадения р. Большая Хапица в р. Камчатка).	500 млн (крупнейший по объёму в России).	Язык лахара шириной 6 км достиг р. Камчатка, вызвав гибель ихтиофауны. Уничтожены массивы северной тайги на большой площади.
1956	Китай. Провинция Хунань. Окрестности г. Xiuchang	Ливневый сель.	Нет Данных	Разрушена деревня. Погибло более 80 чел.
1958, октябрь	Украина. Закарпатская обл., Тячевский р-н	Ливневый грязекаменный поток зонального проявления; природно-антропогенный (масштаб бедствия увеличен из-за сведения лесов).	Нет данных	Разрушены и повреждены 160 домов, 113 км автодорог, линии связи, энерго- и газоснабжения, лесовозная узкоколейная дорога. Погибло 5 чел.
1958	Китай. Уйгурский авт. р-н. Города Аксу и Куга	Селевый поток по ущелью Yanshui	Нет данных	Большие разрушения. Погибло более 100 чел.

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов $м^3$	Разрушительные последствия и жертвы
1960, октябрь	Великобритания. Южный Уэльс. Окрестности с. Аберфен	Техногенный селеподобный поток грязи, разжиженной дождями на терриконе угольной шахты Merthyr Vale (вызван оползнем пустой породы)	Нет данных	Уничтожена часть селения, в т. ч. ферма, 20 домов и школа. Погибло 144 чел.
1961, март	Украина. Киев. Бабий Яр.	Антропо-техногенный сель. Прорывное истечение разжиженного грунта (3,2 млн $м^3$). По оврагу прошёл грязевый вал выс. 8 м.	0,6 млн	Нанесён большой ущерб территории города, примыкающей к оврагу (0,25 $км^2$). Погибло 143 чел. (по др. данным, 1500 чел.).
1962, январь	Перу. Зап. Кордильера Анд. Сев.-вост. склоны горы Уаскаран. Река Ранраирка.	Ультраселевый ледниковый поток	Нет данных	Разрушено 6 селений. Погибло 4000–5000 чел.
1963, февраль – 1964, январь	Индонезия. Остров Бали. Вулкан Агунг	Горячие лахары в ходе извержения.	Не менее 1 млн	Уничтожение поселений и с.-х. угодий. Погибло более 1148 чел.
1963, март	Коста-Рика. Центр. Кордильера. Вулкан Ирасу, 31 км к северо-востоку от г. Картаго	Горячие лахары в ходе извержения	Нет данных	Погибло более 30 чел.
1963, июль	Казахстан. Сев. макросклон Заилийского Алатау. Бассейн р. Иссык	Гляциальный грязекаменный поток зонального проявления. (прорыв ледникового озера, сдвиг и разжижение мощной толщи рыхло-обломочных пород)	5,8 млн	Уничтожено оз. Иссык. Разрушена часть жилых кварталов в г. Иссык. Размывы глубиной до 12 м. Погибло 52 чел.
1963	Узбекистан. Сурхандарьинская обл. Река Аккапчигасай	Ливневые селевые потоки в антропогенно обезлесенном бассейне реки	Нет данных	Разрушен железобетонный акведук на канале Куллкурган, размыты участки шоссе
1963, октябрь	США. Аляска. Залив Кука. Вулкан Августин	Ультраселевые горячие грязекаменные лахары по сев. и юго-зап. склонам вулкана в результате стремительного таяния снегов в кратере в ходе извержения	15 млн	Без разрушительных последствий. Тонкий слой грязекаменной массы на площади 3 $км^2$
1963, ноябрь	Остров Гаити. Сев. Гранд-Ривьера	Ливневый грязекаменный поток зонального проявления; природно-антропогенный (масштаб бедствия увеличен из-за истребления лесной и кустарниковой растительности)	Нет данных	Несколько деревень залито грязью. Уничтожен урожай. Погибло 500 чел.
1964, лето	Китай. Провинция Ганьсу. Окрестности г. Ланьчжоу	Ливневый грязевой поток	Нет данных	Селевой массой была перекрыта железная дорога. Погибло более 100 чел.
1964 - 1971	Чили. Зап. часть Главной Кордильеры. Вулкан Вильярика	Горячие лахары в ходе серии извержений.	Нет данных	Погибло 37 чел.
1965, июль	Китай. Провинция Ганьсу. Город Tian-	Сель зонального проявления, вызванный муссонны-	Нет данных	Разрушено 7164 дома. Погибло 105 чел.

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов м^3	Разрушительные последствия и жертвы
	shui. Река Луоюй (luoyu)	ми дождями		
1966, июнь	Киргизия. Хребет Кичик-Алай	Селевый поток по руслу р. Исфайрам и её притокам – результат прорыва высокогорного оз. Яшилькуль	Нет данных	Затоплен селевой массой значит. участок Ферганской долины.
1966, ноябрь	Италия. Сев. Апеннины	Ливневые сели зонального проявления	Нет данных	Пострадали 750 городов и селений. Погибло более 100 чел.
1967, апрель	Узбекистан. Город Джалалабад	Ливневый сель в антропогенно обезлесенном бассейне р. Кугарт	Нет данных	Разрушены ж.-д. полотно на протяжении 200 м, 1 ж.-д. и три автомобильных моста, занесены селевой массой с.-х. земли. Пострадала часть территории города.
1967, август	Грузия. Вост. макросклон Казбека	Гляциально-ливневый сель по р. Кабахи (левый приток Терека)	3 млн	Сель вышел в русло Терека, вызвав большие разрушения в транспортной инфраструктуре полосы Военно-Грузинской дороги. Пострадали головное сооружение Эзминской ГЭС, постройки села Верхний Ларс.
1967	Украина / Россия. Крым. Судакский р-н, село Весёлое	Ливневый сель на р. Кутлак	Нет данных	Уничтожены виноградники, занесены селевой массой дороги, разрушены опоры ЛЭП. Погибло 20 чел.
1967, 1971	США. Каскадные горы	Гляциальные грязекаменные сели на р. Грейтор	Нет данных	Разрушены мосты, завалены селевой массой нас. пункты.
1968, июнь	Китай. Провинция Сычуань. Округ Liangshan	Селевый поток по ущельям Инхэ, Юйэси (Yinhe, Yuexi)	Нет данных	Разрушены ж.-д. сооружения. Погибло 120 чел.
1968-1981	Индонезия. Вост. оконечность о. Ява. Вулкан Семеру	Горячие лахары в ходе серии извержений	Нет данных	Погибло более 500 чел.
1968-1992	Филиппины. Юж. часть о. Лусон. Вулкан Майон	Горячие лахары в ходе серии извержений	Нет данных	Погибло более 200 чел.
1969	Антарктида. Остров Десепшн	Грязекаменные потоки, порождённые извержением из полузатопленной Тихим океаном кальдеры вулкана	Нет данных	Возможно, самые южные на Земле сели.
1969	США. Калифорния. Лос-Анджелес	Ливневой грязекаменный сель на склонах хребта Сан-Габриэль	Неск. млн	Селевая масса перехвачена наносозадерживающими сооружениями.
1969-1986	Индонезия. Остров Ява. Вулкан Мерапи. Многократно	Горячие лахары в течение серии извержений	Нет данных	В долине р. Прого, в 20 км от вулкана – поле лахаровых отложений, образующих холмы выс. до 90 м. Погибло 42 чел.
1970, май	Перу. Зап. Кордильера. Сев.-вост. склоны горы Уаскаран	Сейсмогенный ультраселевый поток (следствие землетрясения в Тихом океане). Скально-ледяная лавина от ледника Хелмес смещалась	50 млн	Одна из крупнейших в истории селевых катастроф. Частично разрушены гг. Ранраирка и Юнгай. Затоплены с.-х. уго-

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов м^3	Разрушительные последствия и жертвы
		на протяжении 14 км (от подошвы Уаскарана до горы Юнгай) со скоростью 240-360 км/ч. Далее (от р. Санта) – грязекаменный поток (выс. фронта 20 м, перед плотиной ГЭС 70 м)		дья, аэропорт, шоссейные дороги, разрушены шоссейные и ж.-д. мосты, отводная плотина ГЭС. Погибло 23-25 000 чел.
1970, май.	Китай. Провинция Сычуань. Округ Liangshan. Ущелье Yanjing, Mianning	Ливневый сель	Нет данных	Разрушены ж.-д. сооружения. Погибло 104 чел.
1972	США. Аппалачи. Провинция Blue Ridge	Ливневый сель зонального проявления распространился вниз по долине на 24 км	Нет данных	Разрушено три хвостохранили-ща на угольных шахтах и 4000 домов. Погибло 125 чел.
1973, июль	Казахстан. Сев. макросклон Заилийского Алатау. Река Киши Алматы (бассейн р. Малая Алматинка)	Антропогенно-гляциальный сель как результат разрушения перемычки моренного озера ледника Туйыксу (Туюксу). Объём потока был увеличен вовлечением в него противоселевых сооружений в верховьях реки	3,8 млн – 4,5 млн	Сель остановлен 90-метровой противоселевой плотиной в урочище Медео. По пути прохождения образовались глубокие послеселевые врезы. На турбазе Горельник и в бассейне реки погибло более 70 чел.
1974, август	Россия. Дагестан. Бассейн р. Аварское Койсу	Ледниковый селевый поток по р. Темир	1 млн	Нет данных
1974, август	Таджикистан. Зап. часть хребта Петра Первого. Бассейн р. Сурхоб	Ледово-грязекаменный сель как результат пульсации ледника Дидаль; прошёл 4 км	2 млн	Нет данных
1975, сентябрь	Туркмения. Копетдаг. Город Кизил-Арват	Ливневый (трёхмесячная норма осадков за 20 мин.) грязевой сель.	Нет данных	Значит. разрушения в г. Кизил-Арват и на жел. дороге Ашхабад – Красноводск.
1976, сентябрь	Япония. Остров Сикоку. Префектура Кагава	Ливневый сель	Нет данных	Сильные разрушения в деревне Танийири близ побережья Внутреннего Японского моря.
1977, май - июнь	Узбекистан. Бассейн р. Шахимардан	Ливневый сель в антропогенно обезлесенном районе	Нет данных	Заилено 1300 км оросительных каналов.
1977, август	Казахстан. Сев. макросклон Заилийского Алатау. Река Большая Алматинка	Селевый поток с большим числом валов, возникший в результате прорыва озера на морене ледника Советов	До 3,2 млн	Поток достиг г. Алма-Ата и отложил селевую массу в оз. Сайран. Повреждены автодороги, ЛЭП, гидротехнич. сооружения, хоз. и жилые постройки. Нарушено водоснабжение Алма-Аты. Погибли люди.
1980, май	США. Штат Вашингтон. Вулкан Сент-Хеленс, в 64 км к северу от низовий р. Колумбия	Катастрофич. извержение вызвало снежно-обломочную лавину на сев. склоне вулкана, трансформировавшуюся в ультраселевый поток длиной 22 км по долинам Хоффстадт-Крик и Север Форк Таутл Ривер	280 млн	Разрушено 9 шоссейных мостов, много км шоссе и грунтовых дорог, множество общественных зданий и частных строений. Погибло не более 10 чел.

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов $м^3$	Разрушительные последствия и жертвы
1981, июль	Китай. Провинция Юньнань. Округ Hanzhong	Серия, по-видимому, сейсмогенных селей	Нет данных	Разрушена транспортная инфраструктура. Погибло 183 чел.
1981, июль	Китай. Провинция Сычуань. Округ Liangshan. Ущелье Liziyida, Galou	Ливневый (возможно, сейсмогенный) сель	Нет данных	Разрушен ж.-д. мост с падением пассажирского поезда в ущелье. Погибло более 300 чел.
1982	Сальвадор. Вулкан Сан-Сальвадор, западнее г. Сан-Сальвадор	Горячие лахары в ходе извержения	Нет данных	Погибло 300-500 чел.
1983, июль	Россия. Кабардино-Балкария. Бассейн р. Адыр-Су (правый приток р. Баксан)	Ледниковый сель, включавший водокаменные и грязекаменные потоки, прошедшие 6-тью волнами по р. Куллумкол-Су	620 тыс.	Разрушен альпинистский лагерь «Джайлык»
1983, ноябрь	Турция. Р-н г. Измир	Ливневые сели	Нет данных	Разрушения и человеческие жертвы
1983 – 1987	Италия. Долина р. Адда (левый приток р. По)	Ливневые сели	Нет данных	Погибло 46 чел.
1984, май	Китай. Провинция Юньнань. Окрестности г. Dongchuan	Сель в ущелье Хэйшан, Инминь (Heishan, Yinming)	Нет данных	Выведена из строя на 6 мес. шахта. Погиб 121 чел.
1985, ноябрь	Колумбия. Склоны действующего заснеженного вулкана Невадо- дель- Руис	Вулканогенный ультраселевый горячий лахар, прошедший путь в 104 км. Сравнительно слабое извержение вулкана стремительно растопило снега на пл. 10 $км^2$	90 млн	Одна из крупнейших в истории селевых катастроф. Погребён г. Армеро и несколько др. нас. пунктов. Погибло 23-25 000 чел.
1986, февраль	Италия. Кампания. Город Palma Campania	Ливневые сели	Нет данных	Город испытал удар селя. Разрушено 2 здания. Погибло 8 чел.
1987, март	Таджикистан. Предгорная зона в р-не г. Дангар	Природно-антропогенный сель. Переполнение в результате аномального количества осадков Саргазонского водохранилища (на притоке р. Таирсу) с последующим прорывом грунтовой плотины. Длина пути 2 км (до Дангаринской долины)	Нет данных	Разрушено 53 дома в кишлаках Верхний Саргазон и Саргазон-Боло. Уничтожены животноводческие фермы, узкоколейная жел. дорога, бетонный автомобильный мост, линии связи. Смыто 100 га посевов пшеницы. Остались без крова 492 чел. Погибло 33 чел.
1987, март	Эквадор. К востоку от г. Кито	Ливневые сейсмогенные сели на реках Саладо и Кока. Объёдинённый поток прошёл 100 км	80 млн	Выведено из строя 70 км Трансэквадорского нефтепровода, разрушена дорога.
1987, сентябрь	Колумбия. Окрестности города Magасау	Паводки и сели зонального проявления по р. Лимон	Нет данных	Погибло 300 чел.
1988, январь	Казахстан. Пески Жаманкум близ г. Алма-Ата	Техногенный сель (прорыв аварийного накопителя сточных вод города через пески пустыни). Образовался каньон (длина 10,6 км,	72,5 млн (из них 36,5 млн песка).	Разрушены ж.-д. и 2 автомобильных моста. Произошло загрязнение окружающей среды. Погибло 10 чел.

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов $м^3$	Разрушительные последствия и жертвы
		ширина до 240 м, глубина до 53 м). Сель по р. Каскелен дошёл до Капчагайского водохранилища		
1988 г.	Китай. Тибетский автономный район. Автодорога Сычуань -Сицян. Река Мидуи (бассейн Брахмапутры)	Гляциальный сель	Более 10 млн	Выбросами селевой массы прерывалось автодвижение по нац. дороге G318.
1989, июль	Китай. Провинция Сычуань. Округ Guangan. Город Huayingshan	Ливневый сель	Нет данных	Разрушено 59 домов. Погиб 221 чел.
1991, июнь	Чили. Район г. Антофагаста	Массовый сход дождевых селей с прибрежных цепей Анд на побережье Тихого океана	500–700 млн	Многочисленные разрушения. Погибло не менее116 чел.
1991, сентябрь	Китай. Провинция Юньнань. Область Zhaotong	Сель, вызванный крупным сейсмооползнем	Нет Данных	Большие разрушения. Погибло 216 чел.
1991-1992	Филиппины. Юго-зап. часть о. Лусон, близ базы Кларкё. Вулкан Pinatubo	Более 10 горячих лахаров в ходе извержения	Нет данных	Погибло от 100 до 200 чел.
1994, июнь	Колумбия. Rio Paez	Сейсмогенные ливневые сели	Нет данных	Разрушены дома, школа и др. строения.
1994	Индонезия. Сев. часть о. Ломбок. Вулкан Сегара-Ринджан	Горячий лахар в ходе извержения	Нет данных	Погибло 30 чел.
1995	Филиппины. Остров Минданао. Вулкан Parker	Горячие лахары в ходе извержения	Нет данных	Погибло 300 чел.
1996, август	Испания. Арагон .	Ливневый природно-техногенный сель	110 000	Разрушена система из 43 запруд в русле и по притокам р. Арас. Уничтожен кемпинг на конусе выноса р. Арас. Погибло 86 чел.
1996, декабрь	Япония. Остров Хонсю. Префектура Нагано. Деревня Otari	Селевый поток, вызванный сходом сейсмогенных (?) оползней со склонов водосборной воронки ущелья Gamahara	Нет данных	Потоком разрушена противоселевая дамба. Погибло 14 чел.
1998, апрель	Таджикистан	Ливневые грязекаменные сели	Нет данных	Разрушено 1143 дома, смыто более 200 мостов, выведено из строя более 1000 км автомобильных дорог. Пострадали линии связи и электропередачи, размыто 64 тыс. га. посевов. Погиб скот. Заилены питьевые водоёмы. Погибло 115 чел.
1998, май	Италия. Кампания. Город Сарно	Ливневые грязевые потоки сошли со склонов Апеннин	Неск. млн	Частично разрушены селения Siano, Quindiei, Bracigliano. Сильнее других пострадал г. Сарно.

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов м^3	Разрушительные последствия и жертвы
				Более 1000 чел. остались без крова. Погибло 161–180 чел.
1998, октябрь	Никарагуа. Привершинная часть потухшего вулкана Казит	Ливневый грязекаменный сель зонального проявления. Длина пути 11 км, ширина 1,3 км	1,85 млн	Разрушено 2 города. Затоплена селевой массой полоса местности шириной 1 км. Погибли 2513 чел.
1999, июнь	Япония. Остров Хонсю. Префектура Хиросима. Деревня Kameyama	Селевый поток, вызванный сходом множества оползней со склонов водосборной воронки ущелья	Нет данных	Разрушена часть домов деревни. Погибло 24 чел.
1999, июль	Таджикистан. Кишлак Дагана	Сильные дожди и град переполнили подпруженное оползнем озеро в верховьях р. Карахансай и спровоцировали грязекаменный сель, высота вала которого достигала 20 м	Нет данных	Снесены мосты, разрушены здания, размыты и заилены автодороги, повреждены ЛЭП, залиты селевой массой поля, смыты сады. Погибло 19 чел.
1999, декабрь	Венесуэла. Провинция Vargas	На северных склонах хребта Авила в течение 3-х суток (при выпадении более 900 мм осадков) сошло 24 потока, сопровождавшихся оползнями и земляными лавинами (фронтальная часть 40 км). Эффект усилен разрушением грязекаменными потоками искусств. дамб, в т. ч. в гг. Uria и Cerro Grande	20 млн, не считая селевой массы, вы-не-сенной в Карибское море	Нанесён серьёзный ущерб хозяйству на густонаселённой береговой равнине. Береговая линия испытала изменение конфигурации с появлением 150 га новой суши. Погибло от 15 000 до 30 000 чел. Одна из крупнейших (по количеству жертв) селевых катастроф в истории.
1999, декабрь	Италия. Кампания. Дер. Cervinara	Ливневый сель	Нет данных	Разрушена деревня. Погибли 6 чел.
2000, июль	Россия. Кабардино-Балкария. Сев. макросклон Большого Кавказа. Р. Герхожан-Су (правый приток р. Баксан)	Ледниковый дождевой грязекаменный поток зонального проявления	1,4 млн	Подпружена р. Баксан, уничтожен автомобильный мост. Затоплена часть города Тырныауз (5 жилых домов – до уровня 3-го этажа). Нанесён значит. ущерб хозяйству города, в т. ч. вольфрамо-молибденовому комбинату. Остались без крова 1000 чел. Погибло 8 чел.
2001, июль	Россия. Забайкальский край. Становое нагорье. Юго-зап. склоны хребта Кодар Сев. побережье оз. Большое Леприндо	Ливневый водно-каменный поток с мелкозёмом и древесиной (зонального проявления)	2,5-3 млн	Сель перерезал БАМ на 1660-м км. На 9 участках размыто земляное полотно выс. до 3 м. Территория заполнена наносами до уровня шпал (местами выше на 0,5 м).
2002, август	Таджикистан. Зап. Памир. Долина р. Дашт	Селевый поток образовался при прорыве ледникового озера	Нет данных	Конусом выноса селя погребена и разрушена значит. часть кишлака Дашт. Погибло 25 чел.
2002, сентябрь	Россия. Северная Осетия. Долина р. Геналдон	Крупнейшая – по объёму влекомого материала – ледниковая катастрофа в мире.	100-140 млн	Погребены подо льдом и грязекаменной массой долина р. Геналдон и

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов м^3	Разрушительные последствия и жертвы
		Ультраселевый ледово-водно-каменный поток. Со склонов горы Джимарай в течение 2-х мес. происходили обвалы льда висячих ледников на ледник Колка, спровоцировавшие сель, шедший 200-метровыми волнами (длина пути 20 км)		пос. Нижний Кармадон. Образовались подпрудные озёра на реках Геналдон и Кауридон. Погибло 135 чел.
2003	США. Калифорния. Округ Сан-Бернардино	Ливневый селевый поток	1 млн	Погибло 16 чел.
2004, март	Армения. Склоны потухшего вулкана Арагац	Сель, вызванный интенсивным снеготаянием в сочетании с сильным дождём	Нет данных	Причинён ущерб двум сёлам, снесено 4 моста, повалено 70 линий опор ЛЭП.
2005, июнь	Таджикистан. Согдийская и Хатлонская области	Грязекаменные сели, вызванные бурным таянием снега и ледников	Нет данных	Разрушены 3719 домов, 85 школ и медицинских учреждений, 200 км линий электропередачи и связи, 18 трансформаторных подстанций, 383 км автодорог, 44 моста, 43 км берегоукрепительных сооружений, более 40 ирригационных и гидротехнич. сооружений. Погибло 36 чел.
2006	Филиппины. Остров Лусон. Провинция Албай. Вулкан Майон	Обильные ливни спровоцировали грязевые потоки на склонах вулкана (холодные лахары)	Нет данных	Получили повреждения 33000 зданий. Погибло ок. 1000 чел.
2007, июнь	Россия. Камчатка. Кроноцкий заповедник. Долина гейзеров	Обвалы горной породы и оползни в верховьях р. Гейзерной сформировали грязекаменный селевый поток, дошедший до р. Шумной	До 5 млн	Затоплена значит. часть долины. Русло р. Гейзерной перекрыто естественной камненабросной плотиной выс. 30 м. Ландшафт уничтожен на пл. до 2,8 км^2. Под урезом подпрудного водоёма оказалось 23 гейзера.
2010, март	Уганда. Район Будуда	Ливневый сель	Нет данных	Уничтожено 3 села, разрушены сотни домов. Эвакуировано 200 000 чел. Погибло 400 чел.
2010, август	Китай. Провинция Ганьсу. Уезд Жоугу	Сель с крупным наводнением.	Нет данных	От селя погибло не менее 350 чел.
2010	Бразилия. Город Рио-де- Жанейро	Ливневые сели.	Нет данных	Погибло 350 чел.
2014, апрель	Таджикистан. Кулябский район	Ливневый грязекаменный сель	Нет данных	Разрушены дома. Погибло 13 чел.
2014, май	Грузия. Гора Казбек. Дарьяльское ущелье	Отрыв (возможно под воздействием глубинной волны вулканич. тепла) правой ветви ледника Девдорак. Ледово-грязе-каменный поток по долине р. Амелишки – Кабахи с выходом в Терек	1.5 млн	Селевой массой перекрыта р. Терек с подъёмом уровня подпрудного озера на выс. до 20 м. Разорваны две нитки газопровода. Опрокинута опора ЛЭП. Погибло 8 чел.

Дата	Местоположение	Характеристика события	Объём твёрдых выносов м^3	Разрушительные последствия и жертвы
2014, июнь	Россия. Бурятия. Тункинский район. Село Аршан	Выпадение интенсивных дожей в Тункинских Гольцах (Вост. Саян) вызвало оползни-сплывы, трансформировавшиеся в грязекаменные потоки	771 тыс.	Разрушены 30 домов, санаторий, лицей, пекарня, 2 моста. Погиб 1 чел.
2015, июнь	Грузия. Тбилиси и р-н села Ахалдаба	Оползень, сошедший в долину р. Вере, трансформировался в сель, который продвинулся до впадения р. Вере в р. Кура	Нет данных	Массовая гибель животных в Тбилисском зоопарке. Человеческие жертвы в г. Тбилиси.
2015	Таджикистан. Долина р. Барсемдара близ г. Хорог	Селевые потоки от края ледника после интенсивного снеготаяния	Нет данных	Запружена р. Гунт, образовалось оз. Барсемкуль. Разрушены и затоплены десятки домов.
В течение последних 40 лет в ср. 11 селей в год.	Китай. Ущелье Цзянцзя (Ravine Jiangjia). Сев. часть плато Yunnan-Guizhou.	Возможно, наиболее активно действующий селевый аппарат мира. Потоки зонального проявления транспортируют насыщенный муссонной влагой лёссовый материал. Каждое событие включает 10-100 волн.	Ежегодно в ср. 2 млн	Сели поступают в реку Сяоцзян (Xiaojiang), эпизодически перегораживая её, с последующим прорывом естественной плотины. В ущелье осуществляется мониторинг и детальное изучение селей.

ПОСЛЕДСТВИЯ ПРОХОЖДЕНИЯ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ В ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЕ ТУНКИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

МАКАРОВ С.А., АТУТОВА Ж.В.
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, makarov@irigs.irk.ru, atutova@mail.ru

CONSEQUENCES OF DEBRIS FLOWS DESCENDING IN THE LANDSCAPE STRUCTURE OF THE TUNKINSKAYA DEPRESSION AND OF ITS MOUNTAIN SURROUNDINGS

MAKAROV S.A., ATUTOVA ZH.V.
V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, 664033, Irkutsk, Ulan-Bator str., 1, Russia, makarov@irigs.irk.ru, atutova@mail.ru

В ночь на 28 июня 2014 г. в районе поселка Аршан Тункинского района Республики Бурятия в результате интенсивных ливневых осадков сошли селевые потоки (рис. 1). Из-за резкого подъема уровня воды в реках были затоплены улицы и дороги, разрушены жилые дома и хозяйственные строения, обрушился новый мост через реку Кынгарга. Наибольший ущерб поселку нанесли сели, зародившиеся в карах Тункинских Гольцов – грязекаменный материал сошел по рекам Первая Шихтолайка, Вторая Шихтолайка, Атремьева, Харимта, Малая Харимта, а также по трем безымянным ручьям, берущим начало в первом, втором и четвертом карах. В результате оказались затоплены и разрушены территории жилого микрорайона, санатория "Саяны", центра медицинской реабилитации «Сагаан-Дали», лицея-интерната, а также ул. Трактовая [Катастрофические селевые потоки…, 2014]. В целом, в результате этого события были полностью снесены 9 жилых домов, заилены 52 строения, разрушен автомобильный мост; были эвакуированы 119 детей, 212 жителей расселены по родственникам, 1 человек погиб [Ученые: сель обрушился на бурятский поселок Аршан не из-за паводка: электронный ресурс].

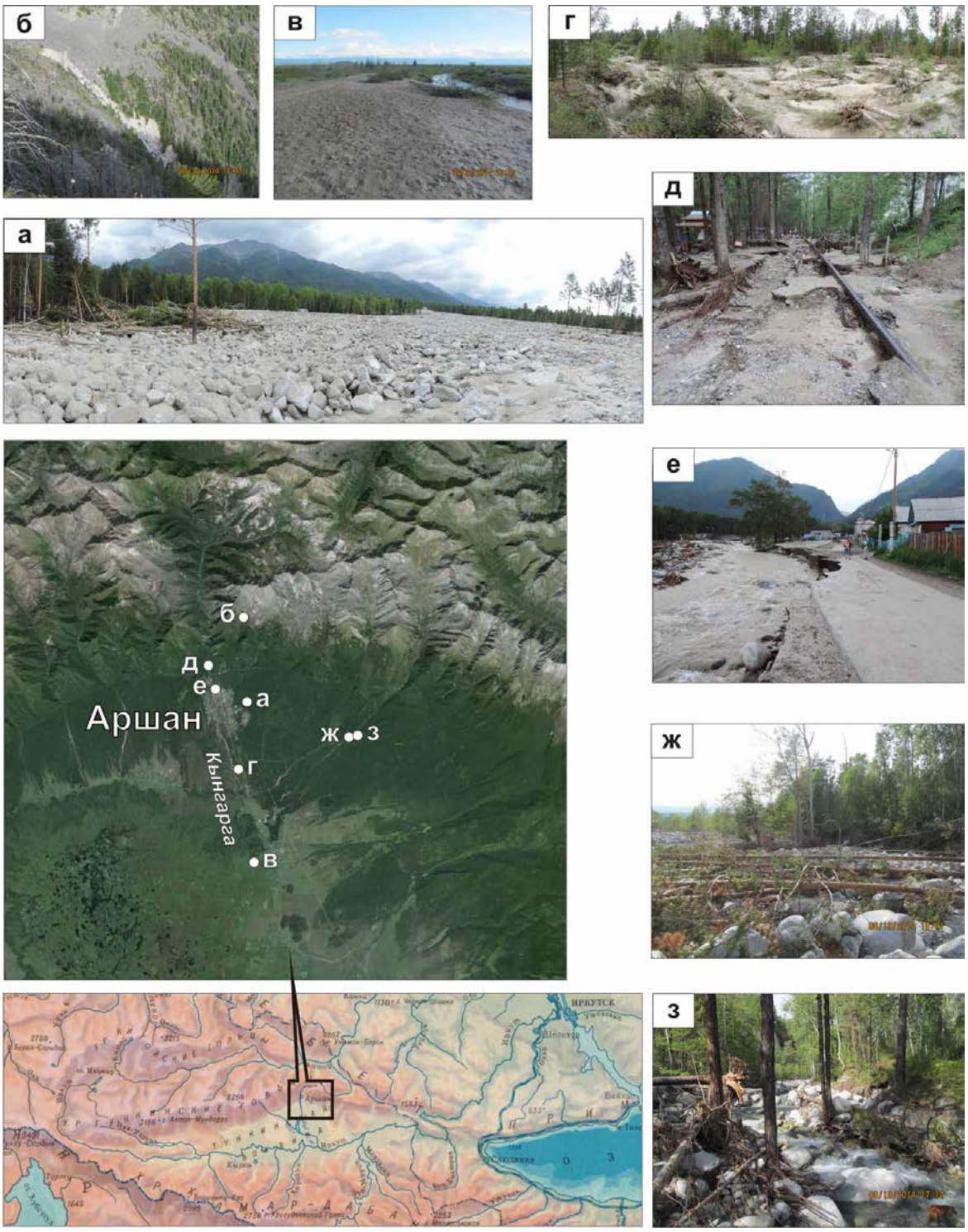


Рис. 1. Ситуационная схема поселка Аршан и его окрестностей с обозначенными местами проявления последствий схода селевых потоков:

а – фронтальная часть грязекаменного селя, сошедшего по реке Вторая Шихтолайка; б – небольшие крупноглыбовые ложбинные комплексы высокогорий хребта Тункинские Гольцы; в,г – песчано-глинистые отложения в долине реки Кынгарга; д – развитие линейной эрозии на территории курорта «Аршан»; е – подмытый левый берег реки Кынгарга в пределах поселка Аршан; ж – древесно-каменные наносы в долине реки Харимта; з – новое место прохождения постоянного водотока реки Харимта.

Последствия произошедшей природной катастрофы находят свое отражение в современной ландшафтной структуре окрестностей пос. Аршан, которая характеризуется распространением высокогорных гольцовых и подгольцовых, горно-таежных высокогорных и среднегорных, а также подгорных и межгорных понижений таежных геосистем (рис. 2).

Основные изменения ландшафтной структуры в результате схода селевых потоков наблюдаются в долинах реки Кынгарга и основных ее притоков. Местом зарождения грязекаменных се-

лей являлись кары, выполнившие роль коллекторов сбора выпавших ливневых осадков, которые насытили водой склоновые отложения, а те, в свою очередь, потеряв сцепление, пришли в движение. Грязекаменная масса начала спускаться по долинам рек и ручьев, вовлекая вначале на своем пути пролювиально-аллювиальные отложения, которые аккумулировались ранее на днище селевыми и водными потоками. Прорезав толщу этих отложений на 5 метров, а, возможно, на отдельных участках и более, селевая масса врезалась в кору выветривания скальных пород на глубину более 5 м. На своем пути грязекаменная масса вовлекла в движение растительность, которая произрастала в долине. При глубинной эрозии был полностью уничтожен почвенный горизонт.

В пределах слабонаклонной части Тункинской котловины селевые грязекаменные потоки, снизив скорость, остановились, не дойдя нескольких сот метров до поселка Аршан. Исключением стал сошедший по долине реки Вторая Шихтолайка сель, который достиг северо-восточной части поселка, повредив значительную часть строений микрорайона и корпусов находящегося рядом центра медицинской реабилитации «Сагаан-Дали» (см. рис. 1а). Мощность влекомого материала достигла 3-3,5 м. Ширина фронтальной части грязекаменного селя в зоне аккумуляции составила 325 м.

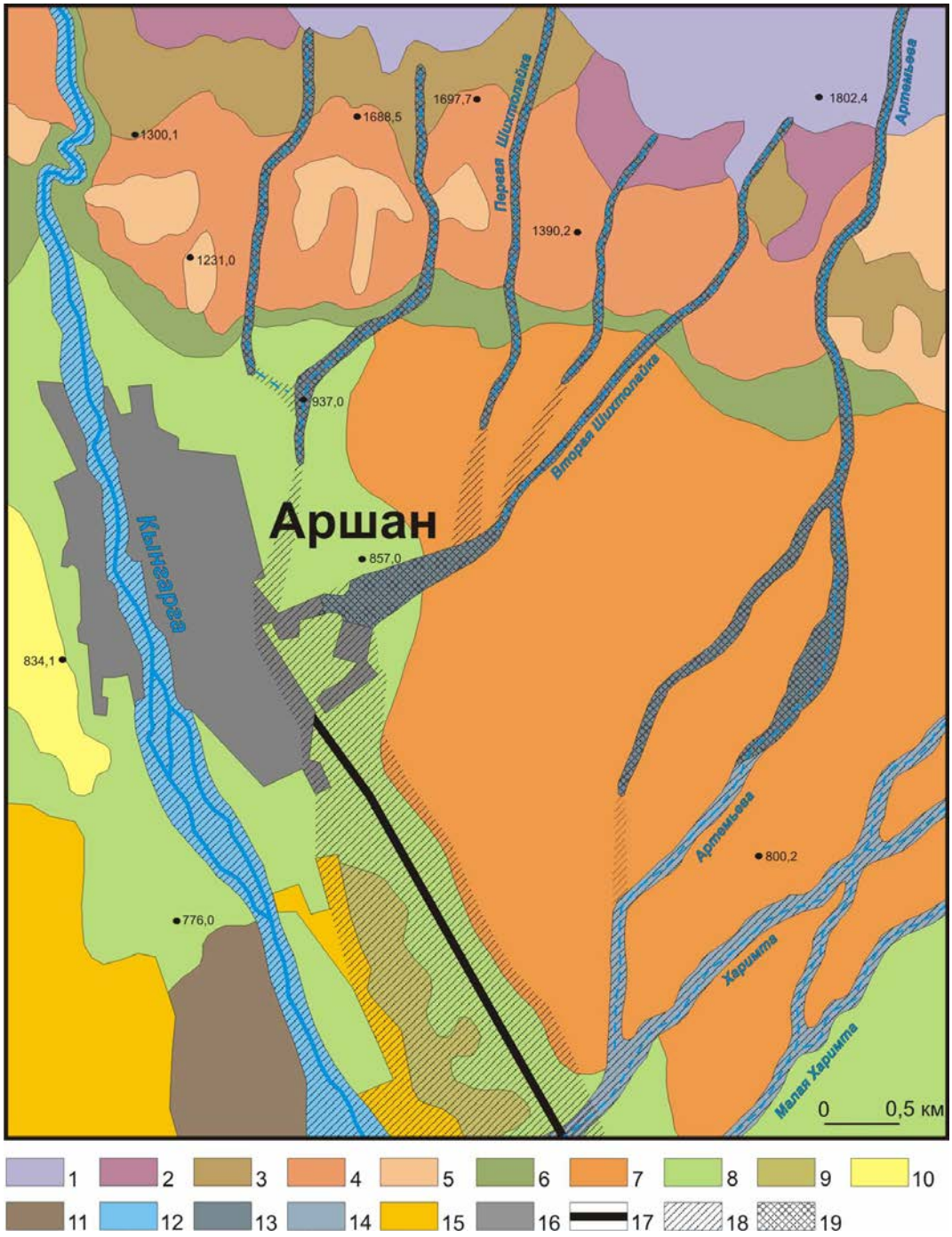


Рис. 2. Ландшафтная схема окрестностей поселка Аршан.

***Условные обозначения*: Геосистемы.** Гольцовые и подгольцовые альпинотипные, редколесные: 1 – крутосклоновые кедровые, местами лиственничные редколесные горнокаменистые в сочетании с лугостепными и горнотундровыми комплексами. Горно-таежные высокогорные и среднегорные: 2 – крутосклоновые кедровые, местами лиственнично-кедровые травяно-моховые редкостойные горнокаменистые; 3 – крутосклоновые лиственничные, местами кедрово-лиственничные травяные и лишайниково-моховые редкостойные горнокаменистые; 4 – крутосклоновые сосново-лиственничные, местами лиственнично-сосновые травяные; 5 – крутосклоновые лиственничные, местами сосново-лиственничные редкостойные травяные на месте гарей; 6 – крутосклоновые лиственнично-березово-сосновые мохово-травяные. Подгорные и межгорных понижений (склонов и слабонаклонных днищ котловин) таежные: 7 – березово-лиственнично-сосновые с примесью кедра зеленомошно-кустарничково-травяные; 8 – березово-сосновые с примесью кедра и лиственницы травяно-кустарничково-зеленомошные; 9 – сосновые с примесью березы и лиственницы кустарничково-травяные на месте бывших сельскохозяйственных угодий; 10 – подрост из сосны с примесью березы разнотравный на месте бывших сельскохозяйственных угодий; 11 – сосновые редкостойные с сосново-березовым подростом разнотравные на месте гарей; 12 – долинные сосновые с примесью березы и лиственницы, местами с ивой и елью травяно-моховые; 13 – долинные лиственничные, местами елово-лиственничные зеленомошно-травяные; 14 – долинные лиственнично-елово-сосновые, местами лиственнично-березово-сосновые зеленомошно-кустарничково-травяные. Антропогенные комплексы: 15 – сельскохозяйственные угодья (пастбища и сенокосы); 16 – селитебные земли (территория пос. Аршан); 17 – автодороги. Последствия прохождения селевых потоков: 18 – зоны транзита наносоводных потоков и аккумуляции взвешенных наносов; 19 – зоны транзита грязекаменных потоков и аккумуляции валунного материала.

Также достигли поселка Аршан грязекаменные отложения, снесенные водным потоком по долине безымянного ручья, который берет начало из второго кара Тункинских Гольцов. Общая длина прохождения вышеназванного грязекаменного селя равняется 5,5 км. Зона зарождения от этого расстояния составила 71 %, транзита – 11 % и аккумуляции – 18 %.

До произошедшей катастрофы ландшафты долин рек Артемьева, Первая и Вторая Шихтолайка, Харимта, Малая Харимта и трех безымянных ручьев в высокогорной лесной зоне характеризовались распространением лиственничной, местами елово-лиственничной растительности; в пределах котловины долинные комплексы были представлены лиственнично-елово-сосновыми, местами лиственнично-березово-сосновыми зеленомошно-кустарничково-травяными лесами. После схода селевых потоков растительный покров был практически полностью погребен под мощной толщей крупноглыбового материала. Подобные крупноглыбовые ложбинные комплексы также имеют место на крутых склонах гольцовой и подгольцовой зон Тункинских Гольцов (см. рис. 1б).

Растительный покров долины реки Кынгарга в пределах окрестностей поселка Аршан до произошедшей катастрофы характеризовался развитием сосновых с примесью березы и лиственницы, местами с ивой и елью лесов, травяно-моховый покров которых в настоящее время покрыт слоем песчано-глинистых отложений (см. рис. 1в, г). Мощный поток воды вызвал абразию берегов и эрозию днища речной долины. Днище долины реки Кынгарга до схода селя при выходе из гор напоминало обычную горную реку, где в русле располагались многочисленные валуны. После прохождения водокаменного селя в этом месте размыло почти всю обвальную массу, представленную глыбами мраморов, далее аккумулировало гравийно-галечно-песчаные отложения, а затем русло реки заново врезалось в эту толщу.

По левому берегу реки Кынгарга, по нижней тропе, на территории лечебных корпусов курорта «Аршан» поток воды привел к массовому развитию эрозии (см. рис. 1д). В движение вовлекались валуны диаметром до 74 см. В ряде мест отложился супесчаный материал мощностью до 45 см. Мощным потоком воды были вовлечены в движение вывороченные с корнями деревья и кустарники, сформировавшие многочисленные завалы. Линейные объекты хозяйственной структуры (улицы поселка Аршан, автодороги) явились основными направляющими потоков паводковых вод, что привело к подтоплению частных подворий, подмыву дорожного полотна, аккумуляции наносов в лесных массивах и сельскохозяйственных угодьях, прилегающих к автодороге (см. рис. 1е).

Изменения в ландшафтный рисунок окрестностей поселка Аршан грязе- и водокаменные потоки внесли также и за счет их влияния в перестройку речной сети рек Харимта и Малая Харимта. В месте разветвления рек Харимта и Малая Харимта, в 4,2 км от автодорожного моста, произошло закупоривание селевыми отложениями русла реки Малая Харимта, после чего днище русла реки Харимта врезалось на глубину более 1 м. Кроме того русло реки Харимта в нескольких сотнях метров выше развилки рек также перегородило селевыми отложениями (рис. 1ж). Водный поток сместился левее реки Малая Харимта и продолжил свое движение по ранее сухой безымянной ложбине, врезаясь в валунные отложения (см. рис. 1з).

Таким образом, активизация экзогенных процессов, вызванная селевой активностью, как нельзя лучше подтверждает взаимосвязь катастрофических природных явлений и динамики ландшафтов. Прошедшие селевые потоки явились своеобразным звеном в пространственно-временной динамике геосистем, усилив полиструктурность и метахронность ландшафтной структуры. Отмеченные изменения в ландшафтной структуре Тункинской котловины и ее горного обрамления имеют долговременный характер функционирования. Для исследования особенностей восстановления ландшафтных комплексов необходимо мониторинговое наблюдение. Кроме этого целесообразно изучение собственно селевых геосистем в виду того, что уничтожение растительного покрова, увеличение площади незадернованных склонов, сложенных рыхлыми и крупноглыбовыми отложениями, являются причиной активизации опасных экзогенных процессов.

Публикация осуществлена при финансовой поддержке ИОО РГО и ООО «Премьер-Энерго» (Договор № 16/03/02).

Катастрофические селевые потоки, произошедшие в поселке Аршан Тункинского района Республики Бурятия 28 июня 2014 г. / С.А. Макаров, А.А. Черкашина, Ж.В. Атутова, А.В. Бардаш, Н.Н. Воропай, Н. В. Кичигина, Б.Ф. Мутин, О.П. Осипова, Н.Н. Ухова. – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. – 111 с.

Ученые: сель обрушился на бурятский поселок Аршан не из-за паводка // РИА Новости [электронный ресурс]. http://ria.ru/incidents/20140703/1014519650.html (дата обращения 01.10.2014).

ПАЛЕОСЕЛИ ГОЛОЦЕНА В ВЕРХОВЬЯХ ДОЛИНЫ РЕКИ ИРКУТ

МАКАРОВ С.А., ЧЕРКАШИНА А.А.
Институт географии им В.Б. Сочавы СО РАН,
664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, makarov@irigs.irk.ru

HOLOCENE DEBRIS FLOWS IN THE UPPER REACHES OF THE IRKUT RIVER

MAKAROV S.A., CHERKASHINA A.A.
V.B. Sochava Institute of Geography Siberian Branch Russian Academy of Sciences,
664033, Russia, Irkutsk, 1, Ulan-Batorskaya Str, makarov@irigs.irk.ru

Горные районы Байкальской рифтовой зоны представляют собой территории повышенной селевой активности. Помимо проявления современных селевых событий, в разрезах рыхлых отложений нередко сохраняются следы палеоселей, периоды активизации которых, в большинстве случаев, не установлены или трактуются в достаточно широких временных рамках. Нет также однозначной интерпретации селевых событий, что в совокупности с вышесказанным, является следствием отсутствия специальных работ, направленных на изучение особенностей проявления селей на данной территории. В этой связи одной из актуальных задач исследований опасных экзогенных процессов на территории гор Восточных Саян является изучение активности селепроявления.

Возраст селевого события можно установить на основе: 1) дендрохронологических данных; 2) анализа исторических сведений (из летописей и геологических отчетов); 3) научных трудов, посвященных данной тематике [Макаров, 2012].

В 1974 г. была опубликована работа В.К. Кучая и В.А. Дьяконова [1974], где при обследовании конусов выноса палеоселей в Шульской впадине (Центральный Таджикистан) исследователи заметили, что селевые отложения часто перекрываются погребенными почвами, образуя почвенно-седиментационные толщи. Авторами было предложено разделять селевые отложения по возрасту согласно принятым для данной территории стратиграфическим расчленениям четвертичных отложений. В современных исследованиях все чаще применяется метод радиоуглеродного датирования погребенных гумусовых горизонтов почв, позволяющий определять возраст селевых отложений. Отдельные датировки палеоселей были выполнены для различных горных территорий России [Бадинова и др., 1976], при этом обобщения по полученным материалам не проводилось. В мировой практике подобные работы являются единичными, что, по всей видимости, связано с отсутствием искусственно созданных в пределах селевых конусов разрезов (карьеров). Представляет

интерес работа, выполненная на территории южной Норвегии, где на конусе выноса прошли горные выработки, при этом вместо почв выполнялось радиоуглеродное датирование погребенных торфяных горизонтов [Matthews et. al., 1997].

В связи с вышесказанным, целью данной работы является выявление особенностей селевой активности в голоцене. Для этого были поставлены следующие задачи: 1) изучить состав и физико-химические свойства почв и селевых отложений, датировать гумусовые горизонты погребенных почв радиоуглеродным методом; 2) установить хронологию периодов активизации склоновых селей и формирование рыхлых отложений на конусах выноса; 3) разработать методические подходы изучения селевых отложений, разделенных датированными погребенными почвами, формирующимися в условиях периодических залповых выбросов селевых масс; 4) реконструировать особенности развития природной среды в условиях периодической активизации селевой деятельности.

Территория исследования расположена на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны [Флоренсов, 1968]. Она целиком входит в Саяно-Байкальское становое нагорье в составе провинции гор Южной Сибири [Нагорья Прибайкалья и Забайкалья,1974].

Объектами исследования являются почвенно-седиментационные толщи селевых конусов выноса восточной части хр. Мунку-Сардык, представляющие собой правобережную часть долины р. Иркут. Левобережье долины представлено западной оконечностью хр. Тункинские Гольцы. На данном участке, протяженностью около 30 км, Иркут – типичная горная река с бурным течением и сплошными, непреодолимыми большую часть лета порогами. Исследование разрезов рыхлых отложений на данном участке стало доступным в связи с прокладкой более десяти лет назад на правобережье р. Иркут автомобильной грунтовой дороги с железобетонными мостами. Для создания насыпей и отсыпки дорожного покрытия использовался валунно-галечный материал селевых конусов выноса, вскрытый карьерами, в пределах которых нами было исследовано три разрез.

В указанных разрезах в ходе полевых работ проводилось послойное описание отложений и погребенных почв, производился отбор проб почв и грунтов для лабораторных определений гранулометрического состава (ситовым методом и методом пипетки), содержания органического углерода и потери при прокаливании. Производился отбор проб гумусовых горизонтов почв на радиоуглеродный анализ и исследование малакофауны.

Проведенные на правобережье р. Иркут исследования позволили в зависимости от геолого-геоморфологических условий выделить три типа склоновых селей.

Первый тип. Сели формируются на склонах средней крутизны в ложбинах эллипсовидной удлиненной формы. Источником твердой фазы селей является элювиальная кора выветривания. По первому типу сформировались селевые конусы выноса, вскрытые первым и вторым разрезами. Площадь водосбора несколько десятков тысяч м^2.

Второй и третий типы склоновых селей развиты в районе сбросо-оползне-обвала (по классификации В.П. Солоненко [1979]), располагающегося по правому борту долины р. Иркут.

Второй тип. Селевое русло в виде сужающейся воронки берёт начало на крутом скальном обнажении, являющегося стенкой отрыва оползня-обвала, и прорезает в средней части склона на своем пути опущенный блок. Активный обвально-осыпной процесс по бортам селевого русла является основным источником для формирования твердой фазы селей.

Третий тип. Склоновый сель сформировался по оси разлома.

Селевые конусы выноса сложены преимущественно влекомыми отложениями, гранулометрический состав которых варьирует от валунно-галечникового до гравийно-галечникового с песчаным заполнителем. Источником формирования мощных толщ рыхлого материала в районе исследования являются различные комплексы скальных пород, слагающих вершины водоразделов. Процессы выветривания приводят к обрушению и осыпанию вниз по склонам неоднородного обломочного материала, представляющего собой твердую фазу селя. Согласно данным геологической съемки [Арсентьев, 1959] конуса выноса сложены рыхлыми отложениями верхнепротерозойских пород окинской свиты (сланцы, песчаники, прослои известняков), верхнепротерозойскими интрузиями мунку-сардыкского комплекса (розовые микроклиновые биотитовые граниты), архей-протерозойскими породами (гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами). Во многих местах зафиксированы выходы мраморов, известняков и доломитов.

Доля взвешенных наносов в пределах исследуемых конусов выноса минимальна, поскольку они выходят непосредственно к руслу р. Иркут и материал уносится потоком воды вниз по течению. Стоит отметить, что практически все постоянные и временные водотоки в пределах исследуемой территории являются селеносными, при этом, наиболее мощные сели проходят по доли-

нам рек. Масштаб проявления селей зависит от протяженности водотока. Как правило, селевой материал в таких случаях выбрасывается напрямую в русло р. Иркут.

Изучение разрезов показало, что селевая активность чередовалась с периодами затишья. Пролювиальные отложения разделены слаборазвитыми погребенными почвами, представляющими собой грубогумусовые и перегнойно-грубогумусовые горизонты, мощностью от 2 до 20 см, содержащие значительное количество слаборазложившихся растительных остатков и древесных углей. На основании применения радиоуглеродного датирования и изучения физико-химических свойств отложений и почв в разрезах отмечается до 7 циклов селевой активизации в голоцене.

Содержание органического вещества в гумусовых горизонтах погребенных почв (%) колебалась в широких пределах от 0,6 до 27,1.

Максимальная мощность аккумулированных в пределах конуса выноса рыхлых отложений за голоценовый период составила 11 м. В разрез отмечается до 7 циков селевой активизации. В разрезе одного из конусов выноса встречена эрозионная ниша заполненная глинкой тектонической, аккумулировавшейся здесь в результате последующего смыва ее вниз по склону из зоны разломов. Данные радиоуглеродных датировок свидетельствуют о том, что заполнение эрозионного вреза произошло достаточно быстро. Были обнаружены моллюски: Vallonia costata (Müll.) и Vertigo antivertigo (Drap.) (определение малакофауны выполнено гл. спец. лаборатории кайнозоя Института земной коры СО РАН И.В. Шибановой). Оба вида относятся к наземным почвенным моллюскам. По данным Ю.В. Сачковой [2006] Vallonia costata (Müll.) является подстилочным супердоминантным видом, Vertigo antivertigo (Drap.) – выраженный (в своих семействах) ксерофил. Это указывает на то, что моллюски обитали в подстилочно-торфяных, грубогумусовых или перегнойно-грубогумусовых горизонтах почв, неоднократно формировавшихся на пролювиальных отложениях в периоды селевого затишья. При этом, по мнению И.В. Шибановой, нельзя исключать того, что отложения, в которых были обнаружены моллюски, накапливались в условиях временных водоемов. Кроме того, существует вероятность приноса раковин моллюсков в данное понижение вместе с глинкой тектонической со склонов во время дождей [Осипова, 2009]. Поскольку данные виды моллюсков являются широко распространенными в отложениях голоцена и характерны для современной малакофауны, можно утверждать, что формирование отложений того времени происходило при температурах близких к современным.

Для оценки селевой активности в голоцене использовали следующий подход. Условно приняли, что водосборные бассейны склоновых селей по своему морфологическому строению близки между собой. Отметки конусов выноса в местах исследований возвышаются над урезом р. Иркут от 12 до 26 м и располагаются на удалении около 100 м от уреза. Для характеристики степени селевой опасности принято использовать объем выноса твердой составляющей селя, что характеризует его мощность [Перов, 2012]. В нашем случае рассчитать объемы вынесенного материала невозможно, так как они неоднократно перекрывались пролювиальными отложениями. Поэтому из количественных характеристик селей мы взяли два показателя, а именно – мощность аккумулированных селевых отложений и их возраст, полученный радиоуглеродным методом по гумусовым горизонтам погребенных почв. Это позволило определить повторяемость (частоту схода) селей. Влекомые наносы, отложившиеся на конусах выноса, были условно разделены по мощности на три градации, соответствующие определенной активности селей (табл.).

Сопоставление мощности селевых отложений с их активностью

Градации мощности селевых отложений (м)	Селевая активность
Незначительная (до 1)	Низкая
Средняя (1-3)	Средняя
Большая (более 3)	Высокая

Согласно проведенным таким образом расчетам, на исследуемой территории выделяются следующие этапы селевой активности: высокая (начало голоцена – 10 тыс. кал. л. н.), средняя (3 тыс. кал. л. н. – современность) и низкая (интервал между 10 и 3 тыс. кал. л. н.) (рис.).

Аналогичные тенденции в смене циклов осадконакопления и почвообразования отмечены в Селенгинском среднегорье (Западное Забайкалье) и обусловлены понижением или повышением уровня увлажнения [Голубцов, 2015;Рыжов и др. 2016]. Подобные тенденции также отмечались и для Центрального Таджикистана, где селевая активность была на протяжении всего голоцена, при этом в раннем голоцене отмечалась ее возрастание, затем – уменьшение, и в конце позднего голоцена – снова увеличение [Кучай, Дьяконов, 1974].

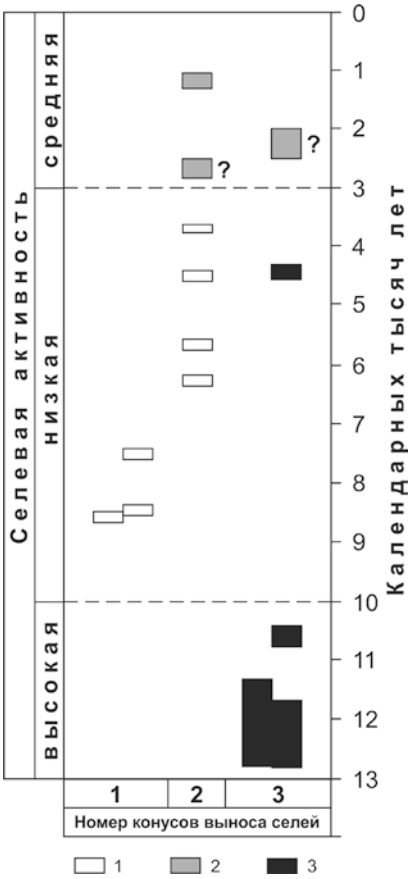


Схема корреляции радиоуглеродных (калиброванных) возрастов селевых событий.
Градации мощности селевых отложений: 1 – незначительная, 2 – средняя, 3 – большая. Вопросительный знак – предполагаемый возраст.

Использование количественных параметров, основными из которых являются мощность селевых отложений и радиоуглеродный возраст погребенных почв позволяет в достаточной степенью точности реконструировать палеоселевую обстановку за голоценовый период.

На исследованной территории в течение всего периода голоцена селевая активность сменялась селевым затишьем и образованием поверх пролювиальных толщ почв. По причине частого перекрытия их поверхности селевыми отложениями формирования полноразвитых почв с системой оформленных генетических горизонтов не успевало происходить. Поэтому, вскрытые разрезами погребенные почвы являются слаборазвитыми и представлены только гумусовыми горизонтами.

В голоцене выделено три этапа селевой активности: высокая – в начале периода, низкая – в середине и средняя – в конце. Мощность селевых конусов выноса увеличилась за это время до 11 м.

Предположительно, активизация селевой деятельности была связана с циркуляцией атмосферных осадков, что характерно в голоцене для больше части территории Северного полушария. Климатическая обстановка в начале голоцена была близка к современной, но количество осадков в тот период было выше чем сейчас.

Макаров С.А. Сели Прибайкалья. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.В. Сочавы СО РАН, 2012б. 111 с.

Кучай В.К., Дьяконов В.А. Палеосели и селевой прогноз // Советская геология, 1974, № 1. С. 113-120.

Бадинова В.П., Зубанов В.А., Ициксон Е.М., Руднев Ю.П. Радиоуглеродные датировки лаборатории ВСЕГЕИ (ЛГ). Список III. / Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1976, № 45. С. 154-167.

Matthews, J. A., Dahl, S.-O., Berrisford, M. S., Nesje, A., Dresser, P. Q., Dumayne-Peaty, L. A preliminary history of Holocene colluvial (debris-flow) activity, Leirdalen, Jotunheimen, Norway // Journal of Quaternary Science. – 1997, Vol. 12 , pp. 117–129.

Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С.40-56.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. – М.: Наука, 1974. – 359 с.

Солоненко В.П. Сейсмогеология и сейсмическое районирование трассы БАМ и зоны ее экономического влияния. Новосибирск: Наука, 1979. 70 с.

Сачкова Ю.В. Фауна и экология наземных моллюсков (Gastropoda, pulmonata) лесостепного Поволжья: Автореф. дис. … канд. биол. наук. М.: Самарский государственный университет, 2006. 20 с.

Осипова Е.М. Характеристика поздненеолейстоцен-голоценовых моллюсков Южноуральского региона // Геологический сборник № 8. Информационные материалы. Институт геологии УНЦ РАН. Уфа, Издательство «Дизайн Полиграф Сервис», 2009. С. 49-53.

Арсентьев В.П. Карта полезный ископаемых. М 1:200 000. Серия Восточно-Саянская. М-47-V. 1959. – 1 л.

Перов В.Ф. Селеведение. Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ, 2012. 272 с.

Голубцов В.А. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене // Автореф. дис. … канд. геогр. наук. М.: Московский государственный универсистет, 2015. 26 с.

Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В., Снытко В.А. Новые данные об осадконакоплении и почвообразовании в Селенгинском среднегорье (Западное Забайкалье) в позднеледниковье и голоцене // Доклады Академии наук, 2016, том 467, № 4. С. 468-472.

МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫЙ ПОДХОД ПРИ ИЗУЧЕНИИ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ

МАКАРОВ С.А.[1], ЧЕРКАШИНА А.А.[1], АТУТОВА Ж.В.[1], БАРДАШ А.В.[1],
ВОРОПАЙ Н.Н.[1], КИЧИГИНА Н.В.[1], МУТИН Б.Ф.[1], ОСИПОВА О.П.[1], УХОВА Н.Н.[2]
[1]*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, makarov@irigs.irk.ru*
[2]*Институт земной коры СО РАН, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова 128*

INTERDISCIPLINARY APPROACH IN STUDY OF DEBRIS FLOWS

MAKAROV S.A.[1], CHERKASHINA A.A.[1], ATUTOVA ZH.V.[1], BARDASH A.V.[1],
VOROPAI N.N.[1], KICHIGINA N.V.[1], MUTIN B.F.[1], OSIPOVA O.P.[1], UKHOVA N.N.[2]
[1]*V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences (IG SB RAS), 664033, Irkutsk, Ulan-Bator str., 1, Russia, makarov@irigs.irk.ru*
[2]*Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033 Irkutsk, of street Lermontov 128*

Свыше сорока лет в Байкальской горной территории не проходили селевые потоки. Днища и склоны долин рек, где сохранялись следы селевых процессов, поросли древесно-кустарниковой растительностью. Было высказано предположение, что селевые процессы после длительного затишья, возможно, будут развиваться по другим сценариям, когда в твердую фазу селя вовлекается большой объем древесно-кустарниковой растительности [Макаров, 2012]. Катастрофические селевые события, произошедшие 28 июня 2014 г в пос. Аршан Тункинского района Республики Бурятия подтвердили наши предположения [Макаров и др., 2014].

Одним из признаков нового этапа возникновения селей служит оценка современной циркуляции атмосферы Северного полушария на протяжении последнего десятилетия, которая в большинстве случаев приобретает черты переходного периода – рост продолжительности меридиональных южных процессов сменился ростом меридиональных северных. Существенное преобладание меридиональных процессов над зональными привело к необычной структуре циркуляции атмосферы в XXI веке. Сложившийся характер атмосферной циркуляции способствует дальнейшему развитию положительной тенденции экстремумов различных метеорологических показателей. При дальнейшем увеличении продолжительности меридиональной северной циркуляции может увеличиться количество ливневых селей, как это было в 1960-1970 годы.

Главная причина формирования селей – осадки, в большинстве случаев, ливневого характера. Возникают они благодаря различным метеорологическим условиям, которые условно можно подразделить на такие группы:

1. Большая конвективная неустойчивость в атмосфере, характеризующаяся вертикальными градиентами температуры значительно больше влажнодиабатических;

- наличие достаточно большого влагосодержания воздуха при высокой температуре воздуха до 25-30 °С и более;

- значительные контрасты температуры между теплым и холодным воздухом у земли до 10 °С и более, на уровне 850гПа – 7-13°С/500-700км и более.

2. Наличие сильного ветра или струйного течения на уровне 500 гПа.

3. Малоподвижный холодный фронт с волновыми возмущениями и мезоциклонами, быстро перемещающимися с юга, юго-запада или юго-востока вдоль фронта.

4. Фронт окклюзии, особенно его участок, вблизи точки окклюзии. Быстрое перемещение холодного фронта с запада на восток.

5. Наличие размытой ложбины у земли в сочетании с высотной малоградиентной ложбиной.

Следует заметить, что количество метеостанций явно недостаточно для разработки прогноза селевой активности в Байкальской горной территории. Так в высокогорье располагается всего одна метеостанция – Хамар-Дабан. При этом, совершенно очевидно, что в условиях периодического селепроявления иметь только одну метеостанцию на десятки населенных пунктов является недопустимым, поскольку без их участия невозможно создать службу оповещения о стихийном бедствии. Кроме того, пример последних селевых событий (2014 г.) в п. Аршан показал, что катастрофические селевые потоки могут иметь точечный охват и метеостанции с малой долей вероятности могут зафиксировать параметры ливневых осадков. Исходя из сложившейся ситуации необходимо оборудовать систему автоматических метео- и гидрологических наблюдений, в том числе открыть гидрометеорологические посты, с автоматизированным приборным комплексом на селевых реках,

оборудованных системой оповещения по GSM каналу и отслеживающий атмосферные осадки и колебания уровня воды. Это положение необходимо законодательно закрепить в нормативных актах Российской Федерации. Для селеопасных территорий необходимо создание ГИС опасности наводнений и селей, для визуализации разнообразной тематической информации о характеристиках и критериях наводнений и селей на фоне электронных карт-основ.

Анализ последствий селевых событий, произошедших в пос. Аршан (Тункинский район Республики Бурятия) 28 июня 2014 г., показывает, что для проведения их комплексной оценки возникает необходимость использования междисциплинарного подхода. Это обусловлено тем, что активизация экзогенных процессов, вызванная селевой активностью, как нельзя лучше подтверждает взаимосвязь катастрофических природных явлений и динамики ландшафтов. Вблизи поселка селевые потоки являются своеобразным звеном в пространственно-временной динамике геосистем, усиливая полиструктурность и метахронность ландшафтной структуры. Отмеченные нами изменения, выявленные при исследовании ландшафтной структуры Тункинской котловины и ее горного обрамления, имеют долговременный характер функционирования. В этой связи, помимо классических гидрологических, климатических, инженерно-геологических методов исследования комплексный подход должен включать покомпонентное изучение ландшафтов (почв, растительности, мезофауны и др.).

На примере указанного селевого события рассмотрим роль селевого фактора в преобразовании ландшафта.

В течение нескольких часов в результате прохождения селевых потоков 28 июня 2014 г. произошло массовое уничтожение и повреждение растительного покрова в пределах предгорной наклонной равнины, примыкающей к хр. Тункинские гольцы. Тогда по долинам рек и ручьев на склонах хр. Тункинские Гольцы в процессе врезания русла в рыхлые отложения и вовлечения их в движение древесная растительность на своем пути перемалывалась каменным материалом и входила в состав селевой массы. На своем пути движения грязекаменные отложения подминали под себя деревья, сформировав что-то наподобие «деревянной мостовой» (рис. 1). По периметру грязекаменных селей проносились потоки воды, которые несли на поверхности вывороченные деревья. Они оставляли массовые сбитости на стоящих вдоль русла стволах деревьев на высоте уровня воды (рис. 2). Катившиеся по дну потока валуны при ударе в комельную часть дерева оставляли сбитости или срывали кору. Особенно сильные повреждения наносились березам, кора которых одним ударом валуна снималась на высоту до 2-х метров. Мелкий влекомый материал сдирал кору с лежащих деревьев. По периметру грязекаменных потоков вывороченные стволы деревьев образовали «древесную ограду», а иногда «древесно-каменную», в ряде случаев труднопроходимую.

Рис. 1. Фронтальная часть грязекаменного селевого потока с погребенными деревьями. Окрестности детской клинической больницы "Сагаан Дали" (51°54'29.5", 102°26'50.1", WGS-84). Фото 18 августа 2014 г.

Рис. 2. Повреждения стволов лиственниц от проносящихся в потоке воды деревьев. Селевое русло р. Первая Шихтолайка (51°54'55.6", 102°27'37.2").

По долине р. Кынгарга боковая и донная эрозии вызвали разрушение берегов. Корневая система деревьев размывалась, и потоки воды вовлекли их в движение. В связи с этим во многих местах были образованы завалы, состоящие из древесных пород.

Случившаяся катастрофа повлияла и на животный мир окрестностей пос. Аршан, главным образом на мезофауну. При прохождении селевых потоков на значительной площади отложился селевой материал, вследствие чего погребенными оказались территории распространения некоторых семейств насекомых. Например – муравьев. Там, где аккумулировались песчаные наносы, муравейники начали восстанавливаться через несколько дней после прохождения селей (рис. 3). В местах, где отложились супеси и суглинки, муравьи не смогли проделать ходы даже через маломощный слой наносов. Тем не менее, спустя полтора месяца при вскрытии погребенного муравейника насекомые оставались живыми. Несомненно, сейчас будет происходить процесс восстановления мезофауны и, вероятно, возникнет иное сообщество насекомых.

Рис. 3. Восстановление муравейника. Район детской клинической больницы "Сагаан Дали" Фото 9 июля 2014 г. (51˚54'29.0", 102˚26'45.2").

Почвенный покров, находящийся в зоне влияния селевых потоков, подвергся практически полному уничтожению. В верхней части селевых конусов выноса произошло перекрытие почвенного покрова мощным слоем валунно-галечниковых отложений. Ниже по рельефу наблюдалось размывание почвенных горизонтов и вовлечение их в потоки взвешенных веществ, двигающихся к нижней части предгорной равнины, где они образовали на поверхности почвенно-растительного покрова мощные, достигающие 2-х метров, толщи наносов.

Для выявления степени трансформации ландшафтов в результате селевого фактора, а также особенностей протекания восстановительных процессов в их компонентах необходимо мониторинговое наблюдение. Целесообразность изучения собственно селевых геосистем также связана с рисками активизации опасных экзогенных процессов, которым благоприятствует уничтожение почвенно-растительного покрова, увеличение площади незадернованных склонов, сложенных рыхлыми и крупноглыбовыми отложениями.

Актуальными задачами на данный момент остаются разработка прогнозных оценок схода селевых потоков, сценарии их прохождения и возможные последствия. В этой связи на территории Южного Прибайкалья имеет смысл проведение крупномасштабных исследований, в частности современного состояния растительности в речных долинах с целью прогнозной оценки её вклада в твердую фазу селей.

Опыт, полученный при исследовании участков, подвергшихся селевым событиям, должен умело использоваться для создания упреждающих мероприятий на территориях, которые могут быть подвержены их влиянию в будущем. Например, события в пос. Аршан в 2014 г. показали, что взвешенные песчаные наносы способны в короткое время аккумулироваться в водоотводном канале (рис. 4). Этот вывод можно перенести и на г. Байкальск, где дополнительные перехватывающие водоотводные канавы также подвергнутся этой участи (рис. 5). При будущем прохождении селя произойдет затопления жилого района вдоль оз. Байкал, как это было здесь в 1971 г. В этой связи для г. Байкальска уже сейчас необходимо разрабатывать возможные сценарии прохождения селей и прогнозировать возможные последствия.

Следует отметить, что одним из неразработанных вопросов на данный момент является социально-экономическая оценка последствий прохождения селей. На территории Прибайкалья с историей прохождения селей незнакомы даже представители органов исполнительной власти. Это в частности стало причиной того, что после селевой катастрофы в пос. Аршан (28 июня 2014 г.) имели место многочисленные, ни на чем не основанные панические слухи, созданные, в том числе, средствами массовой информации. В свете таких событий местные жители весьма пессимистично относились к начавшемуся курортному сезону. Исходя из вышесказанного, необходима разработка концепции просвещения населения о селевых потоках до их возможного прохождения, поведения населения в процессе катастрофы и возможных последствий. Такие документы должны быть созданы для каждого населенного пункта, где возможно формирование и прохождение селей.

Рис. 4. Занесенный песком водоотводной канал на пересечении с ул. Трактовая. Фото 29 июня 2014 г. Время 10 час 23 мин. (51°54'23.6", 102°26'24.2").

Рис. 5. Река Харлахта ниже автодорожного моста в районе г. Байкальска. Слева перехватывающая водоотводная канава. Фото 27 июня 2013 г. (51°31'23.6", 104°08'31.6").

Макаров С.А. Сели Прибайкалья. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.В. Сочавы СО РАН, 2012. – 111 с.

Макаров С.А., Черкашина А.А., Атутова Ж.В., Бардаш А.В., Воропай Н.Н., Кичигина Н.В., Мутин Б.Ф., Осипова О.П., Ухова Н.Н. Катастрофические селевые потоки, произошедшие в поселке Аршан Тункинского района Республики Бурятия 28 июня 2014 г. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. – 111 с.

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЛЕЙ В ПРИБАЙКАЛЬЕ В СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД

МАЛЬНЕВА И.В.[1], КОНОНОВА Н.К.[2], КРЕСТИН Б.М.[3]
[1]*ВСЕГИНГЕО, Московская область, Россия, malnir@mail.ru*
[2] *Институт географии РАН, Москва, Россия, NinaKononova@yandex.ru*
[3] *ФГУП ВСЕГИНГЕО, Московская область, Россия, krebor@rambler.ru*

EVALUATION OF MUDFLOW DANGERS IN THE BAIKAL REGION DURING CONTEMPORARY PERIOD

MALNEVA I.V.[1], KONONOVA N.K. [2], KRESTIN B.M.[3]
[1]*All-Russian Research Institute for Hydrogeology & Engineering Geology (VSEGINGEO), Moscow Region, Russia, malnir@mail.ru*
[2]*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, NinaKononova@yandex.ru*
[3]*All-Russian Research Institute for Hydrogeology & Engineering Geology (VSEGINGEO), Moscow Region, Russia, krebor@rambler.ru*

В последние десятилетия значительно увеличилось количество природных катастроф на Земле. Большое влияние на развитие природных катастроф оказывают, прежде всего, глобальные климатические изменения. Вторым глобальным процессом, обуславливающим рост природных катастроф, следует считать техногенез, развитие которого неизбежно сопровождается ростом воздействия на окружающую среду и нарушением ее устойчивости, что также приводит к развитию опасных процессов [Осипов, 2015].

В настоящее время внимание многих исследователей привлекает вероятность возникновения природных катастроф на территории Прибайкалья в связи с активизацией селей, прежде всего, на юге региона. Здесь в узкой прибрежной полосе оз. Байкал на конусах выноса расположены и продолжают активно развиваться города Слюдянка, Байкальск и другие населенные пункты. Здесь же, в зонах повышенной селевой опасности и риска, проходят важные для России и стран Тихоокеанского региона железная и шоссейная дороги, линии электропередачи и связи [Макаров, 2012].

Учитывая опасность развития селей во взаимодействии с другими экзогенными геологическими процессами, по заданию Минприроды России во ВСЕГИНГЕО в 2006 г. были составлены долговременные прогнозы селей для территории Прибайкалья и составлены карты опасности в масштабе 1:500000 и 1:2500000. Эти карты впоследствии уточнялись и результаты работы были отражены на «***Карте оценки интенсивности проявления современных геологических процессов и геологических опасностей освоения территории масштаба 1:2 5 000000»,*** где оценка опасности селей дается совместно с другими экзогенными геологическими процессами, рассматриваются парагенетические комплексы различных процессов (рис.) [Круподеров и др., 2011].

Основными характеристиками, по которым оценивается опасность селей, являются интенсивность развития процесса на данной территории, объемы единовременных выносов, расходы и скорости движения селевых потоков, а также активность их проявления.

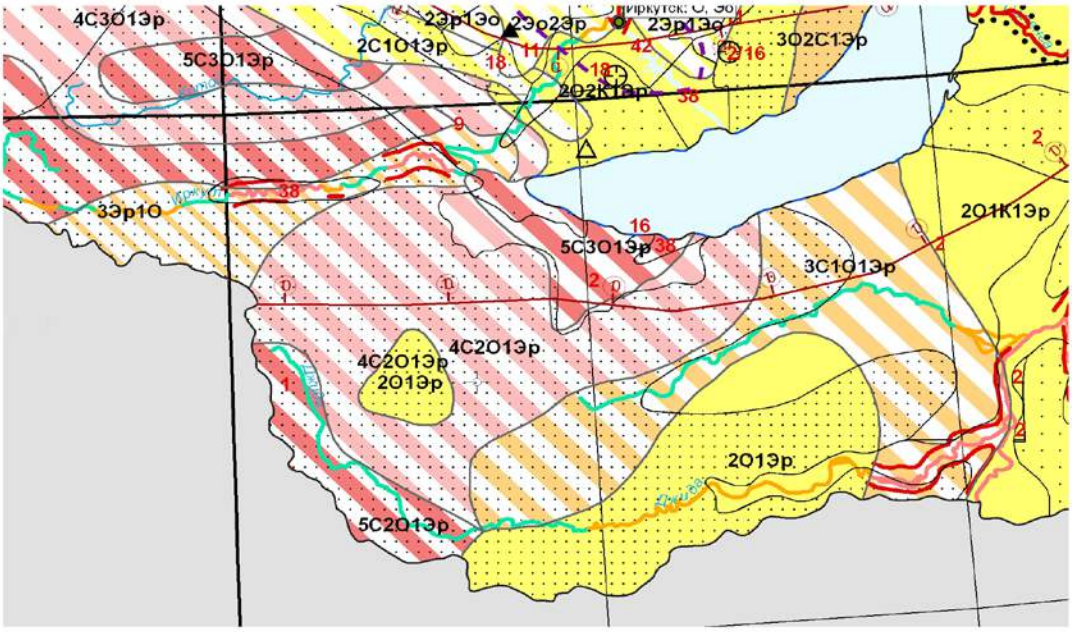
Под активностью селей понимается частота проявления селей или продолжительность межселевого периода.

Интенсивность может быть принята за постоянную величину, практически не изменяющуюся во времени, в то время как активность селей изменяется во времени и испытывает циклические колебания различной продолжительности в зависимости от факторов, обуславливающих развитие селей [Природные опасности .., 2002].

Именно активность селей находится в непосредственной зависимости от погодных экстремумов и именно от нее зависит опасность селей в конкретном бассейне или регионе в современную эпоху.

Учитывая недостаточную информацию о проявлении селей, оценка их активности в 2006 году для Прибайкалья давалась на основании экстраполяции многолетней тенденции быстроизменяющихся факторов, определяющих их формирование: температуры воздуха, количества и режима осадков, а также характера погоды, который обеспечивается при определенном режиме этих факторов. Соответствующий режим характерен при преобладании в атмосферной циркуляции северного полушария тех или иных элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ по типизации атмосферной циркуляции Б.Л. Дзердзеевского). В основу использованной типизации положено

направление и количество блокирующих процессов и выходов южных циклонов на всем Северном полушарии [Кононова, 2009, 2015]. Типу погоды при определенном ЭЦМ соответствует определенный режим и степень увлажнения территории, температурный режим. Наиболее опасны ЭЦМ, при которых наблюдаются выходы южных циклонов, приносящих на территорию Прибайкалья ливни и потепление (13л, 7ал, 2а, 12а, 9а) [Мальнева, Кононова, 2012]. Степень опасности тех или иных ЭЦМ позволил установить анализ всех известных случаев формирования селей на территории особенно опасного в настоящее время Южного Прибайкалья.



Фрагмент карты оценки интенсивности проявления современных геологических процессов и геологических опасностей освоения территории Российской Федерации для южного Прибайкалья

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Степень интенсивности проявления ЭГП

Пораженность территорий отдельными видами ЭГП от 5 до 25%

Пораженность территорий отдельными видами ЭГП более 25%

Категории оценки степени опасности

отсутствие опасности;

1 – незначительно опасная;

2 – малоопасная;

3 – умеренно опасная;

4 – весьма опасная

5 – чрезвычайно опасная.

а) б) в) Территории с преобладанием опасности оползневой (а), селевой (б), эрозионной (в). Окраска - в соответствии с категорией наибольшей степени опасности

5С2О1Эр Формула опасности проявлений процессов в пределах районов с различными типами сочетания опасностей селей (С), оползней (О), эрозии овражной (Эо), эрозии речной (Эр)

Фрагмент карты оценки интенсивности проявления современных геологических процессов и геологических опасностей освоения территории для южного Прибайкалья.

В пределах Южного и юго-западного Прибайкалья сели сходят, в основном, в июле при значительных суточных осадках (50–100 мм в сутки и более) на фоне многодневных затяжных дождей. После 60-х годов XX в. сели формировались чаще при погоде, свойственной ЭЦМ 13л, с ним связаны наиболее значительные сели. Так катастрофический сель на р. Слюдянке в 1971 г. прошел в июле, когда не только в день прохождения селя, но и в течение всего месяца господствовал ЭЦМ 13л. Год был теплым, весна ранняя. В 1960 году сели также связаны с обильными дождями в июле, которые шли в течение трех суток, но весна в этом году началась поздно и была дружной. Период снеготаяния был очень коротким.

При прогнозной оценке активности селей учитывались результаты экстраполяции временных рядов процессоопасных ЭЦМ и основных метеорологических факторов формирования селей – температуры воздуха и атмосферных осадков. Хотя прогнозная оценка некоторых факторов оправдалась (температуры воздуха, ппроцессоопасных ЭЦМ), в целом прогноз селей не оправдался. С 1971 года значительных селей не наблюдалось. За этот период в руслах селеактивных и неселеактивных рек, на склонах гор скопилось достаточное количество рыхлообломочного материала для формирования твердой составляющей селей. На отдельных участках рек образовались древесно-каменные заторы, прорыв которых может спровоцировать в одном случае начало формирования селей, а в другом – увеличение их твердой составляющей [Макаров, 2012].

Летом 2014 года характер погоды на территории Восточной Сибири также представлял большую опасность. В отличие от европейской территории России, в Сибири сохранялась сильная жара. Среднесуточная температура воздуха на 4-6, а в северных районах на 8-10 градусов превышала климатическую норму. В конце июня сохранялась аномально жаркая погода. На фоне жаркой погоды происходило формирование мощной облачности вертикального развития. Как правило, с такими процессами связаны ливневые дожди с грозами и порывистым ветром, иногда отмечается выпадение града. Метеостанции Иркутской области зафиксировали в эти дни от 2 до 18 мм осадков, отмечалась гроза. Наряду со сложными орографическими условиями это привело к резкому подъему уровня воды в реках (meteonovosti.ru).

28 июня 2014 г. в западном Прибайкалье вышедшая из берегов река Кынгырга затопила курортный посёлок Аршан Тункинского района в Бурятии. Селевой поток практически снес ряд строений. Размыло все дороги, снесены мосты. Мощный поток грязи закрыл весь посёлок, затопив улицы и дороги. Обильные осадки наложились, по-видимому, на интенсивное снеготаяние, что способствовало формированию мощного селевого потока [Катастрофические селевые потоки…, 2014].

Анализ синоптической обстановки в день прохождения селя и накануне позволяет отметить, что характер погоды соответствовал отмеченному выше как наиболее селеопасному ЭЦМ 13л, причем в его классическом варианте. На полюсе давление было очень низкое (995 гПа), вся Евразия была занята циклонами. На сайте meteonovosti.ru отмечено, что перед этим была сильная жара. Когда пришёл циклон (наверное, с северо-запада) и холодный воздух встретился с жарким, фронты обострились, и выпало очень много осадков, особенно в горах, что не зафиксировано имеющимися метеостанциями. Эта ситуация и привела к формированию селевого потока. Определенную роль сыграли и особенности рельефа в пос. Аршан. Его положение в долине, в которую со всех сторон стекаются небольшие водотоки, русла которых завалены древесными остатками и твердыми бытовыми отходами, способствовало увеличению объема выносимого материала. При этом катастрофу в с. Аршан в некоторой степени можно сравнить с катастрофой в г. Крымск на Северном Кавказе в 2012 г. Следует отметить, что последнее наводнение такого масштаба в Аршане наблюдалось в 1971 г.у при сходной синоптической ситуации.

Экстраполяция значений средней годовой температуры воздуха по данным ГМО Иркутск, Хамар-дабан в настоящее время позволяет отметить сохранение тенденции повышения температуры воздуха, особенно в двадцатые годы XXI века. Возможно, существует опасность активизации селей в ближайшее время на значительной территории Прибайкалья. Увеличению активности селей может при повышении температуры воздуха способствовать как состояние островной мерзлоты на территории Южного Прибайкалья, так и сплошной мерзлоты в северных районах.

Активность селей в XX1 веке, помимо влияния климатических факторов, в отличие от XX века, намного больше и чаще бывает обусловлена техногенным фактором [Мальнева, Кононова, 2012]. Наиболее сильная активизация происходит при совместном влиянии природных и техногенных факторов. При этом возможно возникновение экологических катастроф.

Особенностью исследуемой территории в начале XXI века является резкое возрастание техногенных нагрузок. В настоящее время увеличилось количество вредных отходов на различных промышленных предприятиях, которые могут быть вовлечены в селевой процесс. По предположению ученых, мощные селевые потоки горного хребта Хамар-Дабан на юге Байкала могут в бижайшие годы смыть в озеро отходы Байкальского ЦБК, что приведет к крупнейшей экологической катастрофе на озере, селевые потоки могут повредить шламонакопители комбината. Возможно как активное развитие собственно техногенных проявлений ЭГП, так и парагенезов техногенных и ассоциированных с ними природных проявлений. Своеобразие смешанных проявлений заключается в том, что вследствие широкого развития выветрелых и интенсивно тектонически нарушенных пород весьма малой механической прочности в процесс, начинающийся в техногенно нарушенных грунтах, вовлекается значительное количество грунтов, находящихся в естественном залегании. В результате объемы последних зачастую существенно превышают объемы техногенных грунтов, инициировавших данное проявление. Особенно это относится к селям и ассоциированным с ними эрозионным процессам [Крестин, Мальнева, 2015]. Активность техногенно-обусловленных ЭГП минимум на порядок превышает активность аналогичных процессов в естественном состоянии.

На основании проведенных исследований и различных публикаций по данному вопросу следует отметить, что в ближайшие годы сохранится экстремальное состояние климатической системы, которое наблюдается в последнее десятилетие [Кононова, 2015]. Экстремальным ростом макроциркуляционных процессов, при которых наблюдается выход южных циклонов на территорию Прибайкалья, обусловлено, что с 80 – х годов XX века на данной территории наблюдался самый значительный на территории России рост температуры воздуха, в основном, за счет летних температур. С 1999 г. рост продолжительности южных циклонов сменяется увеличением суммарной годовой продолжительности блокирующих процессов и длительного существования устойчивых антициклонов на континентах зимой и летом. Главной особенностью погоды будет ее неустойчивость, возможны экстремальные засухи и наводнения. Увеличение суммарной годовой продолжительности макроциркуляционных процессов, обеспечивающих межширотный обмен воздушных масс, приводит к возрастанию экстремальных осадков в разных секторах Северного полушария, в том числе и на территории России, что в свою очередь ведет к росту наводнений и опасных экзогенных процессов.

На основе имеющегося материала и сложившейся на данный период времени синоптической обстановки, территорию южной оконечности оз. Байкал следует отнести к критически опасной [Макаров, 2012]. Учитывая высокую пораженность территории селями и другими экзогенными процессами, взаимодействие природных и техногенных факторов может привести к экологической катастрофе. Особое внимание следует обратить на защиту от опасных загрязнителей Байкальского целлюлознобумажного комбината, которые могут попасть в озеро в результате сильного землетрясения и активизации селей.

Для контроля опасной ситуации необходимо увеличить количество метеостанций в горных районах, обеспечить систематическое ведение мониторинга селей в селеопасных районах.

Катастрофические селевые потоки, произошедшие в поселке Аршан Тункинского района Республики Бурятия 28 июня 2014 г. / С.А. Макаров, А.А. Черкашина, Ж.В. Атутова и др. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2014. – 111 с.

Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому / отв. ред. А.Б. Шмакин; Рос. акад. наук, Ин-т географии. – М.: Воентехиниздат, 2009. – 372 с.

Кононова Н.К. Изменения циркуляции атмосферы Северного полушария в XX – XXI столетиях и их последствия для климата // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. – № 1. – С. 127 – 156.

Крестин Б.М., Мальнева И.В. Активность оползневого и селевого процессов на территории Большого Сочи и ее изменения в начале XXI века // Геоэкология. – 2015. – Вып. 1. – С. 21 – 29.

Круподеров В.С., Крестин Б.М., Мальнева И.В., Дьяконова В.И. Карта геологических опасностей России масштаба 1 : 2 500 000 // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 9. – С. 49 – 52.

Макаров С.А. Сели Прибайкалья. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. – 111 с.

Мальнева И.В., Кононова Н.К. Активность селей на территории России и ближнего зарубежья в XXI веке // ГеоРиск. – 2012. – № 4. – С. 48 – 54.

Осипов В.И. Природные катастрофы: анализ развития и пути минимизации последствий // Науч.-практ. журн. « Проблемы анализа риска». – 2015. – Т. 12. – С. 84 – 93.

Природные опасности России. В 6 т. Т. 3. Экзогенные геологические опасности / под ред. В.М. Кутепова и А.И. Шеко. – М.: «КРУК», 2002.

ОСОБЕННОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕЙ В ПРИЭЛЬБРУСЬЕ В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

МАЛЬНЕВА И.В.[1], ХАДЖИЕВ М.М.[2]
[1]*ВСЕГИНГЕО, Московская область, Россия, malnir@mail.ru*
[2] *Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия, rcnkbr@mail.ru*

SPECIFIC FEATURES OF WEATHER CONDITIONS FOR MUDFLOW FORMATION AT ELBURS MOUNTAINSIN THE BEGINNING OF THE XXI CENTURY

MALNEVA I.V.[1], KHADZHIEV M. M.[2],
[1]*All-Russian Research Institute for Hydrogeology & Engineering Geology (VSEGINGEO), Moscow Region, Russia,malnir@mail.ru*
[2]*High-Mountain Geophysical Institute (HMGI), Nalchik, Russia, rcnkbr@mail.ru*

В начале XXI века характер селевой деятельности в Приэльбрусье существенно изменился. За прошедшие годы селевая опасность на данной территории была невелика. Вместе с тем, авторами неоднократно указывалось на высокую вероятность повторения селевой катастрофы в Приэльбрусье [Мальнева, Кононова, 2001, 2011, 2012]. Однако, после 2000 года не было ни одного селя мощностью более 1 млн м^3 и даже 500000 м^3 достиг лишь сель 2011 года, прошедший по р. Герхожансу. Также следует отметить селеподобный паводок на р. Гижгит в 2005 году (800000 м^3). В начале XXI в. в Приэльбрусье зафиксировано 28 селей. Кроме типично гляциального селя в бассейне р. Бирджалысу в 2006 г. практически все сели имели дождевой или смешанный генезис. Возможно, не все случаи прохождения селей были зафиксированы, так как после 2000 года мониторинг селей проводился значительно хуже, чем раньше.

При оценке селевой деятельности использованы данные метеорологических наблюдений метеостанции Терскол. Оперативные метеорологические данные по метеостанции Терскол получены от Северо-Кавказской военизированной службы по активному воздействию на метеорологические и другие геофизические процессы. Использованы результаты анализа многолетнего режима атмосферной циркуляции, определяющей селеопасную погоду на данной территории (ЭЦМ по типизации Б.Л. Дзердзеевского) [Кононова, 2009, 2015], а также опубликованные и фондовые материалы различных специалистов: МГУ, ВГИ и др. Имеющиеся материалы позволяют сопоставить активность селей в конце XX века, анализ которой подробно представлен в работе И.Б. Сейновой [Сейнова, Золотарев, 2001], и в начале XXI века. Отмечено, что с 1951 г. (начало наблюдений на метеостанции Терскол) по 1999 год в Бассейне р. Баксан зафиксировано 33 события схода селей – от единичных и локальных до массовых катастрофических. Наибольшую опасность представляли селевые потоки 1953, 1962, 1977, 1983, 2000 гг., имевшие мощность более 1 млн м^3.

Гидрометеорологические факторы формирования седей в начале XXI в. характеризуются большой изменчивостью. К ним относятся температура воздуха, атмосферные осадки и др., а также общий характер погоды, которая в конкретном районе определяется особенностями циркуляции атмосферы и количественно выражается числом дней с различными элементарными циркуляционными механизмами (ЭЦМ) [Мальнева, Кононова, 2012]. Воздействие этих факторов определяет условия формирования как твердой, так и жидкой составляющей селевых потоков. При этом термовлажностный режим территории характеризуют, прежде всего, показатели степени и режима увлажнения – количество осадков, их вид, фазовое состояние, а также количество поступающего тепла – средняя температура воздуха за различные интервалы времени и т. д. Кроме того, следует иметь в виду, что динамика селевой активности в Приэльбрусье тесно связана с динамикой горного оледенения и рассматривается в перспективе на ближайшие десятилетия на фоне начавшейся в прошлом веке длительной стадии деградации оледенения на Кавказе.

Для оценки метеорологических условий формирования селей проведен анализ многолетнего режима различных показателей метеорологических факторов (средней температуры воздуха за год, за теплый и холодный периоды года, за селеопасный период). Также учитывался весенний период, когда в высокогорье накапливается особенно большое количество снега перед началом периода снеготаяния (март – апрель). Проводился анализ различных показателей увлажненности территории: количества осадков за год, за теплый и холодный периоды года, за период, предшествовавший снеготаянию. Данные метеорологических наблюдений метеостанции Терскол

сопоставлялись с аналогичными данными метеостанции Нальчик, наблюдения на которой велись с 1923 года.

В конце 50-х годов, как и в настоящее время, средняя годовая температура воздуха была выше среднего многолетнего значения (рис. 1). Затем наступил период более низкой температуры воздуха, который продолжался до начала XXI века. В 2010 и в 2013 годах средняя годовая температура воздуха имела обеспеченность 10 %. В Нальчике тенденция повышения температуры с 50-х годов прошлого века сохраняется до настоящего времени с некоторым понижением температуры в 70 – 80 годы.

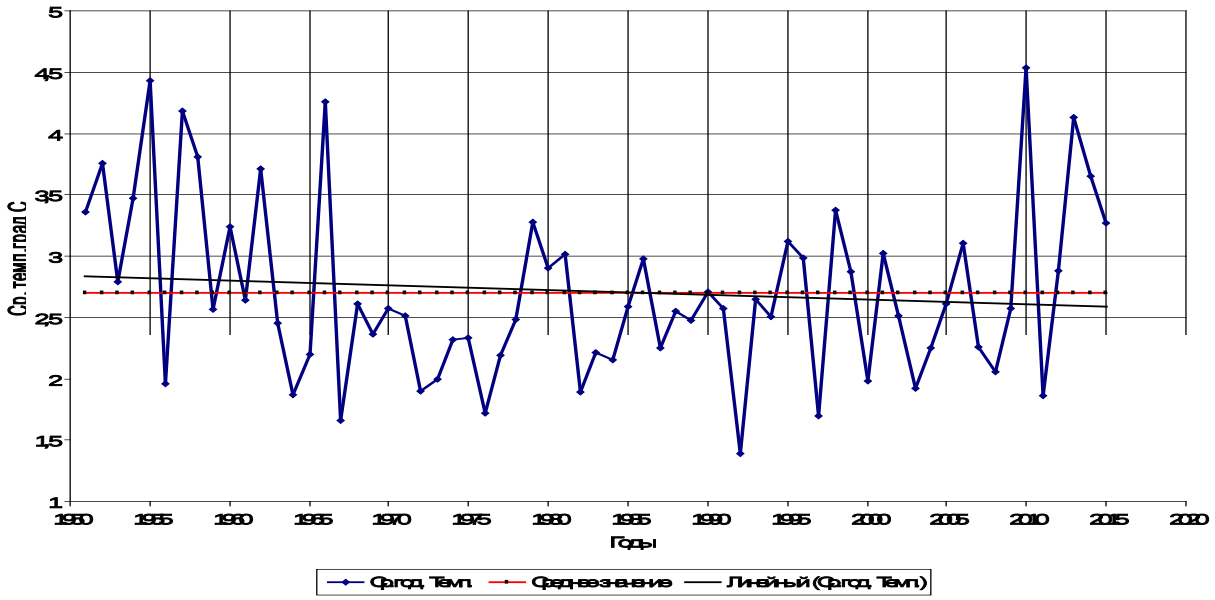


Рис. 1. Многолетний ход средней годовой температуры воздуха, ГМС Терскол.

Для оценки селевой деятельности в Приэльбрусье имеет значение тенденция изменения температуры воздуха за селеопасный период, особенно опасный для гляциальных селей (июнь – август). С конца 90-х годов значения этого показателя превышали норму практически ежегодно (рис. 2). Увеличение летних температур неизбежно ведет к усилению вытаивания мерзлоты и мертвых льдов, развитию криогенных процессов в верховьях рек, нарушению равновесия ледниково-моренных комплексов.

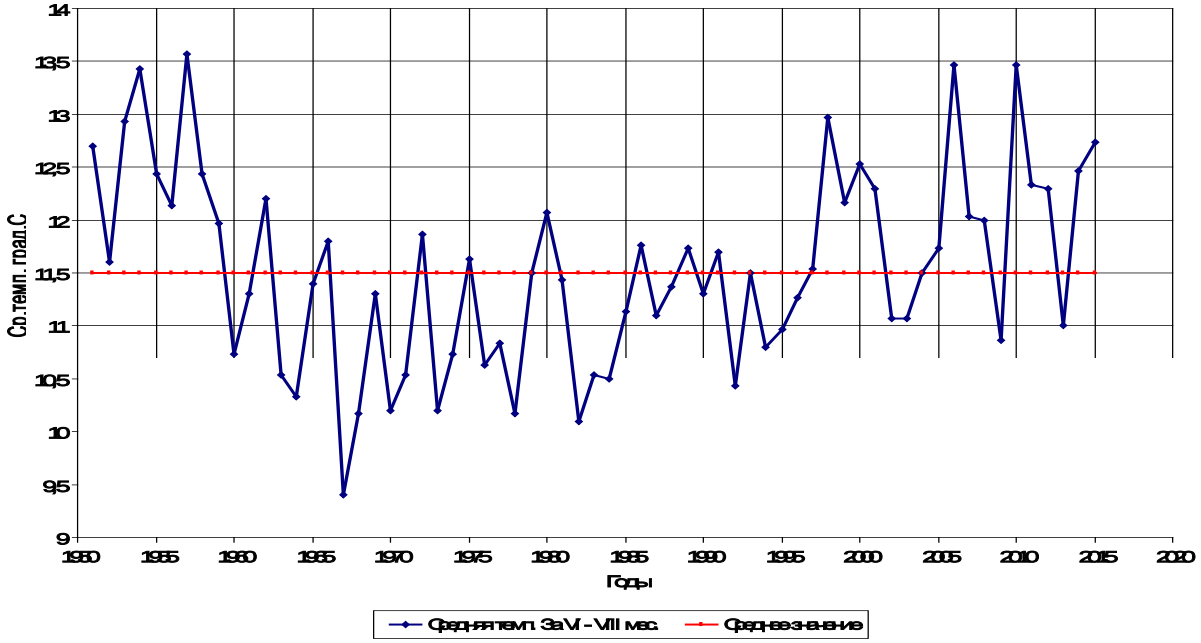


Рис. 2. Многолетний ход средней температуры воздуха за июнь – август, Терскол

В отличие от многолетнего хода температуры воздуха, по данным ГМС Терскол отмечается увеличение количества осадков с конца 80-х годов до 2010 года. Особенно выделяется период с 2002 по 2007 год. За холодный период года этот период повышения увлажнения также проявляется, а за селеопасный период, наоборот, отмечается тенденция понижения количества осадков.

Большое значение для формирования селей имеет режим метеорологических показателей после окончания селеопасного периода в предыдущем году и до начала этого периода в следующем году. Средняя температура воздуха изменяется примерно одинаково во все годы. Роль осадков холодного периода года достаточно велика.

В результате следует отметить, что вследствие тенденции повышения температуры воздуха в начале XXI века были созданы условия для повышения снеговой линии на ледниках, изменения условий абляции.

В последние годы наблюдается особенно интенсивное таяние ледников. Снеговая линия поднялась значительно выше. Освободились значительные территории, свободные ото льда, но входящие в ледниково-моренный комплекс. В связи с интенсивной деградацией ледников помимо всего прочего исчезли моренные озера. Так существенные изменения произошли в верховьях Каяартысу. Ледник отступил на 700-800 м. Зандры все остались далеко от края ледника.

Одной из наиболее важных причин природных катастроф является погода, определяющая режим и степень увлажнения территории и изменчивость температуры воздуха**.** Как отмечено нами во многих публикациях, [Мальнева, Кононова, 2001, 2011, 2012] большое значение для количественной оценки характера погоды при оценке активности селей и других опасных природных процессов имеет характер циркуляции атмосферы. Для его оценки использована типизация атмосферной циркуляции, разработанная Б.Л. Дзердзеевским и др. [Кононова, 2009, 2015] по которой все многообразие циркуляционных процессов выражается 41 элементарным циркуляционным механизмом (ЭЦМ). В эрозионных очагах это ЭЦМ, погода при которых обеспечивает интенсивное разрушение пород вследствие частой смены их увлажнения высушиванием и замораживания-оттаиванием, а также интенсивный смыв продуктов выветривания и размыв русловых отложений; в оползневых очагах – количество осадков и режим их выпадения, при котором происходит нарушение устойчивости склонов. В очагах, где формирование селей связано с деятельностью ледников, это также ЭЦМ, обеспечивающие интенсивную абляцию и увлажнение моренных толщ.

Во многих публикациях неоднократно отмечалось, что наиболее опасная погода на Северном Кавказе связана с ЭЦМ 13л, 12а, 9а и некоторыми другими [Мальнева, Кононова, 2011, 2012]. *Преобладание тех или иных ЭЦМ определяет синоптическую ситуацию в Приэльбрусье, которая, как следует из анализа преобладающих в северном полушарии ЭЦМ, отличается в конце XX и начале XX1 века. Соответственно, будет отличаться и режим метеорологических факторов.* Анализ изменения циркуляционных условий в северном полушарии позволяет отметить как особенность погоды в начале XXI века чрезвычайную неустойчивость, возмущенность атмосферных процессов. В современный период значительно больше межширотный обмен воздушных масс. С 1998 г. по настоящее время наблюдается новый всплеск продолжительности блокирующих процессов 12 типа [Кононова, 2014], но сохраняется и повышенная продолжительность селеопасного ЭЦМ 13л. Преобладают как ЭЦМ 12а, так и ЭЦМ 13л, но роль ЭЦМ 12а значительно больше, чем в конце XX века. При этом ЭЦМ 12а имеет большую продолжительность в весеннее время. С ним связаны интенсивные ливни в Приэльбрусье, которые стали наиболее вероятны в мае и в июне. По наблюдениям в бассейнах рек КБР в настоящее время сход селевых потоков ливневого генезиса приходится на май и начало июня. В основном сход селевых потоков происходит по сухим балкам бассейнов рек, имеющих северную экспозицию. Объемы селевых масс достигают 100000 м^3. Так в 2014 году в мае значительные осадки отмечены 7, 10, 14, 19, 21 мая при ЭЦМ 12 типа и ЭЦМ 9а. Сели прошли по многим сухим водотокам, частично повредили несколько участков водопровода и электроподстанцию, были разрушены дороги, участки федеральной трассы. При этом средняя месячная температура за май была значительно выше нормы. В 2015 году сели прошли в конце июня, 25–26 июня при ЭЦМ 13л.

Как в конце XX века, так и в начале XXI для формирования селей требуется, чтобы температура воздуха была достаточно высокой и не менее чем за 5 дней превышала норму. Однако, абсолютные суточные значения часто не играют главной роли при формировании селей, особенно большое значение имеют положительные аномалии тех или иных показателей, от которых зависит состояние ледниково-моренных комплексов. Пороговым критическим значением для формирования гляциальных селей является число дней с температурой воздуха более 15 град. С. Для оценки

селевой опасности, особенно, гляциальных селей каждый год, начиная с 2008 года, с 1 июня до 31 августа ежесуточно отслеживался ход аномалий средней суточной температуры воздуха с помощью метода множественной графической корреляции [Гонсировский, Хаджиев, 2001]. Графики, составленные по этому методу, сопоставлялись с графиками для наиболее опасных лет в прошлом. Они отражают особенности хода средней суточной температуры воздуха за селеопасные годы: 1977, 1999, 2000, 2011. В то же время в селеопасном 1977 году за июнь – август было всего три дня с температурой воздуха выше 15 град., но в целом положительные аномалии температуры воздуха были значительны, а в 2015 году – 22 дня только в июле – августе. Селей в эти месяцы не было, они прошли в июне при значительных осадках. Это объясняется также очень большим количеством осадков в 2015 году в апреле в виде снега, и малом количестве в июле – августе и, соответственно, состоянием селевых очагов.

Об опасности проявления селей можно сделать выводы на основании характеристик космической погоды. При этом целесообразно уделять внимание анализу тех показателей, которые связаны с изменением активности Солнца. В вероятностном плане они могли оказать вспомогательное, а иногда и решающее влияние на формирование селевых потоков за счет энергии плазмы инжекций солнечного ветра в приповерхностную область Земли [Гонсировский, Хаджиев, 2003]. Посредством солнечного ветра происходит перенос импульса и энергии от Солнца к Земле и другим планетам. Анализ данных по скорости солнечного ветра позволяет отметить ее увеличение в годы активизации селей. Это особенно проявилось в начале XX1 века, в частности, в 2000 году. К сожалению, таких данных до 2000 года не имеется. Геоэффективные всплески скоростей и плотности плазмы солнечного ветра наблюдались также за несколько дней до селя 3 августа 2011 года и в июне 2015 года. Скорость солнечного ветра в эти годы превышала 600 км/сек.

На основании анализа данных метеорологических факторов формирования селей в конце XX и в начале XX1 века можно сделать следующие выводы:

В настоящее время происходит рост повторяемости указанных погодных ситуаций из года в год, поэтому опасность формирования селей в Кабардино-Балкарии и в целом на Северном Кавказе остаётся высокой. Для предупреждения негативных последствий указанных процессов необходимо проведение регулярных наблюдений в системе мониторинга, особенно в ближайшие годы в связи с увеличением опасности природных катастроф, связанных с погодными экстремумами.

Абсолютные суточные значения часто не играют главной роли при формировании селей, особенно большое значение имеют положительные аномалии тех или иных показателей, от которых зависит состояние ледниково-моренных комплексов.

Дополнительным триггерным фактором оценки опасности селей при учете воздействия всех метеорологических факторов может быть характер космической погоды.

Только гляциальные сели в настоящее время менее вероятны. Ледники при таянии не дают достаточно воды для формирования жидкой составляющей селей.

При ведении мониторинга должны быть определены пороговые критические значения метеорологических факторов, превышение которых с большой вероятностью может привести к формированию катастрофического селевого потока.

Гонсировский Д.Г., Хаджиев М.М. Методические приемы посезонного анализа аномалийности метеорологических факторов для прогнозных решений по селям методом аналогий // Защита народнохозяйственных объектов от воздействия селевых потоков: Материалы Междунар. конф. по селям (17-21 ноября 2003 г., Пятигорск, Севкавгипроводхоз). Вып 1. Новочеркасск – Пятигорск, 2003. С. 35 – 39.

Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому / Отв. ред. А.Б. Шмакин; Ин-т географии РАН. М.: 2009. 371 с. Прил.. 1. Календарь последовательной смены ЭЦМ за 1899-2008 гг. С. 219 – 328.

Кононова Н.К. Изменения циркуляции атмосферы Северного полушария в XX-XXI столетиях и их последствия для климата // Фундаментальная и прикладная климатология, 2015, № 1. С. 127-156.

Мальнева И.В., Кононова Н.К. Метеорологические условия формирования катастрофических селей в июле 2000 года в бассейне р. Герхожансу и прогноз селевой опасности // Геологическое изучение и использование недр: Научн.-техн. информ. сб. Вып. 6 / ЗАО «Геоинформмарк. М.: 2001. С. 75 – 81.

Мальнева И.В., Кононова Н.К. Колебания метеорологических факторов формирования гляциальных селей в Приэльбрусье // Лед и снег. 2011. №4(116). С. 112 – 117.

Мальнева И.В., Кононова Н.К. Активность селей на территории России и ближнего зарубежья в XXI веке // ГеоРиск. – 2012. – № 4. С. 48 – 54.

Сейнова И.Б., Золотарев Е.А. Ледники и сели Приэльбрусья. (Эволюция оледенения и селевой активности). М.: Научный мир, 2001. 203 с.

СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ В ИЛЕ АЛАТАУ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 25 ЛЕТ

МЕДЕУ А.Р., БЛАГОВЕЩЕНСКИЙ В.П., КИРЕНСКАЯ Т.Л.
Институт географии Министерства образования и науки Республики Казахстан, Алматы, ул. Пушкина, 99, ingeo_2009@mail.ru

MUDFLOWS IN THE ILE ALATAU RANGE IN THE LAST 25 YEARS

MEDEU A.R., BLAGOVECHSHENSKIY V.P., KIRENSKAYA T.L.
Institute of Geography of the Ministry of Education and Science of the Republic of Kazakhstan Almaty, Pushkin st., 99, ingeo_2009@mail.ru

Среди селеопасных районов Казахстана хребет Иле Алатау выделяется количеством зарегистрированных селей и объемом ущерба от них. Это объясняется не столько интенсивностью селевой активности, сколько высокой освоенностью долин и предгорий. Почти на всех конусах выноса находятся крупные населенные пункты, в их числе мегаполис Алматы с населением почти 2 млн человек. Первые сведения о селях в Иле Алатау появились в работе Мушкетова И.В. [Мушкетов, 1890], в которой описаны сейсмогенные сели 1887 г. Затем были опубликованы описания катастрофического селя 1921 г. [Женжурист, 1923]. Систематический сбор данных о селях и их публикация начались с1930-х годов, с образованием селевой службы Казгидромета и особенно после создания КазНИГМИ в 1951 г. и Казселезащиты в 1973 г. [Баймолдаев, 2007; Кавецкий, 1953; Дуйсенов, 1971; Горбунов, 2001; Медеуов, 1993]. Очень много публикаций посвящено катастрофическим селям на р. Есик в 1963 г., на р. Малая Алматинка в 1973 г. и на р. Большая Алматинка в 1977 г. [Безопасность…, 1998]. Появилось несколько обобщающих монографий с исторической ретроспективой до середины 19 века [Керемкулов, 1988; Медеу, 2011; Медеуов, 1996, Яфязова, 2007]. Однако с начала 1990-х годов объем селевых исследований резко упал, и количество публикаций о фактах прохождения селей очень сократилось. Поэтому сведения о селевой активности за последние 25 лет недоступны для научной общественности.

В данной статье обобщаются данные о селевых потоках в Иле Алатау за ближайшую четверть века, собранные Казселезащитой, Институтом географии и Казгидрометом. По генезису сели разделены на дождевые и гляциальные, а по размерам на мелкие и крупные. Дождевые сели формируются при сильных ливнях, а гляциальные – при интенсивном таянии ледников и прорывах моренных озер. К мелким отнесены сели объемом меньше 10 тыс. м^3, расход которых не превышает 10 м^3/с. Объемы крупных селей достигают 1 млн м^3 и более, а расходы превышают 1000 м^3/с.

С 1990 по 2015 г. в Иле Алатау зафиксировано 246 селевых явлений, включая наносоводные паводки и небольшие селевые выбросы. Из них крупными селями было только 29. По генезису преобладали дождевые сели. Их было 196 из 218 мелких селей и 22 из 29 крупных селей.

В многолетнем ряду количества селевых явлений отмечается резкий спад селевой активности после 2003 г. (табл. 1). Уменьшение числа дождевых селей можно отнести на счет уменьшения количества и интенсивности осадков, а уменьшение количества гляциальных селей объясняется профилактическими опорожнениями моренных озер, осуществляемых Казселезащитой.

Самые ранние селевые явления зафиксированы в середине марта, самые поздние – в начале сентября (табл. 2). С начала апреля наблюдается устойчивое увеличение селевой активности от 3 явлений за 25 лет в первой декаде апреля до 20 явлений за 25 лет в первой декаде июня. Резкое увеличение селевой активности происходит в июле, достигая максимума в третьей декаде этого месяца. На этот период произошло 43 селевых явления за 25 лет. Гляциальные сели отмечались в период со второй декады июня по первую декаду августа. За весь период наблюдений самые поздние гляциальные сели проходили в третьей декаде августа. В августе происходит резкий спад селевой активности, что связано с уменьшение количества осадков и понижением температуры в гляциальной зоне.

Крупные сели сходили с первой декады июня по вторую декаду августа (табл. 3). Крупные дождевые сели отмечались с первой декады июня по третью декаду июля, а крупные гляциальные сели – с третьей декады июня по вторую декаду августа Чаще всего крупные сели формировались в июле (22 из 29). Из 7 крупных гляциальных селей 5 приходятся на этот месяц. Все крупные дождевые сели, сопровождавшиеся ущербом, сходили в период с начала июля по конец июля. Сумма селеформирующих осадков всегда превышала 50 мм, достигая 159 мм. Крупные гляциальные сели

наблюдались в период с конца июня по начало августа. В большинстве случаев формирование гляциальных селей происходило в результате подземного прорыва моренного озера. Поверхностные прорывы предотвращались превентивными опорожнениями озер, проводимыми Казселезащитой. Перед прорывом моренных озер в гляциальной зоне несколько дней сохранялись высокие положительные температуры воздуха, достигавшие в дневное время значении 15-19^0 С.

Таблица 1

Межгодовое количество селей

Год	Все сели	Мелкие сели		Крупные сели	
		дождевые	гляциальные	дождевые	гляциальные
1990	21	9	9	2	1
1991	11	8	2	1	-
1992	4	3	1	-	-
1993	13	9	-	3	1
1994	8	4	-	3	1
1995	7	4	-	2	1
1996	24	21	1	1	1
1997	13	12	1	-	-
1998	17	16	-	1	-
1999	22	20	-	2	-
2000	2	2	-	-	-
2001	3	3	-	-	-
2002	12	11	-	1	-
2003	25	22	-	3	-
2004	8	8	-	-	-
2005	7	7	-	-	-
2006	8	7	-	1	-
2007	9	8	-	1	-
2008	1	1	-	-	-
2009	4	4	-	-	-
2010	5	4	-	1	-
2011	2	2	-	-	-
2012	-	-	-	-	-
2013	3	2	-	1	-
2014	1	-	-	-	1
2015	5	-	4	-	1

Таблица 2

Внутригодовое распределение количества селей

Месяц и декада	Декада	Все сели	Мелкие сели		Крупные сели	
			дождевые	гляциальные	дождевые	гляциальные
март	2	4	4	-	-	-
март	3	1	1	-	-	-
апрель	1	3	3	-	-	-
апрель	2	8	8	-	-	-
апрель	3	10	10	-	-	-
май	1	15	15	-	-	-
май	2	12	12	-	-	-
май	3	13	13	-	-	-
июнь	1	20	19	-	1	-
июнь	2	14	13	1	1	-
июнь	3	15	10	1	3	1
июль	1	32	22	3	4	3
июль	2	37	24	5	7	1
июль	3	43	28	8	6	1
август	1	10	6	4	-	-
август	2	6	5	-	-	1
август	3	2	2	-	-	-
сентябрь	1	1	1	-	-	-

Таблица 3

Крупные сели в Иле Алатау с 1990 по 2015 гг.

Дата	Бассейн реки	Тип	Причина	Расход, $м^3/с$	Объем, $м^3$	Материальный ущерб
06.07.1993	Средний Талгар	Гляциальный	Подземный прорыв озера	1340	1400000	значительный
21.07.1993	Правый Талгар	Дождевой	Сильный ливень	-	-	незначительный
03.07.1994	Улкен Алматы	Гляциальный	Подземный прорыв озера	1000	-	-
21.06.1995	Средний Талгар	Гляциальный	Подземный прорыв озера	180	-	незначительный
06-07.07.1995	Средний Талгар	Дождевой	Сильный ливень	100	-	незначительный
11.08.1996	Средний Талгар	Гляциальный	Прорыв внутриледниковой емкости	-	300000	незначительный
19-20.06 1998	Улкен Алматы	Дождевой	Снеготаяние и дождь	500	-	незначительный
24.06.1998	Каскелен	Гляциальный	Подземный прорыв озера	-	-	незначительный
14.07.1999	Беделбай	Дождевой	Сильный ливень	200	40000	значительный
30.06.2002	Улкен Алматы	Дождевой	Сильный ливень	-	-	незначительный
06.07.2003	Есик	Дождевой	Сильный ливень	-	-	значительный
22-25.07.2003	Есик	Дождевой	Сильный ливень	-	-	значительный
23-24.07.2003	Акжар	Дождевой	Сильный ливень	30	-	незначительный
23-24.07.2003	Улкен Алматы	Дождевой	Сильный ливень	-	-	незначительный
23-24.07.2003	Киши Алматы	Дождевой	Сильный ливень	25	-	незначительный
27.07.2003	Средний Талгар	Дождевой	Сильный ливень	500	-	незначительный
15.06.2006	Акжар	Дождевой	Сильный ливень	20	22000	незначительный
06.07.2006	Улкен Алматы	Дождевой	Сильный ливень	800	1000000	значительный
06.07.2006	Средний Талгар	Дождевой	Сильный ливень	-	-	незначительный
26-27.07.2007	Есик	Дождевой	Сильный ливень	30	-	значительный
21.07.2013	Сарысай	Дождевой	Сильный ливень	-	-	значительный
17.07.2014	Средний Талгар	Гляциальный	Подземный прорыв озера	1340	2000000	значительный
23.07.2015	Каргалы	Гляциальный	подземный прорыв озера	-	-	значительный

Баймолдаев Т., Виноходов В.Н. Казселезащита – оперативные меры до и после стихии. – Алматы: Бастау, 2007. 284 с.

Безопасность и контроль гляциальных селей в Казахстане. – Алматы: Ғылым, 1998. – 102 с.

Горбунов А.П., Северский Э.В. Сели окрестностей Алматы : Взгляд в прошлое. Алматы, 2001. 80 с.

Дуйсенов Е.Д. Селевые потоки в Заилийском Алатау. – Алма-Ата: Казахстан, 1971. 192 с.

Женжурист Э.М. Алма-Атинская катастрофа 8-го июля 1921 г. // Вестник ирригации. – 1923. – № 1. С. 62-76.

Кавецкий С.П. Сели в Заилийском Алатау // Труды КазНИГМИ. 1953.- Вып.4. С. 7-35.

Керемкулов В.А., Цукерман И.Г. Обзор сведений о прорывах моренных озер Заилийского Алатау. // Селевые потоки. 1988. № 10. С. 62-77.

Медеу А.Р. Селевые явления Юго-Восточного Казахстана: основы управления. Том 1. – Алматы, 2011. – 284 с.

Медеуов А., Колотилин Н.Ф., Кремкулов В.А. Сели Казахстана. Алматы: Ғылым, 1993. – 160 с.

Медеуов А.Р., Нурланов М.Т. Селевые явления сейсмоактивных территорий Казахстана (Проблемы управления). – Алматы: Қаржы-қаражат, 1996. 204 с.

Мушкетов И.В. Верненское землетрясения 28 мая (9 июня) 1887 г. // Труды Геолкома. – СПб., 1890. – Т.Х, № 1. – 140 с.

Яфязова Р.К. Природа селей Заилийского Алатау: Проблемы адаптации. Алматы, 2007. – 158 с.

РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ СЕЛЕЙ В ДОЛИНЕ Р. БОГУТЫ, ЮВ АЛТАЙ

НЕПОП Р.К.[1,2], АГАТОВА А.Р.[1,2]
[1] *Институт геологии и минералогии, СО РАН, пр. ак. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия, rnk@igm.nsc.ru*
[2] *Уральский Федеральный Университет, ул. Мира, 19, Екатеринбург, 620002, Россия, agatr@mail.ru*

RADIOCARBON CHRONOLOGY OF HOLOCENE DEBRIS FLOW EVENTS IN BOGUTY RIVER VALLEY, SE ALTAI

NEPOP R.K.[1,2], AGATOVA A.R.[1,2]
[1] *Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Ak. Koptyuga av., 3, Novosibirsk, 630090, Russia, rnk@igm.nsc.ru*
[2] *Ural Federal University, Mira str., 19, Yekaterinburg, 620002, Russia, agatr@mail.ru*

Введение. Формирование хребтов Алтайской горной системы в кайнозое сопровождается вовлечением в поднятие периферийных частей межгорных впадин и разделяющих хребты крупных долин, заложенных по региональным разломам. Рыхлые доплейстоценовые отложения, выведенные на поверхность в результате тектонических движений, и занимающие еще большую площадь ледниковые отложения подвергаются смещению на более низкие гипсометрические уровни под воздействием гравитации, атмосферных осадков, в ходе спусков ледниково- и моренно-подпрудных озер, а также в результате землетрясений, вызванных продолжающимися тектоническими подвижками. После прекращения функционирования гляциолимносистем сейсмотектоническая активность и колебания климата являются основными триггерами этих процессов в голоцене.

Исследования постледниковой динамики ландшафтов ЮВ Алтая показывают, что среди комплекса процессов, преобразующих склоны освободившихся от ледников долин, в рассматриваемом высокогорном районе проявлены и сели. Основными причинами селевых потоков в этом сейсмически активном районе, характеризующемся аридным климатом, являются землетрясения, которые нарушают устойчивость склонов и подготавливают склоновый материал к дальнейшему сносу, и переувлажнение субстрата в результате ливневых дождей, таяния снега и деградации мерзлоты. Изучение в селевых долинах обнажений с хрономаркерами (палеопочвами, торфами, древесными углями) позволило нам на основании радиоуглеродной хронологии установить периоды активизации селей в горном обрамлении восточной оконечности крупнейшей на Алтае Чуйской межгорной впадины в голоцене.

Методы исследования. В ходе исследований был задействован комплекс методов. Геолого-геоморфологический метод базировался на данных полевых исследований, дешифрировании космоснимков, анализа топоосновы масштаба 1:50000. С целью палеоклиматических и палеоландшафтных реконструкций проводились определения видового состава растительных остатков из отложений различного генезиса. Комплексный биосостав торфов определялся О.Н. Успенской (ВНИИО РАСХН, Москва), порода палеодеревьев (древесные угли) – В.С. Мыгланом (СФУ, Красноярск). Радиоуглеродное датирование было проведено в Центре геохронологии СО РАН (Новосибирск) и в радиоуглеродной лаборатории ИГ РАН (Москва).

Район исследований. Район исследования, рассматриваемый в данной работе, расположен в юго-восточной части российской территории Алтая на западном макросклоне хребта Чихачева, который протягивается в субмеридиональном направлении почти на 100 км. Южная оконечность хребта является восточным обрамлением Чуйской впадины и ее небольшого ответвления – Богутинской впадины. Долины рек Правые и Левые Богуты секут обращенный к Чуйской впадине западный макросклон хребта, имеющий в данной части наибольшую протяженность и максимальные высоты (до 3550-3700 м н.у.м.). После их слияния долина отделяет хребет от впадины. Ступенчатая морфология склона хребта свидетельствует о разломно-блоковых деформациях доорогенной поверхности выравнивания, реликты которой к настоящему времени интенсивно переработаны процессами оледенения и подвергаются криогенному выветриванию. Ряд ступеней, по всей видимости, представляет собой результат ледниковой планации. В гребневой части хребта развит альпийский рельеф, полностью уничтоживший здесь древнюю доорогенную поверхность. Крупноглыбовые моренные отложения сплошным чехлом выполняют предгорную часть впадины до высоты около 2250-2230 м н.у.м., оканчиваясь крутым абразионным уступом, по всей видимости,

выработанным ледниково-подпрудными озерами, существовавшими в Чуйской впадине в позднем плейстоцене. Разлом, отделяющий нижние ступени хребта, также проработан ледниковыми процессами, что привело к формированию короткой и неглубокой долины-трога, субпараллельной долине р. Богуты в ее нижнем течении. В самой долине Богуты комплексы конечно-боковых морен, моренно-подпрудные и термокарстовые озера прослеживаются до слияния рек Левые и Правые Богуты. Сейсморвы, нарушающие склоны трогов, свидетельствуют о сейсмической активности этой территории в постледниковую эпоху.

Материалы полевых исследований. Комплексные геолого-геоморфологические исследования, проводимые в 2011-2015 гг. в долине р. Богуты, были направлены на изучение рельефообразующих процессов и реконструкцию изменений ландшафтов восточной периферии Чуйской межгорной впадины и хребта Чихачева в позднем неоплейстоцене – голоцене. Анализ рельефа и ряда новых обнажений показал, что в бассейне р. Богуты после деградации последнего оледенения неоднократно возникали селевые потоки.

Правый склон долины Богуты в районе озера Кок-Куль (Нижние Богуты) (рис. 1) является ключевым участком для ландшафтно-климатических реконструкций и установления периодов активизации склоновых процессов благодаря наличию естественных обнажений в селевой долине безымянного правого притока р. Богуты. Здесь нами было изучено шесть разрезов и получены 18 радиоуглеродных дат. Перекрытый моренным валунно-глыбовым суглинком и подверженный солифлюкции участок склона долины Богуты юго-западной экспозиции площадью более 1.1x1.5 км^2 характеризуется уклоном до 16-18º и превышением до 150 м. Оползание моренного покрова начинается с высоты 2550 м н.у.м., что значительно выше уровней ледниково-подпрудных озер, неоднократно существовавших в Курайско-Чуйской системе впадин в плейстоцене, и локальных моренно-подпрудных озер, занимавших долину р. Богуты в ходе деградации последнего крупного плейстоценового оледенения. Соответственно, спуск этих озер не влиял на процессы оползания в данной части горного обрамления впадины. Преобладание гранитных валунов в морене указывает на поступление обломочного материала из верховьев долины Богуты, т. е. грядово-западинный рельеф склона не связан с возможным воздействием ледника, спускавшегося с ближайших вершин хребта. В то же время оползневой участок склона находится в зоне сочленения разломов разного ранга, что позволяет говорить о сейсмической природе площадного оползания моренного материала. Простирание свежего сейсморазрыва, вдоль которого расположены три озера, совпадает с простиранием стенки отрыва оползня.

Рис. 1. Северный склон долины р. Богуты в районе озера Кок-Куль и секущая его сейсмогенная долина правого притока, по которой неоднократно происходили селевые выносы крупноглыбового материала.

Цифрами обозначены: 1 – боковой селевый вынос; 2-7 расположение рассмотренных в работе разрезов. Пунктирная линия – палеоуровень озера Кок-Куль 2400 м н.у.м.

Секущая оползневой склон долина безымянного ручья имеет явное разломное происхождение – она расположена на продолжении одного из второстепенных разломов, участвующего в формировании блочной структуры западного макросклона хребта Чихачева, и резко отличается по глубине и крутизне склонов от остальных долин. В свою очередь, бо́льшая глубина долины частично обусловлена деятельностью направленного по разлому водотока – это единственный постоянный ручей в обрамлении озера Кок-Куль. Четкообразные расширения долины, возникшие за счет пересечения ею оползневых валов и понижений, заполнены рыхлыми отложениями, прорезанными более молодым руслом. По этой долине в долину р. Богуты неоднократно происходили мощные селевые выносы глыбового и мелкозернистого материала. Приуроченность к зоне пересечения разломов разного ранга позволяет предполагать в качестве основного спускового механизма, вызывающего площадное оползание моренных отложений и сход селей, повторяющиеся сейсмические активизации, нередкие в этой части Русского Алтая. За пределами описанного участка подобные геоморфологические эффекты в долине р. Богуты не отмечены. В то же время нельзя не учитывать то обстоятельство, что интенсивно нарушенный сейсмогенным оползанием моренный субстрат способствует сходу селей, вызываемых климатическими причинами – ливневыми дождями и таянием снега (обильные летние снегопады, приводящие к многократному увеличению стока, происходят здесь каждый год). Нижняя часть древнего пролювиально-селевого конуса приурочена к 2400 м н.у.м. – палеоуровню Кок-Куля, хорошо сохранившемуся в рельефе. Снижение уровня моренно-подпрудного озера до отметки 2394 м н.у.м., а затем до современного уровня – около 2387 м н.у.м. определяло изменение локального базиса эрозии.

В пределах рассматриваемой селевой долины нами было изучено три разреза. Еще два разреза было изучено в ее приустьевой части, в месте ее выхода в долину р. Богуты. Датирование торфов в береговом обнажении оз. Кок-Куль позволило установить верхнюю временную границу снижения его уровня до близкого к современному. Дополнительно был исследован пролювиальный конус с палеопочвой в верховьях долины Богуты. Результаты комплексного анализа и датирования отложений этих разрезов позволили реконструировать следующий сценарий развития склоновых процессов в долине Богуты, обусловленного изменениями климата и сейсмичностью.

Радиоуглеродная дата (ИГАН 4098) наиболее древнего торфа, залегающего на днище тектогенной долины и перекрывающего морену (Разрез 5 на рис. 1), свидетельствует о том, что к 14000 л.н. рассматриваемая долина уже существовала, но была неглубокой и заболоченной. Сартанские ледники в восточном обрамлении Чуйской впадины к этому времени, если и существовали, то в долине Богуты располагались выше 2500 м н.у.м. – места находки торфа. Остатки древесной и кустарниковой растительности в его составе свидетельствуют о значительно более теплом и влажном климате по сравнению с современным. В настоящее время на западном макросклоне хребта Чихачева древесная растительность отсутствует.

Около 11000 л.н. (СОАН 9368) в пределах долины наблюдается стабилизация склоновых процессов и формирование почвы на высоте 2470 м н.у.м. (Разрез 4 на рис. 1).

Обилие древесных углей в палеопочвенных прослоях свидетельствует о широком распространении лиственницы (*Larix sibirica* Ledeb) в этой части ЮВ Алтая около 8500 – 8000 л.н. (СОАН 8674; СОАН 9366-2; ИГАН 4089) и лесных пожарах, приводивших к гибели лиственничников. Само существование лесной растительности и ширина годичных колец характеризуют климат раннего голоцена как более теплый и влажный. На продолжительный период стабилизации склоновых процессов 8200 – 7800 л.н. указывают радиоуглеродные даты погребенных почв, включающих эти угли (СОАН-9366-1; СОАН-9369; ИГАН 4091, Разрез 4 на рис. 1). Во всех случаях возраст углей на 300-400 лет больше возраста вмещающих почв, что объясняется более поздним началом формирования почв и длительностью процесса педогенеза.

Прохождение селевого потока с выносом валунно-глыбового материала около 7000 л.н. реконструируется по радиоуглеродной дате почвенного прослоя, «накрученного» на гранитный валун в толще селевых отложениях на высоте 2470 м н.у.м. (рис. 2). К этому времени уровень озера Кок-Куль уже находился на отметке, близкой к современной, что фиксируется радиоуглеродной датой нижнего слоя торфяных отложений, сформировавшихся на озерных суглинках (ИГАН 4823) (Разрез 7, рис. 1). Соответственно, селевый конус формируется уже на осушенном днище долины р. Богуты.

К 3500 л.н. на высоте 2500 м н.у.м. на днище долины поверх переотложенных моренных отложений уже сформировался почвенно-торфяной слой (СОАН-8676), но в это время на правом склоне селевой долины активизируются, возможно, локально, делювиальные процессы, что приводит к погребению торфа. Около 2900 – 2800 л.н. здесь же (Разрез 5, рис. 1) существует локаль-

ное озеро, о чем свидетельствуют оторфованные озерные гитии (СОАН-9370, СОАН-9371). Наличие песка и гравия в верхней по течению части разреза указывает на периодическую проточность озера. В дальнейшем долина была значительно углублена, возможно, в результате именно селевых процессов, озеро спущено, а русло сместилось к левому склону. На сохранившемся фрагменте правобережной террасы на склоновых и оползневых отложениях около 1000 л.н. формируется торф (СОАН-8675), а затем и современная почва.

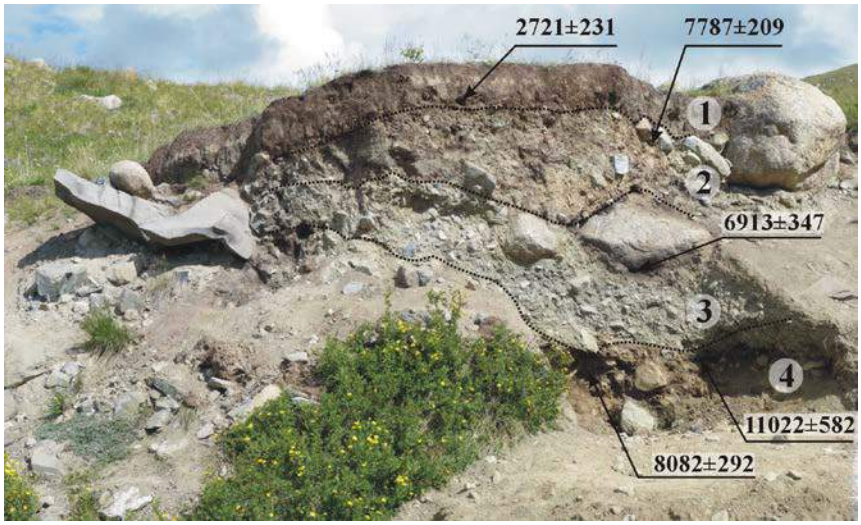


Рис. 2. Разрез, вскрытый в береговом обнажении на высоте 2470 м н.у.м. (№ 4 на рис. 1). Приведены калиброванные на 2σ радиоуглеродные даты. 1 – современная и погребенная почвы; 2 – делювиальные отложения; 3 – селевые отложения, с фрагментом погребенной палеопочвы; 4 – делювиально-солифлюкционные отложения сходные по строению с пачкой 2.

Активизация делювиальных процессов и переотложение палеопочв в виде линз с большим содержанием древесного угля в период между 7000 и 2700 л.н. происходили и на высоте 2470 м н.у.м. (верхняя часть разреза, рис. 4). Около 2700 л.н. по делювиально-солифлюкционным отложениям здесь уже идет формирование очередного почвенного горизонта (СОАН-9365).

Около 650 л.н. (СОАН 9373) почвенный горизонт, сформировавшийся на осушенном днище озера Кок-Куль в дистальной части селевого конуса рассматриваемого притока (2396 м н.у.м.), был перекрыт толщей переслаивающихся суглинков, песка мелкозернистого, дресвы и песка крупнозернистого (Разрез 6, рис. 1). Этот факт указывает на мощный вынос обломочного материала в самой долине притока около 650 л.н.

Время прохождения последних крупных селей фиксируется датой почвенного горизонта – около 250 л.н. (СОАН 9447) в устьевой части долины на высоте 2460 м н.у.м. Почва перекрывает переработанные водотоком селевые отложения (Разрез 2, рис. 1) и, в свою очередь, сама погребена под крупноглыбовыми отложениями свежего облика. Отметим, что современный почвенный покров перекрыт на большой площади, что видно и в бортах многочисленных молодых эрозионных врезов ниже по склону (Разрез 3, рис. 1). Эта дата совпадает с радиоуглеродным возрастом маломощной палеопочвы в отложениях пролювиального конуса в верховьях долины р. Богуты (ИГАН 4087). Возраст данной почвы, с одной стороны, свидетельствует о кратком периоде стабилизации поверхности конуса, а с другой – датирует резкое усиление выноса материала, приведшего к ее погребению. Учитывая площадную интенсификацию склоновых процессов и совпадение радиоуглеродного возраста ее проявлений с датой Монгольского землетрясения 1761 г., можно предположить, что интенсивные сотрясания земной поверхности в ходе этого сейсмического события послужили возможным триггером схода одного из последних крупных селей в долине р. Богуты.

Выводы. Радиоуглеродное датирование торфяных горизонтов и палеопочв на днище и пролювиально-селевом конусе сейсмогенной долины у подножия хребта Чихачева свидетельствует о существовании этой долины уже около 14000 лет назад и указывает на преобразование моренных отложений склоновыми процессами уже в конце позднего плейстоцена. 18 радиоуглеродных дат фиксируют их активизации, сменяемые периодами относительного затишья. Сели происходили здесь около 7000, 650 и 250 лет назад и могли быть вызваны как климатическими событиями, так и землетрясениями.

Исследования проведены при частичной поддержке РФФИ (гранты № 15-05-06028 и 16-05-01035).

ОЦЕНКА ЭКОТОПОВ СЕЛЕВОГО БАССЕЙНА ПО РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ДОЛИНЕ Р. АКТРУ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ

НИКОЛАЕВА С.А., ДИРКС М.Н.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
г. Томск, пр. Академический, 10/3, e-mail: sanikol1@rambler.ru

ASSESSMENT OF ECOTOPES OF DEBRIS FLOW BASIN BY VEGETATION IN THE AKTRU VALLEY, THE CENTRAL ALTAI MOUNTAINS

NIKOLAEVA S.A., DIRKS M.N.
Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS
10/3 Academichesky prospekt, Tomsk, e-mail: sanikol1@rambler.ru

Высокогорные сообщества являются одним из чутких индикаторов природных процессов и явлений. Комплексные эколого-биологические исследования растительных сообществ в верховье р. Актру (северный макросклон Северо-Чуйского хребта, Центральный Алтай) являются составной частью исследований ИМКЭС СО РАН региональных особенностей реакции экосистем на изменения среды и климата.

Верховье р. Актру характеризуется высокой селевой активностью. В его приледниковой зоне выделено около 20 крупных осыпей и 17 селевых очагов. По правому борту долины (крутой склон) идет накопление обломочного материала у подножия склона, что приводит к формированию аккумулятивных конусов. По левому борту долины (более пологий задернованный склон) происходит формирование оползневых тел, медленное движение которых может приобретать катастрофический характер, переходя в достаточно мощные селевые потоки. Регулярные наблюдения за этими процессами отсутствуют [Титова, Петкевич, 1963, Душкин, 1974; Виноградов, 1981; Барашкова и др., 1988 и др.].

Фитоценотический метод индикации природных процессов основан на изучении смены флористического состава, структуры растительных сообществ на участках их проявлений. По структуре и сомкнутости растительности хорошо распознаются участки проявления селей при аэровизуальном картировании [Горчаковский, Шиятов, 1985; Лехатинов, 2014 и др.]. На территории Алтая метод растительных индикаторов был опробован для лавинных бассейнов и сделан вывод о локальном характере их связи [Быков, 2013]. В работе проведена оценка экотопов различных частей одного из селевых бассейнов левого борта долины р. Актру по растительности.

В верховье р. Актру леса из кедра сибирского и лиственницы сибирской занимают днище долины и склоны до абсолютной высоты 2300 м. При движении вверх по склонам лес постепенно сменяется тундрой. Селевой бассейн расположен в районе географической станции Национального исследовательского Томского государственного университета. Его зона транзита проходит через лесотундровый экотон (высоты 2235-2475 м над ур. м), а зона аккумуляции находится в верхней части лесного пояса (рис. 1). Изученная часть бассейна (высоты 2150-2350 м над ур. м) имеет средний уклон 20°.

Для анализа экотопов селевого бассейна были сделаны геоботанические описания всех представленных в его пределах растительных группировок по стандартной методике [Полевая геоботаника, 1964]. Были привлечены также геоботанические описания примыкающих к нему, не подвергавшихся влиянию селей, фоновых сообществ лесного пояса (№ П5, 16) и лесотундрового экотона (№ Д2, 18). Для обследованных экотопов были рассчитаны значения увлажнения и трофности на основе экологических шкал [Цаценкин и др., 1978]. Проведен сравнительный анализ списков видов сообществ по экологическим группам [Куминова, 1960] и группам жизненных форм [Серебряков, 1964]. Поскольку растительные группировки селевого бассейна произрастают на двух типах экотопов: русловых участках и участках отложений селевого материала, то геоботанические описания были сделаны отдельно для этих двух типов экотопов. По первым в настоящее время идет основной поток весенних и дождевых вод, вторые сосредоточены около стволов деревьев и имеют форму более или менее вытянутых валов.

В изученном селевом бассейне мощный сель сошел 24 июня 1984 г. [Барашкова и др., 1988], после которого аналогичные по мощности сели не отмечались, что подтверждается дендрохронологическими датировками [Николаева, Савчук, Кузнецов, наст. сборник]. После его прохождения надземные части подроста деревьев, нижние ярусы растительности оказались уничтожены, час-

тично засыпаны на русловых участках и полностью погребены под валообразными отложениями селевого обломочного материала. После схода селя заселение этих поверхностей началось практически заново и продолжается до настоящего времени.

Рис. 1. Селевой бассейн в районе географической станции Томского государственного университета.
Фоновые сообщества и растительные группировки селевого бассейна в верхней части лесного пояса (№ П5, 16, 26, 25, 27, 14, 28, 24) и в лесотундровом экотоне (№ Д2, 18, 13, 17, 23).

Ординация геоботанических описаний по экологическим шкалам показала, что обследованные экотопы охватывают с 63 по 69 ступени по увлажнению и с 7 по 9,5 ступени по трофности (рис 2), что соответствует лесолуговому увлажнению и небогатым почвам, т. е. они довольно близки по экологическим условиям. Тем не менее, фоновые леса занимают более увлажненные и бедные экотопы (№ П5, 16), а фоновые сообщества лесотундрового экотона – более сухие и богатые (№ Д2, 18). Это дополнительно подтверждается разницей в количестве ксерофитов (виды сухих местообитаний) и гигрофитов (виды местообитаний с избыточной увлажненностью) между ними (рис. 3 Б). Экотопы селевого бассейна в целом занимают промежуточное положение между ними. При этом его русловые участки (№ 13 и 17) в лесотундровом экотоне практически не отличаются по увлажнению и трофности от расположенных в непосредственной близости фоновых (№ 18 и Д2). Остальные экотопы селевого бассейна (кратко «селя») показывают разбег в значениях ступеней экологических шкал.

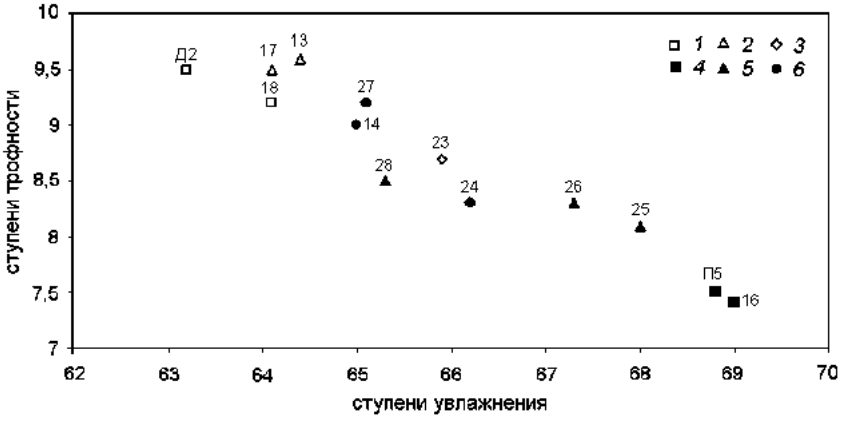


Рис. 2. Ординация экотопов селевого бассейна и фоновых участков по ступеням увлажнения и трофности (богатства почвы) по всем видам растений.
Сообщества и растительные группировки: *1-3* – лесотундровый экотон, *4-6* – лесной пояс; *1, 4* – фоновые сообщества, растительные группировки: *2, 5* – на русловых частях и *3, 6* – отложениях селевого материла.

Видовое богатство, или количество видов, растительных группировок лесотундрового экотона (41-65 видов) выше таковых (22-40) лесного пояса (рис. 3А). А среди группировок экотона наибольшее число видов (52-65) отмечено в зоне транзита селя (№ 13, 17, 23). В фоновых

сообществах лесотундрового экотона по сравнению растительными группировками зоны транзита селя, а тем более с сообществами лесного пояса выше количество ксерофитов (виды сухих местообитаний). Повышенное количество видов в лесотундровом экотоне, и в зоне транзита в частности, достигается за счет увеличения количества видов-мезофитов (виды местообитаний со средним увлажнением), психрофитов (виды холодных и влажных местообитаний) и петрофитов (виды каменистых субстратов) (рис. 3Б, В). Это говорит о том, что в экотопах зоны транзита селя до сих пор сохраняются разнообразные и более контрастные по экологическим условиям микроэкотопы по сравнению с фоновыми условиями. Эти микроэкотопы различаются микроэкспозицией, и соответственно разным количеством поступающего тепла, и каменистым субстратом, который имеет разный гранулометрический состав и разную степень освоения растениями. Но в целом, участки зоны транзита по сравнению с фоновыми более влажные и холодные, здесь больше слабоосвоенного растениями каменистого субстрата. Это свидетельствует о периодическом поступлении талой и дождевой воды с вышерасположенных участков склона на участок «селя», оказывающей дополнительный охлаждающий эффект, а также о слаборазвитом почвообразовательном процессе.

Приспособленность растений к определенному типу местообитаний отражает жизненная форма. Наиболее распространенными жизненными формами сосудистых растений в приледниковье Алтае-Саянской горной области [Ревякина, 1996] являются короткокорневищные, длиннокорневищные и стержнекорневые многолетние травы. В двух лавинных бассейнах Алтая эти группы жизненных форм имеют тенденцию к снижению их количества от центра лавинного лотка к его периферии и далее в массив леса [Быков, 2013].

Поскольку вариабельность количества именно этих видов в наших описаниях оказалась наибольшей, то они и были использованы для биоморфологического анализа. Количество этих видов заметно выше в экотопах лесотундрового экотона (7-14 видов короткокорневищных, 6-11 – длиннокорневищных и 4-9 – стержнекорневых), чем лесного пояса (2-7, 3-5 и 1-4 видов соответственно) (рис. 4). В пределах лесотундрового экотона растительные группировки зоны транзита селя отличаются несколько большим числом короткокорневищных (8-14), длиннокорневищных (8-11) и стержнекорневых (5-9) видов по сравнению с фоновыми сообществами (7-8, 6-7 и 4-6 соответственно). Такое увеличение вызвано тем, что среди короткокорневищных растений в экологическом плане преобладают мезофиты, а среди длиннокорневищных и стержнекорневых – психрофиты и петрофиты.

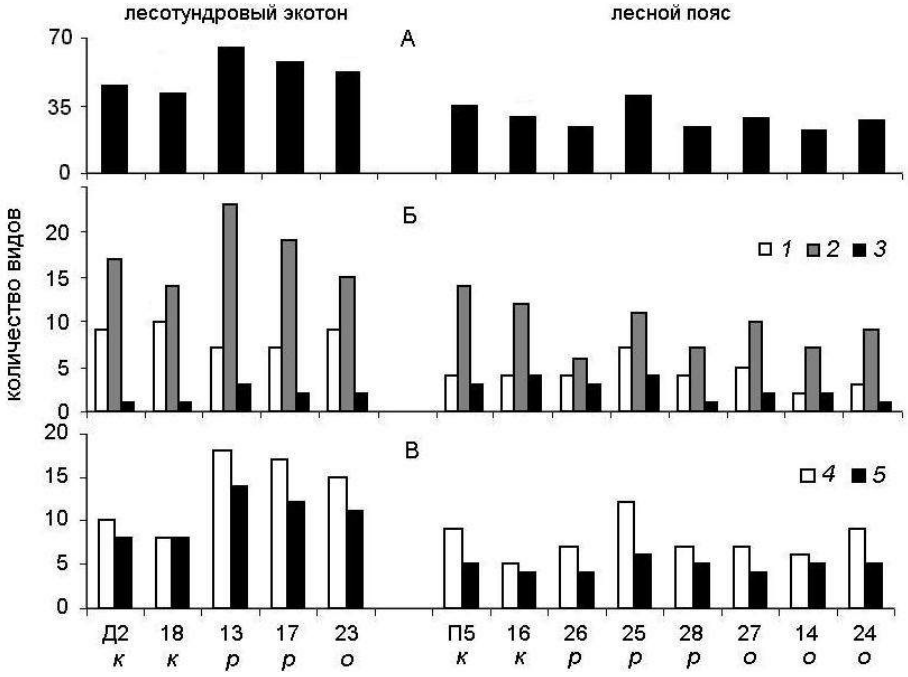


Рис. 3. Количество видов сосудистых растений в фоновых сообществах и растительных группировках селевого бассейна (А) и распределение этих видов по экологическим группам по отношению к фактору увлажнения (Б) и холодности и каменистости субстрата (В).

Экологические группы: *1* – ксерофиты, *2* – мезофиты, *3* – гигрофиты, *4* – психрофиты, *5* – петрофиты. Экотопы: *к* – фоновых сообществ (контроль); *р* – русловых участков и *о* – участков с отложениями обломочного материала селевом бассейне.

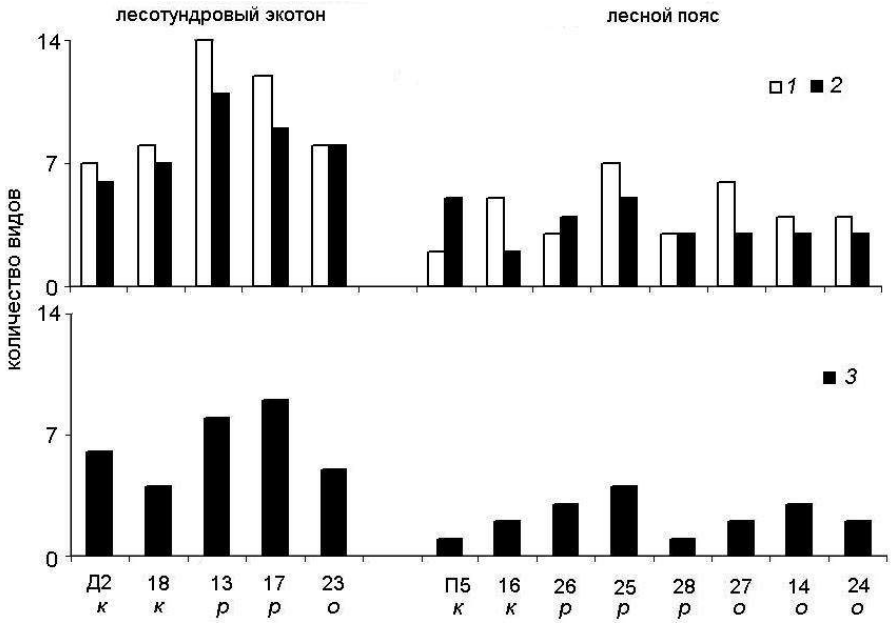


Рис. 4. Распределение видов сосудистых растений по некоторым группам жизненных форм.

Группы травянистых многолетников: *1* – короткокоревищные, *2* – длиннокорневищные, *3* – стержнекорневые.

В лесном поясе различия между растительными группировками русловых участков и участками с отложениями селевого материала, и между растительными группировками «селя» и фоновыми сообществами по видовому богатству, составу экологических групп и жизненных форм по сравнению с лесотундровым экотоном сглаживаются (рис. 3-4). После схода катастрофического селя 1984 г. прошло 30 лет. По-видимому, этого времени оказалось достаточно для того, чтобы растительные группировки (нижние яруса леса) в своем сукцессионном развитии приблизились к фоновым. Те различия, которые мы наблюдаем между экотопами по растительности и экологическим условиям, скорее всего, вызваны различиями в сомкнутости крон деревьев и микроклимате экотопов, а также фитоценотическими взаимоотношениями между видами нижних ярусов.

Таким образом, более четкие различия в экологических условиях между экотопами зоны транзита селя и фоновыми в лесотундровом экотоне, установленные по структуре растительности, по-видимому, связаны с двумя условиями: 1) с экотонным положением этой территории между лесом и тундрой, где влияние климатических факторов на растительность более значительно по сравнению с лесным поясом, 2) расположением русел временных водотоков в транзитной зоне селя, где ярче проявляется охлаждающий эффект талой и дождевой воды и слабее освоен каменистый субстрат растениями.

В лесотундровом экотоне исследованного селевого бассейна долины р. Актру фитоиндикаторами селевых процессов могут служить виды трех экологических групп (мезо-, психро- и петрофитов) и трех групп жизненных форм травянистых многолетников (короткокорневищные, длиннокорневищные, стежнекорневые). В лесном поясе нижние яруса леса в ходе 30-летней послеселевой микросукцессии изменили свой состав и структуру на близкие к фоновым, поэтому здесь фитоиндикаторы селевых процессов нами не выявлены.

Барашкова Н.К., Королева Т.В., Шмыглева Г.М. Условия схода селя в долине р. Актру в Горном Алтае 24 июня 1984 г. // Материалы гляциологических исследований. – М.: Ин-т геогр. АН СССР, 1986. Вып. 56. С. 121–124.

Быков Н.И. Растительность лавиносборов Алтая и возможности фитоиндикации лавинных процессов // География и природопользование Сибири. – Барнаул: Изд-во Алтайск. ун-та, 2013. Вып. 15. С. 23-31.

Виноградов В.А. Сели Чуйских белков (Горный Алтай) // Тр. ЗСРНИГМИ. 1981. Вып. 51. С. 87-92.

Горчаковский П.Л., Шиятов С.Г. Фитоиндикация условий среды и природных процессов в высокогорьях. – М.: Наука, 1985. 209 с.

Душкин М.А. Лавины в верховьях долины Актру // Гляциология Алтая. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1974. Вып. 8. С. 39-59.

Куминова А.В. Растительный покров Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1960. 450 с.

Лехатинов А.М. К методике изучения активности проявления селей горно-таежных областей // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Матер. III межд. конф. Южно-Сахалинск, 2014. С. 43-47.

Полевая геоботаника. – М.-Л.: Наука, 1964. Т. 3. 531 с.

Ревякин В.С., Кравцова В.И. Снежный покров и лавины Алтая. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1977. 215 с.

Ревякина Н.В. Современная приледниковая флора Алтае-Саянской горной области (происхождение, становление, адаптации). – Барнаул, 1996. 287 с.

Серебряков И.Г. Жизненные формы растений и их изучение // Полевая геоботаника. – М.-Л.: Наука, 1964. Т. 3. С. 146-205.

Титова З.А., Петкевич М.В. Наблюдения над конусами аккумуляции в долине реки Актру // Гляциология Алтая. Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1963. Вып. 3. С. 115–141.

Цаценкин И.А., Савченко И.В., Дмитриева С.И. Методические указания по экологической оценке кормовых угодий тундровой и лесной зон Сибири и Дальнего Востока по растительному покрову. – М.: 1978. 301 с.

ДАТИРОВАНИЕ СХОДА СЕЛЕЙ В ДОЛИНЕ Р. АКТРУ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ

НИКОЛАЕВА С.А., САВЧУК Д.А., КУЗНЕЦОВ А.С.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
г. Томск, пр. Академический, 10/3, e-mail: sanikol1@rambler.ru

DENDROCHRONOLOGICAL DATING OF DEBRIS FLOWS IN THE AKTRU MOUNTAIN GLACIAL BASIN, THE CENTRAL ALTAI MOUNTAINS

NIKOLAEVA S.A., SAVCHUK D.A., KUZNETSOV A.S.
Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS
10/3 Academichesky prospekt, Tomsk, e-mail: sanikol1@rambler.ru

Верховье р. Актру (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай) характеризуется высокой селевой активностью. В его приледниковой зоне выделено 17 селевых очагов. В морфологическом плане долина р. Актру имеет выраженную асимметрию. Правый борт долины – крутой аккумулятивный склон, где у подножия накапливаются продукты выветривания горных пород в виде мощных конусов. Левый – более пологий, задернованный, здесь в основном преобладают медленные движения грунтов, которые могут приобретать катастрофический характер, переходя в достаточно мощные селевые потоки. Характерной особенностью их деятельности является сильная изменчивость частоты схода селей по годам. Помимо прочего, данные участки склона служат очагами зарождения лавин [Ревякин, Кравцова, 1977; Виноградов, 1981; Барашкова и др., 1988].

Регулярные наблюдения за селевыми процессами в верховье отсутствуют, поэтому определенное значение приобретают дендрохронологические методы их идентификации [Ревякин, Кравцова, 1977 и др.]. В докладе рассмотрены возможности дендрохронологического датирования схода селей на примере двух селевых бассейнов, расположенных по левому борту долины р. Актру в районе географической станции Национального исследовательского Томского государственного университета (ТГУ).

Первый селевой очаг расположен на крутом скальном склоне (45º), слева от кара вершины Кызылташ на высоте 3000 м. Площадь селевого очага составляет около 120000 м^2, конуса выноса – 9300 м^2, а примерный объём отложений, вынесенных во время схода документально зафиксированного селя (24.06.1984 г.) – около 3000 м^3. В верхней части склон сложен элювием, и в момент зарождения сель, по всей видимости, имел вид водокаменного потока, затем, на более низких гипсометрических уровнях, произошло насыщение селя делювиальными накоплениями. Врез селевого русла в делювиальные отложения склона имеет глубину от 0,8 до 1,8 м, ширину 3 м. Материал, слагающий конус выноса мощностью от 0,2 до 0,8 м, состоит из щебня и дресвы с включениями глыб до 1 м в диаметре, сцементированный суглинком. Судя по характеру отложений конуса выноса, сель в нижней части склона перешел в грязекаменный поток.

Второй селевой очаг расположен на оползневом склоне на высоте 2400 м под ригелем, выше которого начинается скальный участок. Площадь селевого очага – 3670 м^2. Склон покрыт чехлом

делювиальных отложений, которые в основном и составляли твердую фракцию селей. Поэтому селевой поток характеризовался высокой плотностью (2000–2100 кг/м^3). Врез селевого русла в делювиальные отложения склона составляет от 1 до 2 м, его ширина около 5 м, площадь конуса выноса у подножия склона – 3900 м^2, объем отложений селевых масс при средней мощности 0,5 м оценивается в 2000 м^3. После схода одного из селей произошло расширение раннее существовавшей на склоне эрозионной ложбины, которая, по всей видимости, также служила очагом для селевого потока, сошедшего в относительно недавнем прошлом: на аэрофотоснимке, сделанном в 1975 г., описанная выше часть селевого очага отсутствует.

Дендрохронологическое датирование селей возможно там, где растут древесные виды. Здесь леса из кедра сибирского и лиственницы сибирской занимают днище долины и склоны до абсолютной высоты 2300 м, лиственные деревья отсутствуют. При движении вверх по склонам лес постепенно сменяется тундрой. Зоны аккумуляции вышеописанных селевых бассейнов находятся в одном лесном массиве, возраст древостоя которого 160 лет, хотя встречаются деревья и более старшего возраста (250–420 лет).

В литературе [Лехатинов, 1967; 2014; Руководство…, 1976; Stoffel, Bullschweiler, 2008; и др.] приведены дендроиндикационные признаки селевых процессов. Методы сбора материала в таких исследованиях предполагают взятие в основном спилов стволов деревьев. Поскольку верховье р. Актру является уникальной территорией, где ведутся многолетние гляциологические, лесоводственно-ботанические, дендроклиматические исследования, то при сборе дендрохронологического материала мы использовали методы, минимизирующие разрушение деревьев. Для анализа отбирались деревья, в зоне транзита селевого материала имеющие повреждения ствола и кроны (лесотундровый экотон), в зоне аккумуляции, имеющие в основном повреждения ствола (верхняя часть лесного массива) или засыпанные обломочным материалом основания стволов (нижняя часть лесного массива). У деревьев с механическими повреждениями ствола брались керны, реже спилы, через участки ствола с этими повреждениями и без них. Всего были взяты древесные образцы с 34 деревьев. В качестве контроля подобрано несколько деревьев близкого возраста из соседнего лесного массива, где влияние селей сведено к минимуму.

Ширина годичных колец на кернах/спилах измерялась по двум радиусам на измерительном комплексе LINTAB с точностью 0,01 мм. Затем полученные ряды ширины перекрестно датировались и синхронизировались для определения года каждого годичного кольца и выявления выпавших колец [Шиятов и др., 2000].

В нижней части склона в зоне аккумуляции первого селевого бассейна был сделан разрез селевых отложений глубиной 180 см и в нем выделены слои.

В первом селевом бассейне за последние 35 лет выявлены 2 года (1984, 2005 гг.) с механическими травмами стволов деревьев (рис. 1). Во втором бассейне таких лет оказалось 6 (1982, 1987, 2005, 2007, 2009, 2010 гг.). В первом бассейне сель 24 июня 1984 г., описанный Н.К. Барашковой с соавторами [1988], четко фиксируется по травмам на стволах деревьев в верхней части зоны аккумуляции. Глыбы, перемещаемые селевым потоком и остановленные деревьями, имели размер до 1 м^3. Раны от таких глыб на стволе представляли собой обдир коры шириной, равной диаметру ствола дерева, и высотой до 80 см.

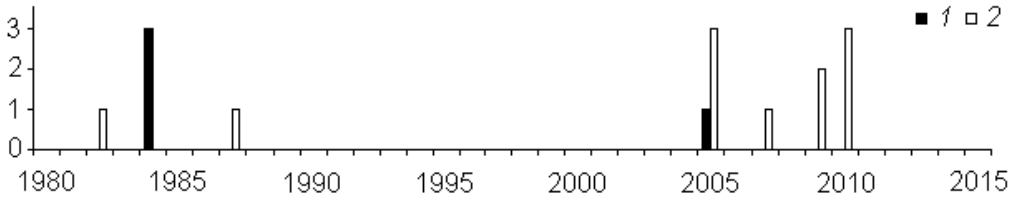


Рис. 1. Количество травматических повреждений деревьев кедра и лиственницы в первом (*1*) и втором (*2*) селевых бассейнах.

Наблюдения во втором селевом бассейне показали, что в 2007, 2009, 2010 гг., когда у деревьев были зафиксированы механические травмы, сели в этом бассейне не наблюдались. Травмы у деревьев в эти годы скорее всего связаны с прохождением здесь лавин, и в частности, лавины 8 января 2010 г. По наличию светлого цвета отложений, визуально обнаруженных в 2008 г, мы предполагаем, что механические травмы деревьев в 2005 г. вызваны сходом селя.

В первом селевом бассейне также найдено травмированное в 2005 г. дерево, которое растет в верхней части зоны аккумуляции селя 1984 г. У деревьев из нижней части таких повреждений не

обнаружено. Следовательно, селевой поток 2005 г. имел некатастрофический характер и остановился у верхней границы лесного массива.

Мощные сели 14–16 июля 2012 г. зафиксированы по правому борту долины видеосъемкой туристов, а их свежие отложения через несколько дней после их схода в разных селевых бассейнах – нашими фотоматериалами. По правому борту долины на участках, где есть массивы леса, этими селями были повреждены отдельные небольшие по размеру кустарники, сломаны единичные тонкие деревья. Деревья по периферии лесных массивов селями практически не затронуты, поскольку даже самые мощные селевые потоки остановились перед деревьями, не засыпав их обломочным материалом. Свежие селевые отложения 2012 г. по левому борту, там, где растет лес, нами не зафиксированы. Таким образом, эти случаи указывают на то, что в прошлом возможны сходы селей разной мощности, не повредившие деревья и, следовательно, не фиксируемые методами дендрохронологии.

О реакции деревьев на прохождение селевых потоков можно судить и по особенностям их радиального роста. На рост деревьев влияет большое количество эндогенных и экзогенных факторов, часть которых описаны ранее для верховья р. Актру [Николаева, Савчук, Бочаров, 2015 и др.]. Для того, чтобы нивелировать климатическую составляющую прироста деревьев кедра и вычленить влияние схода селей на него, были рассчитаны индексы прироста по следующей формуле: $I = (A_n–A_{n-1})/(B_n–B_{n-1})$, где А, В – радиальный прирост *n* и *n-1* года формирования у деревьев с разных участков селевого бассейна (А) и в контроле (В).

Радиальный прирост деревьев на всех участках первого селевого бассейна в целом изменяется синхронно. Наиболее низкие его значения (ниже 70 % от среднего) пришлись на 1984, 1939 и 1901 гг. (рис. 2). Снижение прироста деревьев в 1984 г. вызвано ухудшением условий в результате схода селя 24 июня. Основания стволов деревьев, оказавшихся на пути грязекаменной составляющей потока (1-й участок), были занесены крупно- и среднеобломочным материалом, а их надземные части повреждены глыбами. Разница в высоте занесенной части ствола деревьев со стороны склона и противоположной на этом участке доходит до 1,5 м, что соответствует высоте переднего фронта конуса выноса селевого потока – 1,5–2 м [по: Барашкова и др., 1988]. На радиальном приросте одиночных деревьев, растущих на пути схода грязевой фракции потока, этот сель практически не отразился.

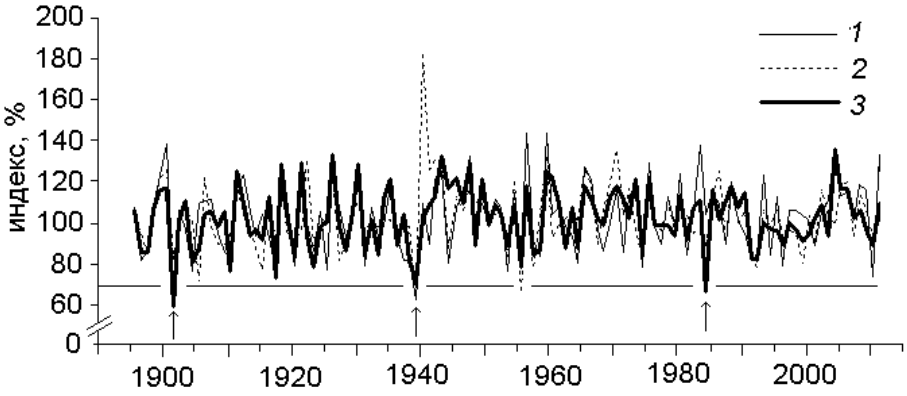


Рис. 2. Индексы радиального прироста деревьев кедра сибирского с разных участков зоны аккумуляции первого селевого бассейна в районе географической станции ТГУ (левый борт долины р. Актру). Участки аккумулятивных зон селя 1984 г.: *1, 2* – глинистой фракции, *3* –крупнообломочной фракции. Размещение деревьев: *1, 3* – одиночное, *2* – групповое. Вертикальными стрелками обозначены годы резкого снижения прироста деревьев.

Такое же синхронное снижение прироста в 1939 и 1901 гг. у трех групп деревьев в первом селевом бассейне могло быть также вызвано сходом аналогичных по мощности грязекаменных селей.

В разрезе конуса выноса селя 1984 г. (в самой нижней части зоны аккумуляции), сделанного в 2009 г. (табл.), выделены слои, которые, судя по характеру литологического состава, являются селевыми отложениями (№№ 1, 2, 3, 5а, 5, 6). Между ними располагаются органогенные слои: один – оторфенелой растительности на глубине 59 см (№ 3а) и два – почвенно-растительных на глубине 98 и 180 см (№№ 4, 7). Мы предполагаем, что верхний слой мощностью 25 см (№ 1) был отложен селем, сошедшим в 1984 г. Два нижележащих слоя мощностью 25 и 30 см (№№ 2, 3) отложены предшествующими потоками 1939 и 1901 гг. Характер отложений и сохранность нижеле-

жащих органогенных слоев (№№ 3а, 4) указывают на то, что сели 1939 и 1901 гг. были не такими мощными, как селевой поток 1984 г. Последний, возможно, уничтожил органогенный слой, который должен был располагаться между селевыми отложениями (слои №№ 1, 2).

Разрез отложений селевого конуса выноса в первом селевом бассейне в районе географической станции ТГУ (левый борт долины р. Актру)

№ слоя	Глубина, см	Толщина, см	Время образования	Описание слоев
0	8	8		Лесной опад и подстилка
1	33	25	1984	Крупный щебень с включениями обломков 10–13 см
2	58	25	1939	Средней и мелкой размерности щебень, сцементированный суглинком
3а	59	1		Маломощные прослои песка и оторфенелой растительности
3	89	30	1901	Суглинок с включениями мелкого щебня
4	98	9		Погребенный почвенно-растительный слой с обломками обугленной древесины
5а	100	2	конец XVI в.	Дресва и супесь
5	126	26		Крупный щебень с включениями обломков более 30 см, сцементированный суглинком
6	175	49		Глыбы и крупный щебень, сцементированный суглинком, встречаются остатки обугленной древесины и костей животных
7	180	>5		Почвенно-растительный слой

Погребенный почвенно-органогенный слой толщиной 9 см (№ 4), на формирование которого требуется не менее 100 лет, свидетельствует о длительном «селевом затишье». Обугленная древесина в этом слое, скорее всего, образовалась в конце XIX в., т. е. до схода селя в 1901 г. Это подтверждается наблюдениями В.В. Сапожникова [1949], который в ходе своей экспедиции в 1899 г. отметил сгоревшие леса в данном районе.

Нижележащие слои (№ 5, 6) мощностью 27 и 49 см, опирающиеся на погребенный почвенно-растительный слой (№ 7), можно интерпретировать как отложения минимум еще двух селей. Л.Н. Ивановским [1993] в районе построек ГС ТГУ на глубине 1,3 м была найдена корневая лапа дерева кедра, погибшего, как показали радиоуглеродные датировки, 400±20 лет назад. Эта глубина соответствует границе между слоями №№ 5 и 6 нашего разреза. 400–430-летний возраст живых деревьев лиственницы в нижней части склона в этом районе подтверждает наличие здесь леса в конце XVI в. По предположениям [Галахов и др., 2005], период 1550–1600 гг. характеризовался значительным увеличением зимних осадков. Это могло привести к переполнению кара – зоны зарождения селя, а в дальнейшем при его прорыве вызвать катастрофический сель [Ивановский, 1993], т. е. слой № 5, скорее всего, образовался в конце XVI в. после схода катастрофического селя.

Таким образом, слоистое строение селевого конуса выноса, результаты дендрохронологических датировок и другие косвенные данные свидетельствует о неоднократном прохождении катастрофических селевых потоков по данному лотку. Их количество за последнее столетие (1901, 1939 и 1984 гг.) возросло по сравнению с предыдущими тремя столетиями (конец XVI в.) в первом селевом бассейне.

Дальнейшие более детальные исследования селевой активности в верховье р. Актру связаны с «неклассическим» характером его селевых бассейнов: 1) соседние бассейны часто существенно различаются своими размерами, 2) даже одна их зона может пересекать не один, а два растительных пояса (тундровый, лесной) и лесотундровый экотон, 3) они нередко являются смешанными лавинно-селевыми, 4) в зоне аккумуляции, находящейся лесном поясе, селевой канал может разделяться на многочисленные рукава подобно речной дельте.

Барашкова Н.К., Королева Т.В., Шмыглева Г.М. Условия схода селя в долине р. Актру в Горном Алтае 24 июня 1984 г. // Материалы гляциологических исследований. М., 1986. Вып. 56. С. 121–124.

Виноградов В.А. Сели Чуйских белков (Горный Алтай) // Тр. Зап.-Сиб. регион. науч.-иссл. гидрометеорол. ин-та. 1981. Вып. 51. С. 87–92.

Галахов В.П., Назаров А.Н., Харламова Н.Ф. Колебания ледников и изменения климата в позднем голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет). Барнаул: Изд-во Алтайск. гос. ун-та, 2005. 132 с.

Ивановский Л.Н. Экзогенная литодинамика горных стран. Новосибирск: Наука, 1993. 160 с.

Лехатинов А.М. Дендрологический метод установления времени и периодичности прохождения селевых потоков // Вестник Московск. ун-та. Сер. 5. География. 1967. С. 140-142.

Лехатинов А.М. К методике изучения активности проявления селей горно-таежных областей // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Матер. III межд. конф. Южно-Сахалинск, 2014. С. 43–47.

Николаева С.А., Савчук Д.А., Бочаров А.Ю. Влияние различных факторов на радиальный прирост деревьев *Pinus sibirica* в высокогорных лесах Центрального Алтая // Журнал Сиб. федерал. ун-та. Биология. 2015. Т. 8. № 3. С. 299–318.

Ревякин В.С., Кравцова В.И. Снежный покров и лавины Алтая. Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1977. 215 с.

Руководство по изучению селевых потоков. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 144 с.

Сапожников В.В. По Русскому и Монгольскому Алтаю. М.: Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1949. 578 с.

Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В. и др. Методы дендрохронологии. Ч.1. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации. Красноярск, 2000. 80 с.

Stoffel M., Bullschweiler M. Tree-ring analysis in natural hazard research – an overview // Natural hazard and Earth system sciences. 2008. V. 8. pp. 187–202.

ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ МЕХАНИЗМЫ, СПОСОБСТВУЮЩИЕ ВОЗНИКНОВЕНИЮ СЕЛЕЙ

ОСИПОВА О.П.
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, *664033,* Улан-Баторская, 1,
olga@irigs.irk.ru

CIRCULATION MECHANISMS ASSOCIATED WITH THE OCCURRENCE OF DEBRIS FLOWS

OSIPOVA O.P.
V.B. Sochava Institute of Geography of SB RAS, Irkutsk, 664033, Ulan-Batorskaya st., 1
olga@irigs.irk.ru

В Северном полушарии с конца XX в. очень часто наблюдаются различные погодные экстремумы, которые можно объяснить значительными изменениями общей циркуляции атмосферы – одной из наиболее динамичных составляющих климатической системы. Ее изменения во времени можно количественно оценить с помощью крупномасштабной типизации циркуляционных процессов. В Институте географии РАН используется типизация элементарных циркуляционных механизмов (сокращенно ЭЦМ), разработанная для Северного полушария Б.Л. Дзердзеевским с учениками [Дзердзеевский, Курганская, Витвицкая 1946]. Важной особенностью этой типизации является то, что с ее помощью можно отслеживать перемещение барических образований в конкретном регионе. Большинство атмосферных типизаций применяется к ограниченным районам, именно поэтому указанная типизация не теряет своей актуальности в наше время, и используется разными специалистами для анализа не только глобальных, но и региональных изменений климата, водного и ледового режима и природной опасности различных территорий. На базе анализа ежедневных синоптических карт все макроциркуляционные процессы разделяются на 4 группы циркуляции, 13 типов и 41 подтип, элементарный циркуляционный механизм (ЭЦМ), который и является основной единицей типизации. ЭЦМ различаются между собой направлением и количеством арктических вторжений (блокирующих процессов) и выходов южных циклонов. Они имеют сезонную приуроченность, которая обозначается буквами ‘**з**‘ – зимний и ‘**л**‘ – летний. Для каждого механизма составлена динамическая схема и ее подробное описание, а позже – средние карты атмосферного давления, температуры на уровне моря, карты высоты поверхности 500 гПа и температуры на этой поверхности. Используемая типизация даёт возможность оценить связь метеорологически обусловленных опасных природных процессов в конкретных регионах с изменением характера общей циркуляции атмосферы.

Характеристики циркуляции атмосферы в названной типизации за 1899-2015 гг. размещены в открытом доступе на сайте www.atmospheric-circulation.ru.

В Северном полушарии за период с 1899-2015 гг. сменились три циркуляционные эпохи: две меридиональные (с 1899 по 1915 гг. и с 1957 г. по настоящее время) и одна зональная (1916-1956 гг.) [Кононова, 2015]. В первой половине XX века (до 1963 г.) межширотный обмен обеспечивался в основном меридиональной северной циркуляцией, в 1963-1997 гг. – меридиональной южной. С 1998 г. снова возросла продолжительность меридиональной северной. К меридиональной северной группе отнесены процессы, при которых в результате одновременных арктических вторжений в двух–четырёх секторах Северного полушария формируются полосы высокого давления, соединяющие арктический антициклон с субтропическим. Они блокируют западный перенос, потому и называются блокирующими процессами. Арктические вторжения происходят в тылу западных или южных циклонов. Это хорошо видно на рис. 1, на котором представлен самый турбулентный макропроцесс на Северном полушарии. Зональный перенос при нём практически отсутствует. С ним связаны обильные осадки и наводнения на Кавказе, в Сибири и на Дальнем Востоке. В настоящее время его продолжительность экстремально велика.

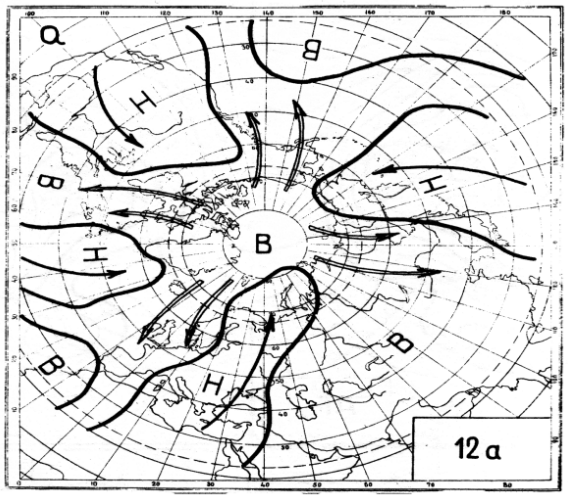


Рис. 1. Динамическая схема ЭЦМ 12а.

Буквы В и Н обозначают высокое и низкое давление. Стрелки, направленные с юга на север, обозначают траектории южных циклонов; стрелки, направленные с севера на юг, – траектории арктических антициклонов или их гребней (арктические вторжения, блокирующие процессы).

К меридиональной южной группе отнесены процессы с циклоном на Северном полюсе, поддерживаемым одновременным выходом южных циклонов в двух-трёх секторах в холодное полугодие и в четырёх секторах в тёплое полугодие (рис. 2, 3). В тылу этих циклонов тоже происходят арктические вторжения, но они кратковременны, и блокирующие процессы при них не формируются.

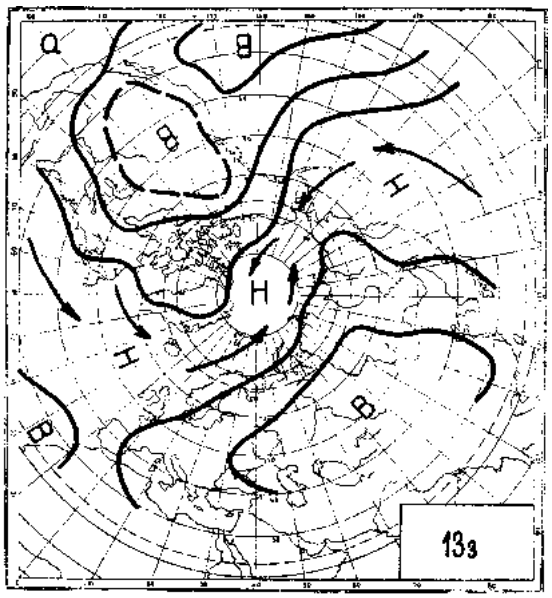


Рис. 2. Динамические схемы ЭЦМ 13з (холодное полугодие).

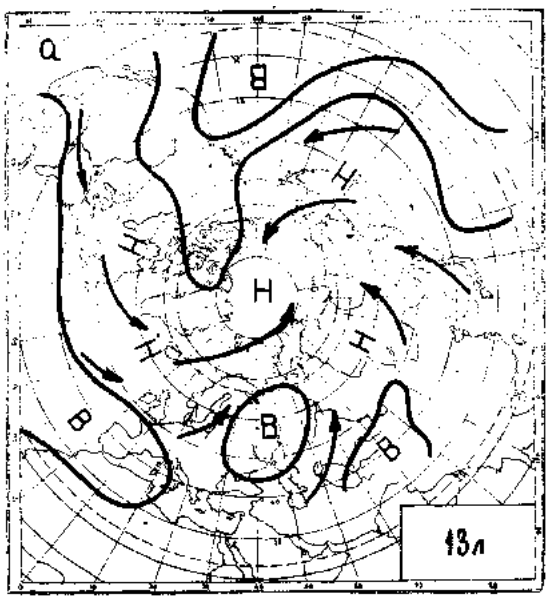


Рис. 3. Динамические схемы ЭЦМ 13л (тёплое полугодие).

На рис. 2 и 3 показаны динамические схемы ЭЦМ, представляющих меридиональную южную циркуляцию в холодное и тёплое полугодие. С 1998 г. суммарная годовая продолжительность меридиональных северных процессов начала быстро расти. Существенное преобладание меридиональных процессов над зональными привело к необычной структуре циркуляции атмосферы в XXI веке. В период 1998-2013 гг. всего 5 ЭЦМ составляют по продолжительности в сумме более полугода: ЭЦМ 12а, 13л, 13з, 9а, и 12бз. Если же рассматривать тёплое полугодие, в которое в основ-

ном и случаются наводнения и опасные экзогенные процессы, то два ЭЦМ тёплого полугодия (12а и 13л) составляют в сумме 57 % продолжительности тёплого полугодия, а вместе с ЭЦМ 9а их суммарная продолжительность составляет 69 % длительности тёплого полугодия. При этих ЭЦМ в основном происходят катастрофические наводнения и опасные экзогенные процессы. Погодные условия формирования селей связаны с преобладанием конкретных ЭЦМ (Кононова, Мальнева, 2002). Для всей территории России это ЭЦМ 13л, 12а и 9а, а для Прибайкалья это ЭЦМ 2а, 2б, 2в, 3, 4в, 7ал, 9а, 10б [Malneva, Kononova, 2005].

Увеличение суммарной годовой продолжительности макроциркуляционных процессов, способствующих межширотному обмену воздушных масс, приводит к возрастанию экстремальных осадков в разных секторах Северного полушария, в том числе и на территории России, что ведёт к росту наводнений и опасных экзогенных процессов.

Дзердзеевский Б.Л., Курганская В.М., Витвицкая З.М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов // Тр. н.-и. учреждений Гл. упр. гидрометеорол. службы при Совете Министров СССР. Сер. 2. Синоптическая метеорология; Вып. 21. Центральный институт прогнозов. М.–Л.: Гидрометиздат, 1946. – 80 с.

Кононова Н.К. Циркуляционные эпохи в секторах Северного полушария в 1899–2014 гг. // Геополитика и экогеодинамика регионов. Том 1 (11). Вып. 2. 2015 г. С. 56–66.

Кононова Н.К., Мальнева И.В. Рост повторяемости опасных процессов в горах России и Ближнего Зарубежья в условиях меняющегося климата // Состояние и развитие горных систем (Материалы научной конференции по монтологии). СПб: РГО, 2002, с. 231–235.

Malneva I.V., Kononova N.K. The activity of mudflow processes in mountains of Russia and adjacent countries in 20 century // International Symposium on Latest Natural Disasters, September 5–8, 2005. Sofia, Bulgaria. CD. Topic VI. Case studies. Conclusions and recommendations. P. 787–800. Topic_6\22_6_p.doc.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОЦЕНКИ СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ В БАССЕЙНЕ РЕКИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ НА ПРИМЕРЕ РЕК АЛТАЯ

ОСТАШОВ А.А.
Санкт-Петербургский Государственный Университет, Россия, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб. д.7-9, andrey.ostashov@gmail.com

METHODICAL ASPECTS OF ASSESSMENT OF DEBRIS FLOW HAZARD IN RIVER'S BASINS BASED ON SATELLITE IMAGERY ON THE EXAMPLE OF THE ALTAI RIVERS

OSTASHOV A.A.
Saint-Petersburg State University, Russia, 199034, Saint-Petersburg, Universitetskaya nab. 7-9, andrey.ostashov@gmail.com

Горный Алтай является селеопасным районом, в котором сходят сели разного объема и генезиса. Например, общеизвестна катастрофа, произошедшая с озером Маашей в 2012 году. Однако территория Горного Алтая плохо изучена в отношении селевой опасности. Всегда хочется иметь под рукой надежный способ качественной оценки селевой опасности. Получить данные об эволюции селевых процессов на какой-либо территории можно по данным спутниковых снимков, что и является целью данной работы.

Для достижения цели следует выполнить ряд поставленных задач. Для начала нужно на рассматриваемой территории выделить селеопасные участки по спутниковым снимкам. Это выполняется по характерным дешифровочным признакам в определенных цветовых каналах съемки.

Далее для потоков разных генезисов будут выделяться разные признаки дешифрирования. За образец дешифрирования будут приниматься известные катастрофы, например, для получения подробной схемы распознавания и регистрации катастроф, связанных со спуском моренных озер будет использоваться 2 снимка озера Маашей до и после события.

После составления шаблонов распознавания селевых потоков разных генезисов, будет собрана база снимков рассматриваемой территории за период наличия данных дистанционного зондирования (ДДЗ). В основном будут использоваться снимки Landsat. При сравнении снимков бу-

дет регистрироваться прохождение селевых потоков и на основе полученных данных будет произведена оценка селевой опасности на рассматриваемой территории.

Для исследования был выбран бассейн реки Кучерлы – горной реки, вытекающей из ледников Катуньского хребта, впадающей в реку Катунь. На водосборе реки присутствуют моренно-подпруженные озера, которые могут прорваться и вызвать селевой поток. Несомненно, на рассматриваемой территории могут находиться селевые очаги, в которых также возможно зарождение селя. И, конечно, нельзя отрицать опасность опустошения внутриледниковых емкостей, что тоже может привести к катастрофе.

По окончанию работ будут составлены карты селевой опасности в бассейнах рек Алтая, содержащие данные о возможных произошедших катастрофах.

ОСОБЕННОСТИ ЛАНДШАФТНЫХ СУКЦЕССИЙ В ЗОНАХ СХОДА СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

ПЕТРУШИНА М.Н.
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Ленинские горы, 1, Москва, Россия, mnpetrushina@mail.ru

FEATURES OF LANDSCAPE SUCCESSIONS IN THE ZONES OF DEBRIS FLOWS RELEASE IN THE NORTHERN CAUCASUS

PETRUSHINA M.N.
M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Leninskie gory, 1, Moscow, Russia, mnpetrushina@mail.ru

Селевые потоки изменяют структуру и состояние горных ландшафтов, что позволяет использовать их характеристики для индикации мест схода и активности этих стихийных процессов. В основе концепции ландшафтной индикации лежит учение о сукцессиях и построение ландшафтно-генетических рядов геосистем и эколого-генетических рядов растительных сообществ, как наиболее информативного компонента ландшафта [Турманина, 1971; Викторов и др., 1981; Тишков, 1994]. Выявление этих рядов, закономерностей их пространственного размещения в местах схода селевых потоков разного типа, частоты и мощности может быть базой для интерпретации дистанционного материала при изучении стихийных процессов и мониторинга горных ландшафтов.

В конце XX – начале XXI в. в горных районах Северного Кавказа – одном из самых селеопасных в России – сошли крупные, в том числе катастрофические сели (1998, 1999, 2000, 2002 гг. и др.) [Золотарев, Сейнова, 2001; Докукин и др., 2013; Сергеева и др., 2012]. Был также отмечен сход селевых потоков, не наблюдавшихся ранее, после проявления снежных лавин по одним и тем же руслам и активизация селей в среднегорьях и низкогорьях [Бударина, Петрушина, 2005; Петрушина, Суслова, 2012]. Это послужило хорошей основой для выявления влияния селевых потоков разного генезиса и размера на ландшафты, преимущество в зонах их затухания, особенностей и скорости сукцессий в местах их действия в разных высотных зонах и долинах.

Основными объектами изучения стали разновозрастные селевые конусы и террасы ряда бассейнов Центрального (Баксан, Чегем, Черек Безенгийский и Балкарский) и Западного Кавказа (Теберда, Мзымта), расположенные в разных высотных зонах, вдоль склонов неодинаковой экспозиции, с разным составом и объемом вынесенного материала. Возраст селевых отложений определялся на основе непосредственных полевых наблюдений, анализа разновременного дистанционного (TERRA (ASTER), LANDSAT, World View-1) и картографического материала, наземных фотоснимков, лихенометрических измерений с использованием лишайника *Rhizocarpon geographicum*. Площадки повторного наблюдения были заложены на свежих селевых отложениях и наносах более старого возраста. Описания проводились в местах воздействия селей и на прилегающих территориях.

Для исследуемых районов типичны глубоковрезанные долины (с относительной высотой до 1000-2000 м) с сильно расчлененными крутыми склонами, палеогляциальными формами рельефа

и современным оледенением в стадии деградации, разными по литологическому составу и трещиноватости породами, обилием рыхлообломочного материала разного генезиса, что создает благоприятные условия для схода селей. В верхних частях бассейнов сформированы разновозрастные смешанные селево-лавинные конусы, усложняющие их ландшафтную структуру. Наиболее крупные из них характерны для долин Центрального Кавказа. Активное хозяйственное использование в долинах способствует усилению действия процессов и попаданию в зону их влияния жилых построек и объектов инфраструктуры. Так, в долине р. Теберда в последние годы появились новые селевые очаги, и участился сход небольших селей (2002, 2003, 2005, 2010 гг.) между гг. Карачаевск и Теберда в результате нарушения почвенно-растительного покрова в среднегорных лесных ландшафтах при вырубке древостоя и его трелевки, интенсивном выпасе скота, вовлечении в движение незадернованных шахтных отвалов. Усилилась эрозия, отмечены новые врезы и сход небольших селевых и наносоводных потоков на склоне у северной окраины г. Теберда в результате периодического прорыва в период ливней и таяния снега вод канала, построенного еще в 1812 г. в нижней части лесного склона, который сложен рыхлыми наносами смешанного генезиса, подстилаемыми аргиллитами (рис. 1). В связи с нарушением устойчивости лесных склонов сохраняется возможность активизации эрозионных процессов и образования новых селевых потоков, о которых отмечалось ранее [Бударина, Петрушина, 2005].

Рис. 1. Зарастание селевых отложений и стенок эрозионного вреза: на левом снимке в 2013 г., на правом в 2016 г.

Увеличение эрозии и сход селевых потоков наблюдается в среднегорной части долин и Центрального Кавказа, в том числе в Северо-Юрской депрессии. Одним из основных факторов здесь стало также нарушение склонов из-за активного выпаса скота.

Для большинства конусов, образованных в результате неоднократного схода селей, типичен сегментно-веерный рисунок внутриландшафтной структуры, обусловленный характером потоков и особенностями аккумуляции отложений. После схода селевого потока на молодых отложениях начинается постепенное формирование почвенно-растительного покрова или ландшафтные сукцессии, которые проходят несколько общих стадий – зарождения, становления и квазиустойчивого состояния, имеющих продолжительность от нескольких лет до десятков лет. Таким образом, селевые конусы обычно представляют систему разновозрастных комплексов, находящихся на разных стадиях своего развития [Петрушина, 2001].

На стадии зарождения преобладают пионерные группировки, которые отличаются случайным составом растений, легко размножающихся семенами и нетребовательными к богатству почв, отсутствием сомкнутого покрова, слабым воздействием на среду и практически полным отсутствием взаимовлияния между отдельными экземплярами. Типичными представителями в лесной зоне являются широко распространенные сорно-луговые и луговые растения, а также всходы и подрост кустарников и деревьев. Обычны иван-чай кавказский *(Chamaenerion caucasicum),* пиретрум девичий *(Pyrethrum parthenium),* горошек кавказский *(Vicia caucasicum),* крестовник *(Senecio sp.),* кольподиум *(Colpodium versicolor),* земляника (*Fragaria vesca*) и некоторые другие виды. В степной зоне преобладают полыни (*Artemisia sp.*). Среди травянистых видов зарастающих селевых отложений также распространены полевица обыкновенная (*Agrostis tenuis*), мятлик луговой (*Poa pratensis*), лядвенец кавказский (*Lotus caucasicus*), клевер (*Trifolium pratense, T. ambiguum*), язвенник разнообразный (*Antyllis variegata*), иван-чай обыкновенный (*Chamaenerion angustifolium*), оду-

ванчик лекарственный (*Taraxacum officinale*), колокольчик рапунцель (*Campanula rapunculus*), очитки (*Sedum oppositifolium, S. hispanicum и др.*) и др. В верховьях Черека Безенгийского на первых стадиях типичны мак темнолистный (*Papaver pauciflora*) и тысячелистник крупноцветковый (*Achillea macranthos*), не отмеченные (за исключением редких экземпляров на одном из селеволавинных конусов) в долине Баксана и его притоков.

Во всех долинах встречаются также растения, принесенные из вышерасположенных высотных зон, например, альпийские камнеломки *(Saxifraga)* в лесной зоне, проростки сосны в степной зоне и др., которые вскоре исчезают. Из древесных и кустарниковых растений первыми поселяются ивы (*Salis purpurea, S. triandra*), береза (*Betula pendula, B. litwinovii*), сосна (*Pinus hamata*), мирикария (*Myricaria alopecuroides*), у нижней границы леса на сухих местах – барбарис (*Berberis vulgaris*), шиповник (*Rosa sp.*). На Центральном Кавказе вдоль водотоков часто появляется облепиха (*Hippophae rhamnoides*). На Западном Кавказе на селевых отложениях отмечаются всходы пихты (*Picea nordmanniana*) и ели (*Picea orientalis*), нередко ольхи (*Alnus incana*), которая наблюдается и в долине Черека-Безенгийского и Чегема. Следует отметить, что появление подроста осины и в дальнейшем формирование осинников на селевых конусах не характерно. Они наблюдается на конусах, подверженных воздействию лавин. Часть растений на молодых селевых отложениях, типичных для прилегающих территорий, изменяет свои жизненные формы, приобретая стелющийся вид, большую высоту и др.

Видовое разнообразие, проективное покрытие достаточно резко увеличивается через 2(3)-5 лет при формировании сначала простой и позже сложной группировки. Сложная группировка обычно образована несколькими (иногда многими) видами разных жизненных форм. На стадии становления через 6-9 лет в лесной зоне отмечается развитие густой поросли кустарников и деревьев. Это уже стадии замкнутого фитоценоза, в который проникновение новых видов крайне затруднено. Здесь типично диффузное, равномерное распределение отдельных видов.

В бассейне Теберды это обычно ивово-березовый подрост с отдельными видами хвойных на высотах 1500-1800 м (рис. 2) и ивово-ольховый на более низких высотах. Как следствие в зарослях уменьшается видовое разнообразие травянистых растений, набор и обилие которых зависят преимущественно от густоты и сомкнутости подроста. На светлых участках между кустарниками произрастают злаки (*Bromus bieberschteinii, Poa montana*), лугово-лесное разнотравье. Через 2-3 года в связи с увеличением высоты древостоя (с 4 до 5,5-6 м) и некоторым уменьшением сомкнутости древостоя видовое разнообразие немного увеличивается. Отмечается также более четкая дифференциация растений в зависимости от механического состава отложений, степени увлажнения и т. д. Например, на основной поверхности селевого конуса, сильнокаменистого проективное покрытие и обилие видов было меньше, чем в краевой части с крупнощебнисто-дресвяным материалом, а на склоне конуса вблизи ненарушенного леса обильно рос папоротник (Dryopteris sp.). На этой стадии, преимущественно на мелкоземистых отложениях, начинается формирование органогенно-минеральных горизонтов почв, еще слабоокрашенных, в которых органическое вещество находится в механической смеси с минеральной частью. Появляются первые признаки разделения почвы на горизонты. В первую очередь это отмечается на конусах, расположенных в нижней части лесной зоны.

Рис. 2. Стадии зарастания селевых отложений 2004 г. в долине р. Гоначхир: на левом снимке в 2005 г. и на правом снимке в 2016 г.

В более холодных и влажных условиях в долинах Черека Безенгийского и Кааярты-су (правый приток р. Баксан) отмечается обилие напочвенных лишайников и мхов, видов минуарции (Minuartia verna, M. oreina, M. caucasica), астрагалов (Astragalus alpinus), зарослей дазифоры (курильского чая) (Dasyphora fruticosa) и дриады (Dryada caucasica).

Таким образом, на начальных сукцессионных стадиях лучшими индикаторами возраста отложений являются состав, проективное покрытие травостоем, наличие и часто высота древесного подроста.

Стадия сформировавшегося леса возрастом 45-60 и более лет наблюдается на старых селевых отложениях. Эти леса в зависимости от физико-географических условий могут быть разных типов. На старых селевых отложениях в бассейне р. Баксан и р. Караугом (бассейн Уруха), были обнаружены несколько молодых экземпляров ели (*Picea orientalis*), не характерных для Центрального Кавказа.

С возрастом на селевых отложениях начинают преобладать растения, типичные для зональных условий, постепенно формируются сложные фитоценозы. Появление и преобладание костра пестрого (*Zerna variegata)* и овсяницы пестрой *(Festuca varia)* в субальпийском поясе, брусники (*Vaccinium vitis-idaea*) и черники (*Vaccinium myrtillus*) в лесной зоне и ряда других растений свидетельствует о более длительной стабилизации отложений.

Скорость прохождения стадий развития растительности и почв на конусах зависит от положения в высотной зоне, мощности и характера отложений, частоты схода селей, воздействия других природных процессов, антропогенной деятельности и т. д. Факторами, ускоряющими зарастание молодых селевых отложений, являются мелкий гранулометрический состав, близость ненарушенных геосистем, повышенное увлажнение и теплообеспеченность, богатство субстрата. К факторам, замедляющим прохождение сукцессионных стадий, относится большая мощность отложений, крупные размеры нарушенных геосистем, влияние других природных процессов (сход лавин, эрозия, оползание и т. д.), антропогенное воздействие. Медленное зарастание молодых конусов, особенно в нижней части лесной зоны, и небольшая высота древесно-кустарникового яруса нередко связаны с поеданием скотом молодой поросли, что необходимо учитывать при выявлении восстановительных сукцессий.

Ландшафтные сукцессии идут активнее в бассейне р. Теберда в связи с комплексом более благоприятных условий (см. рис. 1, 2).

При совместном воздействии селей и снежных лавин нарушаются закономерности формирования и распределения растительности и почв на селевых конусах, усложняется их ландшафтная структура.

Лихенометрические исследования выявили, что лишайник *Rhizocarpon geographicum* бывает обычно различим на отложениях возрастом не моложе 15 (16) лет. Раньше всего и обильнее он появляется на гранитах и гранодиоритах. Этот лишайник имеет определенные ограничения в использовании, особенно в лесных влажных районах и в сухих районах на высотах ниже 1400 м, где на начальных стадиях наиболее распространен лишайник Caloplaca elegans.

На основе исследований можно сделать следующие выводы.

1. Зоны воздействия селевых потоков характеризуются метахронностью ландшафтной структуры и разными скоростями растительных сукцессий.

2. Для формирования растительности на селевых конусах типичны несколько общих сукцессионных стадий, имеющих специфические черты в разных долинах Северного Кавказа. Наиболее схожи начальные стадии.

3. При индикации схода селевых потоков следует учитывать комплекс показателей (состав и структуру фитоценоза, особенности почв, рельефа). На первых сукцессионных стадиях более информативными показателями возраста отложений являются видовой состав травостоя, проективное покрытие травостоем, возраст и высота древостоя, на более поздних – увеличивается роль почв, диаметра лишайников *Rhizocarpon geographicum.*

4. Нахождение растительности многих конусов на начальных стадиях сукцессий свидетельствует о селевой активности, на которую в последние годы накладывается воздействие снежных лавин, приводящее к усложнению ландшафтной структуры.

Бударина О.И., Петрушина М.Н. Современный селевой режим бассейна р. Теберда (Западный Кавказ) / О.И. Бударина, М.Н. Петрушина // Тезисы Всероссийской конференции по селям. 26-28 октября 2005 г. – Нальчик, ВГИ 2005. – С. 141-145.

Викторов С.В., Садов А.В. и др. Аэроландшафтно-индикационные методы при региональных инженерно-геологических исследованиях. / С.В. Викторов, А.В. Садов и др. – М.: Недра, 1981. – 203с.

Докукин М.Д., Черноморец С.С., Сейнова И.Б., Богаченко Е.М., Савернюк Е.А., Тутубалина О.В., Дробышев В.Н., Феоктистова И.Г., Михайлов В.О., Колычев А.Г. О селях 2011 года на северном склоне Центрального Кавказа / М.Д. Докукин, С. С. Черноморец, И. Б. Сейнова и др. // Георискъ. – 2013. – № 2. – С. 30–40.

Золотарев Е.А., Сейнова И.Б. Ледники и сели Приэльбрусья. / Е.А. Золотарев, И.Б. Сейнова. – М.: Научный мир, 2001. – 203 с.

Петрушина М.Н. Влияние лавин и селей на высокогорные ландшафты / М.Н. Петрушина // МГИ. Вып. 91, 2001. – С. 96-104.

Петрушина М.Н., Суслова Е.Г. Индикация селевой активности в ландшафтах Северного Кавказа / М.Н. Петрушина, Е.Г. Суслова. // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы Второй Всероссийской научно-технической конференции. 7-10 ноября 2012 г. – г. Грозный, 2012. — С. 634–640.

Сергеева Г.А., Волобуева Л.А., Кривошеева Е.А. Чрезвычайные ситуации, связанные с селевыми потоками на Северном Кавказе. [Электронный ресурс]. / Г.А. Сергеева, Л.А. Волобуева, Е.А. Кривошеева // Электронный научный журнал «Инженерный вестник Дона», 2012. – №4. – Режим доступа: http://ivdon.ru/uploads/article/pdf/161.pdf_1154.pdf. Дата обращения: 04.06.2015.

Тишков А.А. Географические закономерности природных и антропогенных сукцессий. / А.А. Тишков/ – М.: ИГРАН, 1994. – 81 с.

Турманина В.И. Перспективы применения фитоиндикационных методов в гляциологии / В.И. Турманина. // Фитоиндикационные методы в гляциологии. – М.: Изд–во Моск. ун-та, 1971. — С. 5-20.

ДИСТАНЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ И КАРТОГРАФИРОВАНИЕ СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

ПЛАСТИНИН Л.А., СТУПИН В.П., ОЛЗОЕВ Б.Н., СЫРЕНОВ Д.Г.
Иркутский национальный исследовательский технический университет, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, e-mail: plast@istu.edu

REMOTE MONITORING AND MAPPING OF DEBRIS FLOW HAZARD OF THE SOUTHERN BAIKAL REGION

PLASTININ L.A., STUPIN V.P., OLZOEV B.N., SYRENOV D.G.
Irkutsk National Research Technical University, 83 Lermontova, Irkutsk 664074, e-mail: plast@istu.edu

Контроль селевой опасности обширных и труднодоступных горно-таежных территорий Южного Прибайкалья в настоящее время становится все более актуальным. Наиболее гибким и эффективным инструментом мониторинга селей является геоинформационное картографирование, основанное на трех базовых составляющих: методологической, информационной и технологической.

Методологическая составляющая – теоретическая основа ГИС-картографирования селевой опасности. В качестве такой основы выступает концепция морфосистем и морфодинамического анализа рельефа, позволяющая выявить естественную динамическую иерархию рельефа и выполнить его картографирование на разных уровнях генерализации – морфоструктурном, бассейновом и склоновом [Ступин, 2006; Пластинин, Ступин, 2013].

Информационная составляющая представляет собой систему сбора, систематизации и оперативного обновления баз специальных данных. Источниками информации служат: оперативные, постоянно актуализуемые материалы дистанционного зондирования (цифровые и аналоговые аэро- и космические снимки, получаемые широким спектром летательных аппаратов и сенсоров); топографические, инженерно-геологические, ландшафтные и другие карты; цифровые модели рельефа; данные, описания и материалы предыдущих и современных исследований и изысканий.

Территория наших исследований расположена на территории Слюдянского района Иркутской области, притягивается от р. Култучная до р. Хара-Мурин на 60 км и включает все речные бассейны, опирающиеся на этом протяжении на урез озера Байкал. Таким образом, к территории исследований относится суходольная юго-западная часть Байкальской котловины и северный макросклон западного Хамар-Дабана, сложенный сильно выветрелыми и разрушенными раннепротерозойскими породами. Климат здесь умеренно-континентальный и влажный, с осадками до 1200 мм в год, а в высокогорных районах – до 2000 мм и более. Территория покрыта хвойными лесами

из сосны, лиственницы, кедра и пихты, с полосами тополёвых и березовых лесов по долинам рек. В гольцах преобладают горные тундры, альпийские луга, заросли кедрового стланика и карликовой берёзы.

По берегу Байкала проходят Транссибирская магистраль и федеральная трасса Р-258 "Байкал" с мостовыми переходами через горные речки, на конусах выноса которых расположены населенные пункты и промышленные объекты, самым опасным из которых являются очистные сооружения Байкальского целлюлозно-бумажного комбината.

В то же время, практически все водотоки, впадающие в Байкал, несут в разной степени сохранившиеся следы селевой деятельности на протяжении, по крайней мере, нескольких сот последних лет (селевые шлейфы, боковые валы и конуса выноса, сложенные неокатанным грубообломочным материалом с суглинистым наполнителем и вырванными деревьями, повреждения на стволах устоявших деревьев). В исторический период зафиксированы многочисленные сходы селевых потоков с высокой частотой, но неясной периодичностью [Макаров, 2012; Лапердин и др., 2016]. Последняя вспышка катастрофической селевой активности имела место в 1971 году и с тех пор установилось селевое затишье, что является крайне неблагоприятным признаком, так как чем дольше перерыв между сходом селей, тем они мощнее и опаснее. Об этом косвенно свидетельствует схождение серии мощных селей в поселке Аршан 28 июля 2015 г. (Тункинская котловина, республика Бурятия).

Поэтому становится все более актуальным организация мониторинга селевой опасности Южного Прибайкалья. Одним из базовых элементов такого мониторинга представляется картографирование селевых проявлений и районирование селевой опасности на основе концепции бассейновых морфосистем [Ступин, 2005, 2009; Ступин и др., 2045]. Дело в том, что основным фактором-условием пространственной организации селевых процессов является бассейновая структура территории. Именно в бассейнах осуществляется накопление обломочного материала твердой составляющей будущих селей и распределение потоков жидкой составляющей в виде талых и дождевых вод.

На карте селевых проявлений Южного Байкала (рис. 1) бассейновые морфосистемы (районы) отображены в пределах морфосистемы северного макросклона Хамар-Дабана, имеющего ранг морфосистемного подокруга. На карте показаны только бассейны, опирающиеся на базис материнской морфосистемы (урез Байкала).

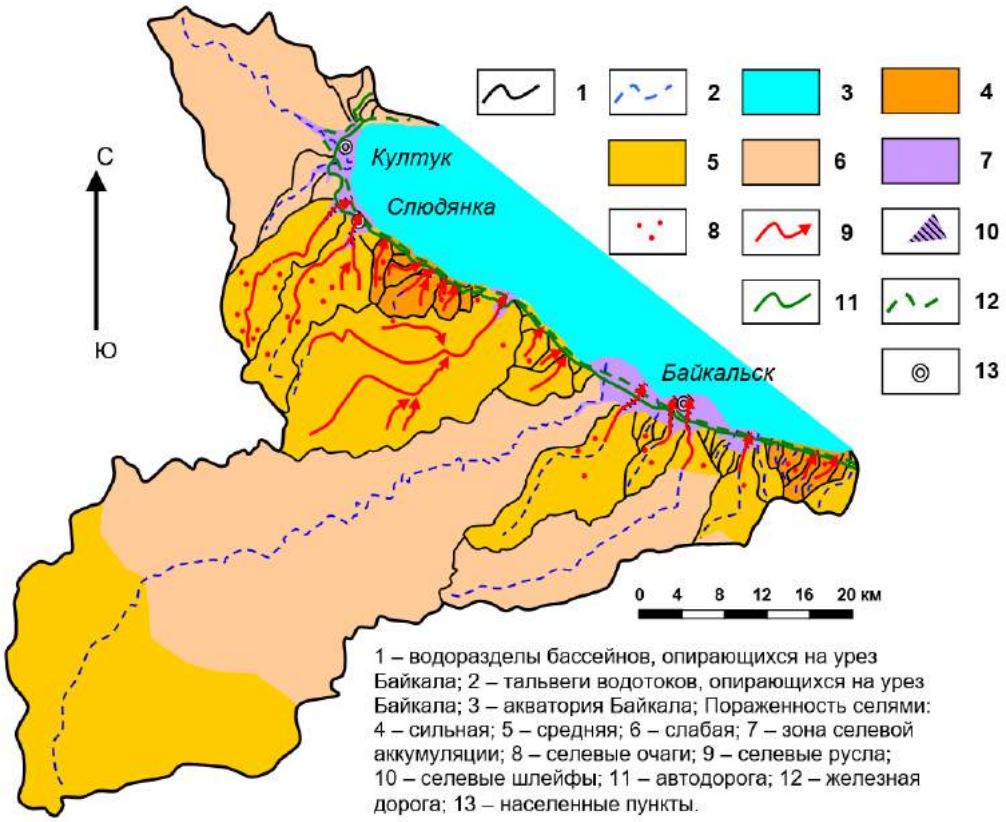


Рис. 1. Карта селевых проявлений южного Прибайкалья, составленная на основе концепции бассейновых морфосистем.

Бассейновые системы включают два-три уровня бассейнов низших порядков. Наименьшая единица бассейнового ряда – элементарный бассейн с тальвегом первого порядка – выделяется по особенности морфологии эрозионной сети, заключающейся в том, расчленяющие его борта тальвеги нулевого порядка конформны своим склонам и лишь осложняют их.

На картографическую основу нанесены селевые очаги, селевые русла, селевые шлейфы и конуса выноса, местоположение которых выявлено по материалам ДЗЗ и полевым данным. Кроме того, на карте показаны тальвеги водотоков, опирающихся на урез Байкала, населенные пункты, федеральная трасса Р-258 и Транссибирская железная дорога.

На карте также отображено качественное районирование селевой деятельности по трем степеням опасности: сильной, средней и слабой. При этом становится заметна приуроченность наиболее пораженных селями участков к малым бассейнам Хамар-Дабана, умеренно пораженных участков к средним, а слабо пораженных к крупным (река Утулик). Также слабая пораженность характерна и для Култукско-Быстринской междувпадинной перемычки, где энергия рельефа невелика.

Объектом картографирования также стал южный макросклон Тункинских гольцов. Он расположен между главным водоразделом хребта и тектоническим швом Тункинского сброса. Бассейновые системы хребта варьирует в пределах I-IV порядков, но на карте они показаны без дочерних бассейнов [Ступин, 2005; Пластинин, Ступин, 2013]. Информационной основой карты послужили космические снимки с КА Landsat (рис. 2).

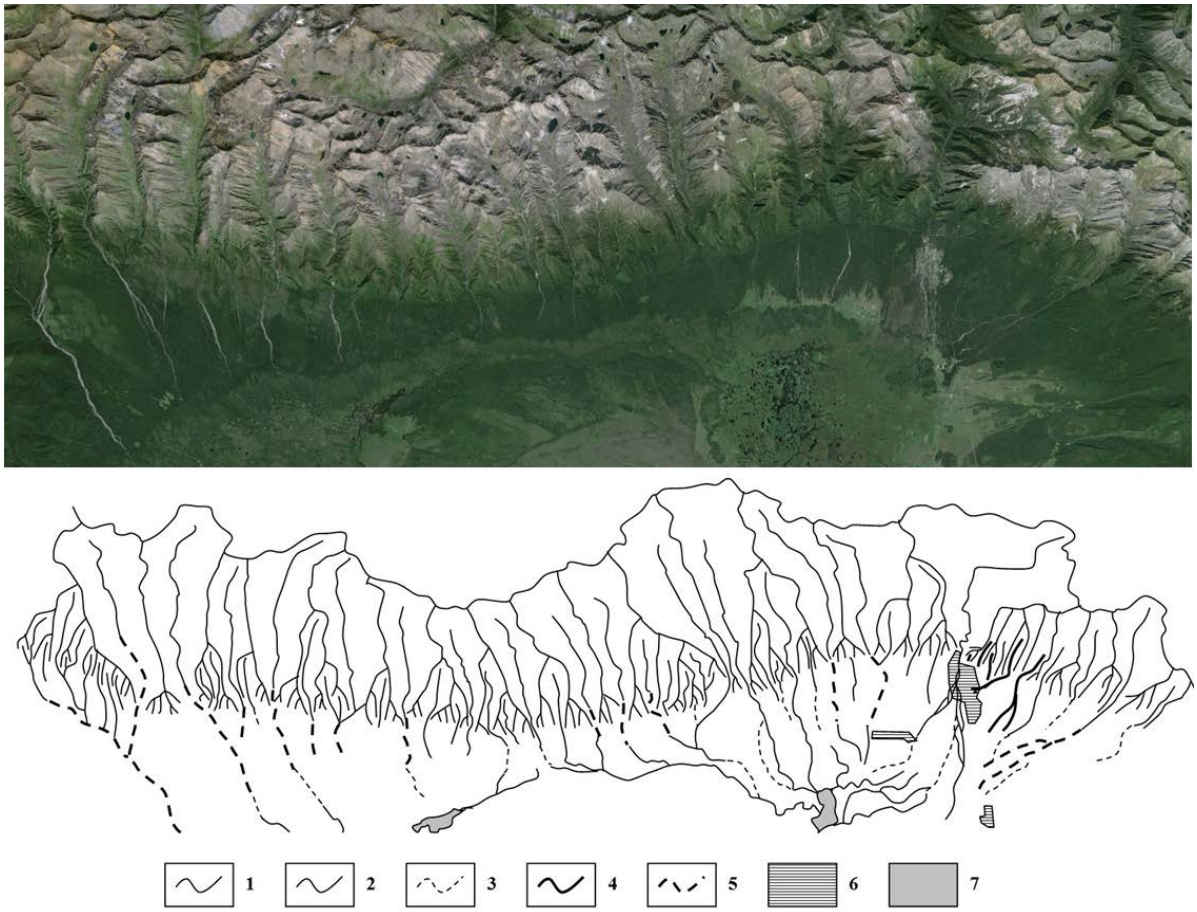


Рис. 2. Карта селевой подверженности северного борта Тункинской котловины.
1 – гребни (водоразделы) водосборных бассейнов; 2 – тальвеги постоянных водотоков, по которым возможны сходы селевых потоков; 3 – тальвеги временных и исчезающих (подповерхностных) водотоков, по которым возможны сходы селей; 4 – селевые потоки 18.06. 2014; 5 – селевые потоки исторического времени (не старше 100-150 лет); 6 – селитебные территории (поселки); 7 – озера.

Практически все бассейновые системы являются коллекторами рыхлого материала и потенциальными селевыми аппаратами. Методика дешифрирования селей по разновременным и разномасштабным материалам дистанционного зондирования отработана достаточно полно [Голубев, Лабутина, 1966]. Селевые отложения в горной тайге на выходе из бассейнов и на подгорном

шлейфе прекрасно дешифрируются по утолщенным светлым до белого полоскам селевых прочесов. Учитывая, что для зарастания такого конуса древесной растительностью (лиственница, сосна, кедр) требуется 100-150 лет, можно видеть, что за этот период «выстрелила» селями почти половина всех бассейнов. Скудость информации об этих селях объясняется тем, что подгорные шлейфы в Тункинской котловине практически не заселены (за исключением поселков Аршан и Хойтогол) и сход селей остается незамеченным

28 июня 2014 г. в районе п. Аршан обильные дожди спровоцировали наводнение и одновременный сход пяти селевых потоков. Самый разрушительный сель подошел к пансионату «Сагаан Дали», обтек каменное строение, завалив его валунами и грязью до окон второго этажа, снес несколько десятков деревянных строений и остановился. Потоки воды и грязи устремились дальше, занося песком огороды и подвалы домов.

Непосредственно после этого события нами были проведены полевые обследования территории бедствия. Изучение морфологии и структуры селевого потока выполнялось по данным повторной солнечно-синхронной космической съемки, выполненной со спутника Landsat-7 12 и 28 июня 2014 года в 13.01 по местному времени [Пластинин и др., 2015] и снимкам, полученным с БПЛА «Геоскан 101» [Охотин и др., 2014]. Кроме того, был выполнен анализ продольных профилей селевых русел, полученных по ЦМР SRTM.

На рис. 3 представлены космоснимки и карта Аршанских селей, составленная по перечисленным выше материалам и отражающая селевые бассейны, селевые русла, водо-грязевые шлейфы и зоны затопления поселка разлившейся рекой Кынгарга.

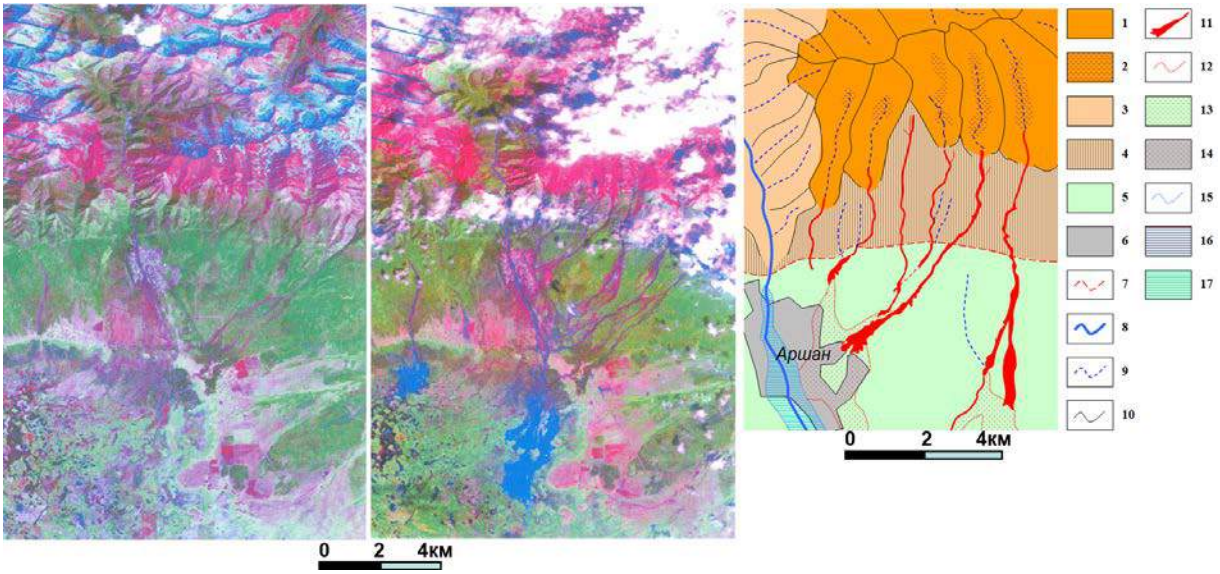


Рис. 3. – Морфодинамическая ситуация района схода серии Аршанских селей.
1 – склоны каров; 2 – поверхности морен; 3 – эрозионно-денудационные склоны; 4 –склоны базальных фасет Тункинского сброса; 5 – склоны подгорного шлейфа; 6 – поселок Аршан; 7 – ров отседания Тункинского сброса; 8 – река Кынгарга; 9 – тальвеги временных водотоков; 10 – водоразделы водосборных бассейнов; 11 – селевые каналы и конуса выноса аршанских селей; 12 – границы селевых грязевых отложений; 13 – поверхности селевых грязевых отложений; 14 – то же на селитебной территории; 15 – границы паводка; 16 – подтопленные селитебные территории; 17 – то же вне селитебной территории.

Ниже приведены основные характеристики Аршанского селя:

– состав отложений: – глыбы и валуны (до 3 м в поперечнике), песок, грязь, ил, и большое количество воды.

– длина основного (грязекаменного селя): – 4 100 м

– длина вместе с грязевым шлейфом: – около 8 000 м

– ширина на выходе: – 500-600 м

– скорость потока: 5-10 м/сек

– мощность отложений: – 4-4,5 м

– объем отложений: около 1 000 000 м^3

Голубев Г.Н., Лабутина И.А. Дешифрирование селей высокогорий по аэрофотоснимкам // Вестн. Моск. ун-та. – №1. –1966. – С.48-53.

Лапердин В.К., Леви К.Г., Имаев В.С., Молочный В.Г. Опасные геологические процессы в Юго-Западном Прибайкалье. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. – 206 с.

Макаров С.А. Сели Прибайкалья. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012 – 111 с.

Охотин А.Л., Токин А.А., Неверова А.Л. Неожиданные результаты съемки катастрофического селя в п. Аршан республики Бурятия // 14-я Международная научно-техническая конференция «От снимка к карте: цифровые фотограмметрические технологии». – Хайнань, 2014. – С.21-23.

Пластинин Л.А., Ступин В.П. Морфосистемное картографирование экзогенных геологических процессов Байкальской горной страны // Геодезия и картография. – 2013. – № 10. – С. 17–21.

Пластинин Л.А., Ступин В.П., Олзоев Б.Н., Котельникова Н.В. Геоинформационное картографирование селевых процессов южного Прибайкалья // Материалы XV совещания географов Сибири и Дальнего Востока (г. Улан-Удэ, 10-13 сентября 2015 г.) – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. – 537 с.

Ступин В.П. Картографирование морфосистем. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2009. – 160 с.

Ступин В.П. Морфологический и морфометрический анализ топографических карт при исследовании и картографировании морфосистем // Проблемы освоения минеральной базы Восточной Сибири. Вып. 5. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2005. – С. 154-160.

Ступин В.П., Пластинин Л.А., Сыренов Д.Г. Картографирование и морфодинамический анализ селевых процессов Тункинской котловины // Раннее предупреждение и управление в кризисных ситуациях в эпоху "Больших данных»: сб. материалов. – Новосибирск: СГУГиТ, 2015. – С. 38-42.

СЕЛЕВОЙ ПРОЦЕСС В ГОРАХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

ПЛЮСНИН В.М., ИВАНОВ Е.Н., КИТОВ А.Д., СОРОКОВОЙ А.А.
Институт географии им В.Б. Сочавы СО РАН,
664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, plyusnin@irigs.irk.ru

MUDFLOW PROCESS IN MOUNTAINS OF THE SOUTH OF EASTERN SIBERIA

PLYUSNIN V.M., IVANOV E.N., KITOV A.D., SOROKOVOI A.A.
V.B. Sochava Institute of Geography Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Russia,
664033, Irkutsk, 1, Ulan-Batorskaya Str, plyusnin@irigs.irk.ru

Горы юга Восточной Сибири характеризуются интенсивным проявлением склоновых селей, представляющих собой водокаменные потоки, движущиеся с большой скоростью по тальвегам и руслам рек и временных водотоков в наиболее высоких частях хребтов. Очагами зарождения селей служат полуразрушенные склоновые кары, денудационные воронки и желоба, накапливающие рыхлый обломочный материал.

Основными факторами образования селей являются интенсивное физическое выветривание горных пород, формирующее твердую составляющую селей; крутые склоны долин, способствующие гравитационному ускорению водокаменных масс; ливневые осадки, превышающие в 3-4 раза среднемесячную норму; медленное протаивание слоя сезонной мерзлоты, препятствующее инфильтрации воды в грунт. Водокаменные потоки, достигая подножия крутого склона, или русла реки, чаще всего отлагает материал в форме языков и конусов с образованием на них эрозионных борозд глубиной до 3-4 м (рис. 1).

В нижних частях склонов этот поток разрушает почвенно-растительный покров, отображенный на аэрофотоснимках светлыми полосами (рис. 2).

Средняя периодичность возникновения крупных склоновых селей в хр. Кодар установлена дендрохронологическими исследованиями и по аэрофотоснимкам разных лет съемок, составила 10-15 лет [Пластинин и др., 1993]. Малые, по мощности сели проходят в среднем через 2-4 года. На Байкальском, Баргузинском хребтах и на северном склоне Хамар-Дабана установлена периодичность на крупных реках через 10-15 лет, на малых водотоках через 6-11 лет, на временных водотоках через 4-6 лет [Агафонов, 1975, Иметхенов, 1994].

Из крупных склоновых селей на Кодаре выделяется сель, прошедший в 1953 г. по левому склону долины Сюльбана. Отложения селевого выноса представлены там валами высотой до 2 м, сложенные валунником, размером до 1,6 м [Перов, Семехин, 1979]. В 1969 г. по левому склону

Левой Сыгыкты прошел сель, вынесший около 1 млн м^3 обломочного материала (рис. 3). Длина его аккумулятивного языка составила почти 2 км, при средней ширине 500 м. Причиной прохождения этого селя послужил мощный оползень моренного материала, спровоцированный обильными дождями, превратившими незначительный водоток в бурную реку. Этот поток подрезал массив моренных отложений, находящийся в состоянии критического равновесия на склоне. Оползень вначале перегородил русло, а затем моренный материал был вынесен в долину Левой Сыгыкты и переотложен на его левом борту.

Рис. 1. Аэрофотоснимок масштаба 1:6500. Селевая эрозионная борозда на конусе рыхлых отложений в бассейне р. Средний Сакукан в хр. Кодар.

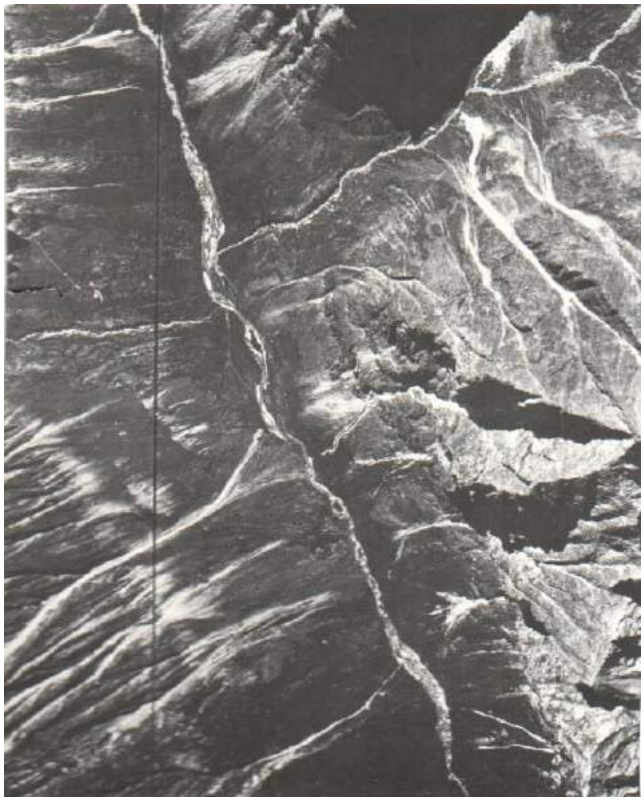


Рис. 2. Аэрофотоснимок масштаба 1: 25000. Следы селевых потоков в долине р. Ледниковая в хр. Кодар.

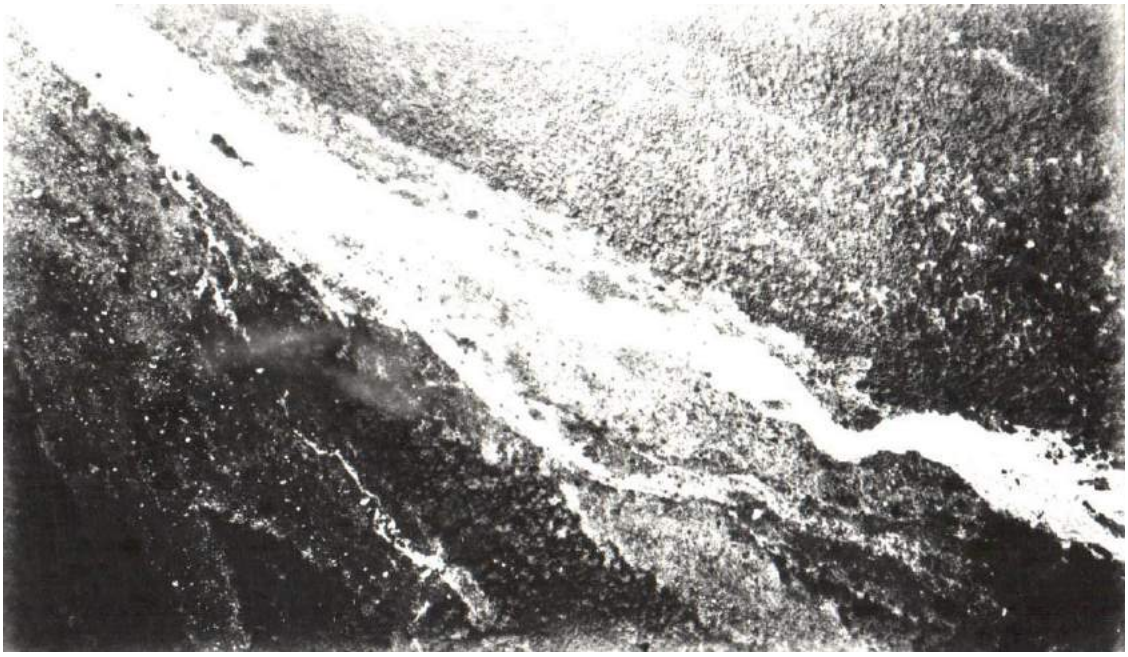


Рис. 3. Отложения селя (1969 г) в долине Левой Сыгыкты в хр. Кодар.

Наблюдения за развитием склоновых селей на Кодаре и Удокане в 1981-1984 гг проводили сотрудники Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН [Plastinin, Plyusnin, Stupin, 1984]. К примеру в августе 1983 г выпало максимальное количество осадков (табл.).

Месячные суммы осадков (мм) в селеопасный период 1981-1984 гг.

Год	Чара, 708 м		Кодар, 1500 м		Удокан, 1500 м	
	июль	август	июль	август	июль	август
1981	11,8	131,4	245,5	195,7	149,5	192,7
1982	86,5	105,0	117,6	150,1	89,3	151,6
1983	102,6	173,9	109,1	227,4	141,8	228,9
1984	56,2	26,1	103,9	80,5	153,0	67,4

В этом месяце было 26 дождливых дней, т. е. дожди шли почти непрерывно. Причем обложные осадки чередовались с ливнями интенсивностью 50-70 мм за 12 час. В это время на Кодаре и Удокане горные ручьи и реки превратились в бурные потоки, транспортирующие большое количество обломков горных пород. Наиболее активно селеобразование наблюдалось 4 и 9 августа, когда здесь отмечался максимум осадков – 71,4 мм за 12 час. Разрушительный водокаменный поток наблюдался 9 августа 1983 г. в долине р. Средний Сакукан. Сорвавшийся из денудационной воронки с высоты 1800-1900 м, с огромной скоростью, сильным гулом и грохотом устремился к тальвегу долины. Преодолев расстояние 500-600 м по крутому обнаженному в верхней части и залесенному в нижней части склону крутизной около 60 градусов в начале пути и 15 градусов в конце, стремительный поток большую часть влекомого материала вынес в русло основной реки. При этом он разрушил полотно заброшенной дороги и в нижней залесенной части склона образовал эрозионный желоб длиной около 300 м, глубиной 1,5 – 3,0 м и шириной 6-10 м (рис. 4).

Рис. 4. Селевые отложения в долине р. Средний Сакукан.

По краям желоба сформировались валы из селевых отложений высотой около 1 м. Состав этих отложений в основном крупнообломочный с заполнителем из дресвы и песка. Размер отдельных глыб достигал 2,5 м в поперечнике. На своем пути селевой поток вырвал и утащил вниз всю древесную и кустарниковую растительность, а по краям переломал или значительно повредил ее.

Пораженность территории селями оценивается коэффициентом селеопасности K_s, под которым понимается отношение длины всех русел рек и временных водотоков, по которым проходят селевые потоки (s) к суммарной длине всех рек и временных водотоков на данном участке (L) K_s =

s/L. В хребте Кодар в бассейне р. Средний Сакукан средний K_s составляет 0,18, однако на некоторых участках пораженность селями выше (рис. 5), но не превышает максимальной величины 0,41. Селевые потоки относительно маломощны и площадь селевых отложений не превышает 1 км^2.

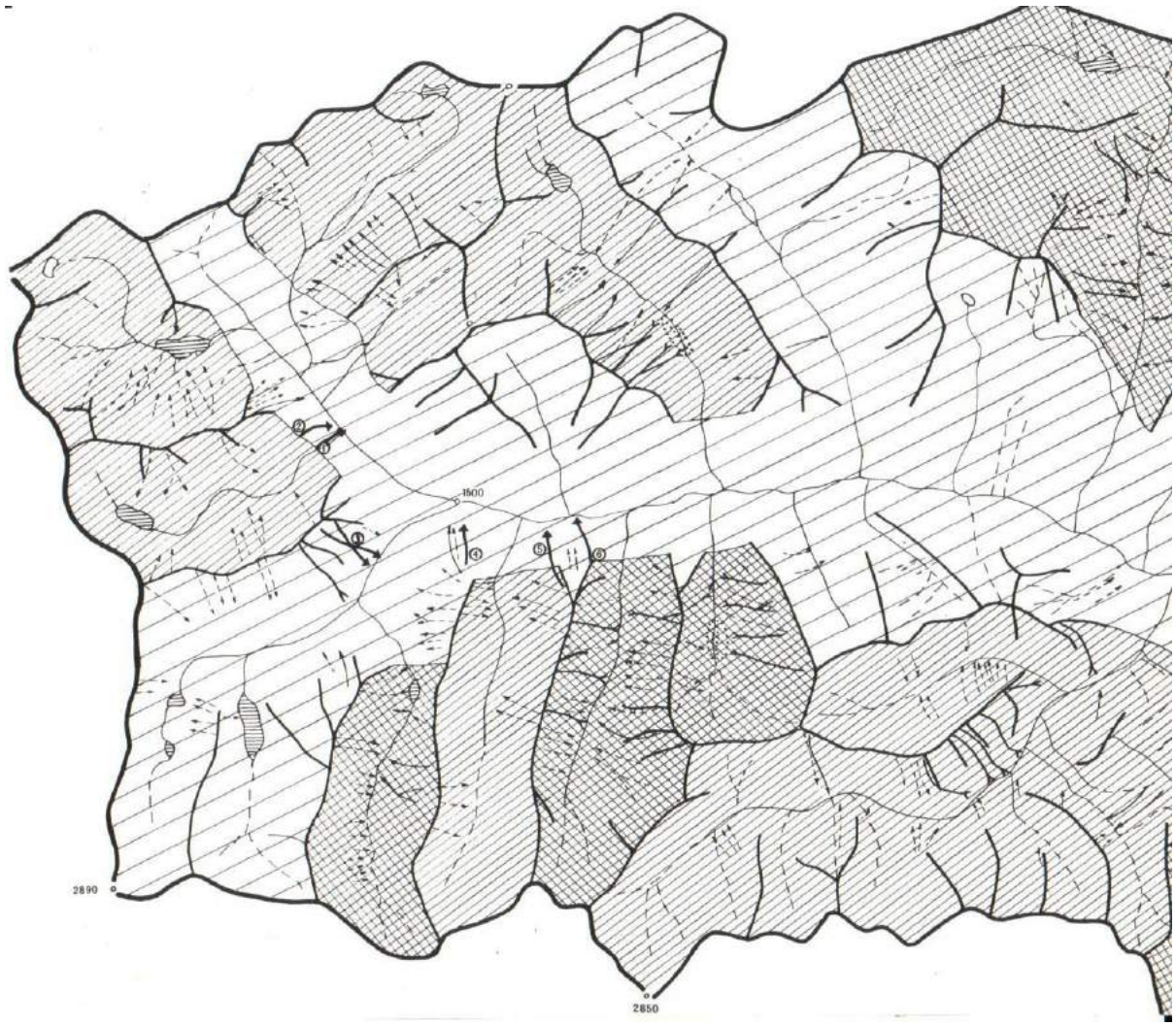


Рис. 5. Схема селевой пораженности бассейна р. Средний Сакукан (по данным полевого обследования, 1977 г).

Условные обозначения.
Пораженность территории селями: слабая ($0 \le K_s \le 0,1$), средняя ($0,1 \le K_s \le 0,25$), сильная ($0,25 \le K_s \le 0,5$). Крупные склоновые сели с вычисленными максимальными расходами и их номера. Сели, формирующие конуса выноса. Сели не формирующие конуса выноса. Временные водотоки со следами селевой деятельности. Реки и ручьи. Временные водотоки. Озера. Линии водоразделов

Агафонов Б.П. Распространение и прогноз физико-географических процессов в Байкальской впадине / Динамика Байкальской впадины.- Новосибирск: Наука, 1975.- С.59-138.

Иметхенов А.Б. Катастрофические явления в береговой зоне Байкала.- Улан-Удэ: Изд-во Бурятского пединститута, 1994.- 65с.

Перов В.Ф., Семехин В.Ю. Селевые явления в зоне БАМ / Вопросы географии. Геоморфология и строительство.- № 111.- М.: Мысль, 1979.- С.148-159.

Пластинин Л.А., Плюснин В.М., Чернышов Н.И. Ландшафтно-аэрокосмические исследования экзогенного рельефообразования в Кодаро-Удоканском горном районе.- Иркутск: Изд-во Иркутского университета, 1993.- 200с.

Plastinin L.A., Plyusnin V.M., Stupin V.P. Aerospace methods and data for the Study of exogenic processes in the mountain regions of the Baikal-Amur mainline // Mapping Sciences and Remote Sensing.- 1984.- Vol. 21.- No 1.- pp.58-63.

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО МОДЕЛИРОВАНИЮ ХАРАКТЕРИСТИК ПОЛЕЙ ЛИВНЕВЫХ ОСАДКОВ ДЛЯ ГОРНЫХ РАЙОНОВ

ПОЛЯКОВА С.Е., ТАЛАНОВ Е.А.
Казахский Национальный Университет им. аль-Фараби, Республика Казахстан, Алматы
E-mail: teage@mail.ru

RECOMMENDATIONS FOR CHARACTERISTICS FIELDS OF HEAVY RAINS MODELLING IN THE MOUNTAINOUS AREAS

POLYAKOVA S., TALANOV YE.
Al-Farabi Kazakh National University, Republic of Kazakhstan, Almaty
E-mail: teage@mail.ru

Определяется ситуация возможного факта выпадения жидких осадков над конкретным регионом с учетом общих циркуляционных условий волнового движения атмосферы и целого комплекса факторов: влагосодержание воздуха, скорости вертикальных движений в слое трения и в свободной атмосфере, адвекции тепла и влажности и других показателей. Краткосрочные прогнозы погоды, включая возможность выпадения осадков, их вид и интенсивность составляют на период от 12 до 72 ч. При этом размеры территории (пространство разрешения 200–2000 км) определяются заблаговременностью прогноза. Основным методом экстраполяции развития погодообразующих структур во времени и пространстве является численный прогноз полей метеорологических параметров с использованием гидродинамических моделей циркуляции атмосферы. Оценка интервалов наиболее вероятных значений прогнозируемых метеорологических параметров для заданного пункта или территории на основе применения расчетных методов, учета местных особенностей, суточного хода, структуры и эргодического свойства цикла формирования прогнозируемых осадков.

Гидродинамические модели атмосферы прогнозируют не локальные, а осредненные по ячейкам расчетной координатной сетки значения метеорологических величин. В моделях атмосферы представлены лишь основные погодообразующие механизмы. Физические процессы при этом воспроизводятся приближенно. Глобальная гидродинамическая полулагранжева модель ПЛАВ 2008 (автор М.А. Толстых) – модель прогноза элементов метеорологических полей с заблаговременностью до 10 суток.

Выходом продукции модели являются поля метеорологических параметров, например:

– атмосферное давление на уровне моря и на уровне орографии (рис. 1 а);
– геопотенциал стандартных изобарических поверхностей (от 1000 до 10 гПа);
– относительная топография 500/1000;
– температура воздуха на изобарической поверхности 850 гПа и приземная (рис. 1б, в);
– влажность воздуха на стандартных изобарических поверхностях;
– суммарные и конвективные осадки (рис. 1а);
– направление, зональные и меридиональные составляющие скорости ветра.

В пространстве прогнозная температура воздуха на поверхности 850 гПа неплохо согласуется с приземной температурой воздух (рис. 1 б, в), например, в Алматы (срок 00 ВСВ) в период выпадения осадков (рис. 1 а – зафиксировано 0,5 мм/12 ч, а накануне 17.05. ночью выпало 32 мм) температура T_{850}=12,4˚С и у поверхности земли $T_{мин}$=8˚С. При облачности 8/8 (толщина облаков Ас более 2000 м) высота нулевой изотермы находится на 2919 м, где в теплом слое находится слой инверсии выше уровня конденсации (высота 918 м).

Региональная модель прогноза полей метеорологических величин с шагом сетки не более 50 км, в сигма-системе координат (автор В.М.Лосев) учитывает турбулентные пульсации, что способствует разработке методики краткосрочного прогнозирования полей интенсивности осадков в синоптическом масштабе и в зонах фронтальных разделов на срок до 48 ч. Осуществлена адаптация региональной модели к территории Дальнего Востока и проводятся ее испытания для Западно-Сибирского региона и Северного Кавказа. Прогностические подразделения внедряют результаты мезомасштабных моделей COSMO-RU (прогноз облачности и осадков с дискретностью 3 ч) и ансамблевых прогнозов температуры воздуха, температуры точки росы и осадков (мм/6 ч), размещаемых на сайте http: //method.hydromet.ru/ansambl [Севастьянова, 2011].

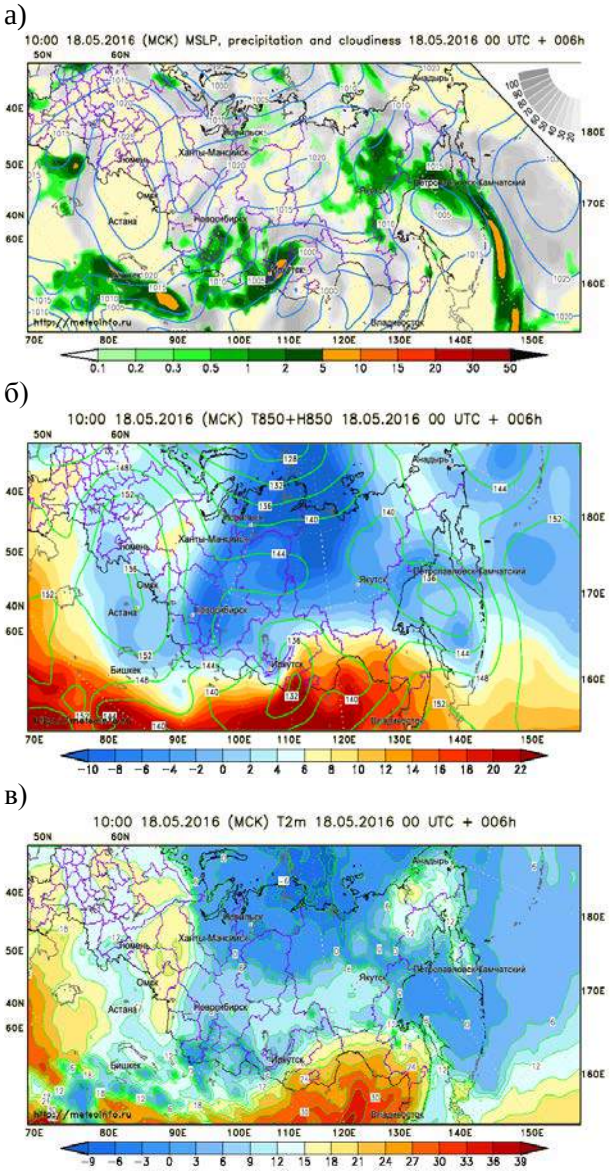


Рис. 1. Прогностические карты:
а – осадков (мм/6 ч) и давления на уровне моря (гПа); б – температуры воздуха (T_{850}, ˚С) и давления (H_{850}) на уровне 850 гПа; в – приземной температуры воздуха (T_{2m}, ˚С) на 6 ч от срока 00 ч ВСВ 18.05.2016 по модели ПЛАВ Гидрометцентра России и ИВМ РАН (http://meteoinfo.ru)

В качестве недостатков при прогнозировании летних осадков указывают на причины:

– движение ветров и температуры воздуха, подсчитываются для средней высоты над поверхностью земли и из-за этого могут быть неточными в приморских и горных районах;

– расчет орографической вертикальной скорости не по реальному, а по некоторому сглаженному рельефу;

– модели погоды (NEMS) имеют пространственное разрешение (около 30 км) и не могут воспроизводить все местные погодные явления, как например грозы, местные ветры. Причиной является недостаточная плотность сети метеостанций (особенно в горных районах) и точность исходных данных, причем, в меньшей степени, это связано с несовершенством алгоритмов, с помощью которых создаются сеточные архивы.

Установлено, что осадки архива CRUTS 2.1 имеют большие погрешности: в горных районах Балхаш-Алакольского бассейна корреляционная связь между годовыми суммами осадков метеостанций и архива составляет 0,81–0,83, причем в высотном поясе от 850 до 2500 м для отдельных лет осадки архива занижены на 35–75 % [Кожахметова, 2013].

Для краткосрочного прогноза количества осадков в модели погоды meteoblue учитываются и соединяются многочисленные модели гидрометеорологических процессов, статистический анализ, измерения, радарная и спутниковая телеметрия, что позволяет получить наиболее достоверный прогноз погоды для любой рассматриваемой местности (рис. 2).

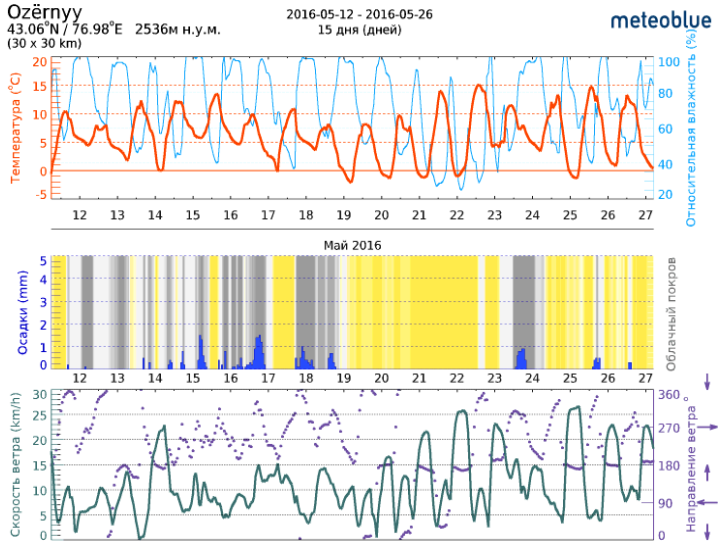


Рис. 2. Модельные метеорологические данные для МС Ozernyy (Илейский Алатау, 2536 м), https://www.meteoblue.com/ru/

Под крупномасштабным моделированием будем понимать получение сглаженной многолетней последовательности годовых значений метеорологических величин, служащих основой для дальнейшего развертывания процедуры генерации этих же величин, но уже с суточным шагом и учетом закономерных внутригодовых колебаний, отображающих смену времени года [Виноградов, 2010]. Поскольку зависимость поведения атмосферы от ее начального состояния с течением времени стремительно затухает, то к ней приходится относиться как к стохастической или детерминированно-хаотической системе [Виноградов, 2008]. Неограниченная во времени модель погоды с неизбежностью может быть только стохастической, но с учетом детерминированной периодичности – суточной и годичной.

Для описания случайного процесса формирования структуры полейсуточных (полусуточных) сумм осадков и пульсаций интенсивности внутри дождя рекомендуем следующие алгоритмы по блокам стохастической модели «Погода» [Виноградов, 2010; Таланов, 1994, 1998, 2007]. При решении таких задач следует оставаться в рамках гауссовости и марковости.

Секция 1. Ввод информации. Список метеостанций с указанием их высоты над ур.м. и номера РТ. Приемлемыми элементами стохастической модели являются суточные величины: вероятность выпадения осадков; суточные суммы осадков; продолжительность выпадения жидких осадков; суточная температура воздуха; суточная относительная влажность воздуха.За дождливый день принимается суточный интервал времени с измеренным количество осадков более 1 мм. Точка усечения эмпирических функций распределения H=1 мм, а степень усечения принимается одинаковой и равной 0,55. Эмпирические вариационные ряды суточных сумм осадков аппроксимируются функционально-нормальным распределением с функцией преобразования $x = (H+1)^{n(x)} \ln H.$ Одновременно оцениваются ее параметры–математическое ожидание M(x), среднее квадратическое отклонение s(x), n(x) – характеризует асимметричность исходного ряда [Виноградов, 1988]. Вычисляются средние многолетние значения месячных условных (были или не были накануне осадки) вероятностей выпадения осадков.

Секция 2. Однократное вычисление ряда постоянных неизменяющихся величин и величин, имеющих внутригодовой ход. В пределах РТ-площадей: облачность и вероятность появления дня с осадками; интерполяционные коэффициенты для перевода наблюденных метеорологических величин в РТ. Вычисляют коэффициенты корреляции нормализованных суточных сумм осадков x=x(H) для двух ситуаций – при суточной температуре воздуха θ≥2 ˚C и θ<2 ˚C, после чего строятся две соответствующие пространственные корреляционные функции и одновременно оцениваются их параметры.

Для двух соседних точек несовпадение обстановки «есть осадки – нет осадков» (υ_{12}) определяют следующие вероятности за каждые сутки: несовпадения погодной обстановки υ_{12}; систематического (климатического) несовпадения $\sigma_{12} = |\lambda_1 - \lambda_2|$ с учетом вероятности λ того факта, что день будет отмечен осадками; случайного несовпадения $\mu_{12}=(\upsilon_{12}-\sigma_{12})$. Для известных точек (A, B, C), в которых значения осадков уже зафиксированы, а в точке X это еще предстоит сделать – моделируют условные вероятности и определяют факт попадания случайных чисел в интервал 0…λ(X/ABC) (день с осадками) или в интервал λ(X/ABC)…1 (день без осадков).

Поле нормализованных и нормированных суточных сумм осадков будем считать однородным и изотропным, а пространственная корреляционная функцияэтого поля аппроксимируется экспоненциальной зависимостью от расстояния между заданными точками.

Секция 3. Пересчет прихода прямой солнечной радиации на поверхность почвы, учитывающий влияние облачности, альбедо поверхности, орографической затененности и покрытие растительностью.

Секция 4. Преобразование входных метеовеличин или их генерация для РТ за все дни и годы. Интерполяция в РТ возможна только для предварительно нормированных величин.Определения слоя жидких осадков с учетом приземной температуры воздуха и наиболее вероятные продолжительности их выпадения. Каждый элементарный процесс пульсации интенсивности осадков можно представить в виде отношения случайной функции *i(t)* к своему математическому ожиданию, в качестве оценки которого используют величину дождя за время его выпадения T: $I = (1/T)\int_0^T i(t)dt.$ Одномерный закон распределения ординат случайного процесса интенсивности дождя будет показательным с одним параметром: $\varphi(i) = (1/I)\, exp(-i/I).$ Нормированная корреляционная функция процесса *i(t)*хорошо аппроксимируется выражением: r(τ) = exp(-0,10|τ|), где τ – интервал времени (мин). Статистика кривых распределения параметров T и H=IT, определяющих уровень интенсивности и

продолжительности случайного процесса выпадения осадков, определена для почти 500 метеорологических пунктов, расположенных в горных районах Евразии (40–60 с.ш., 40–140 в.д.). Зависимость между равнообеспеченными величинами слоя (H_p, мм) и продолжительности (T_p, мин) выпадения осадков имеет вид: $T_p = A\,H_p^n$. Здесь значения параметра *n* находятся в интервале от 0,81 (Карпаты) до 0,89 (Алтай) [Виноградов, 1987], а в Приморском крае оно уменьшается до 0,70 (Сихотэ-Алинь). Для внутриматериковой горной территории при расчете продолжительности дождей рекомендовано среднее значение параметра *n* =0,83 [Таланов, 1994]. Параметр *A* характеризует метеорологические особенности конкретной местности в отношении средней интенсивности выпадения осадков (интервал 34÷85).

Последовательность детерминированно-стохастического моделирования гидрометеорологических процессов в координатах пространства и времени включает этапы. На выходе стохастической модели погоды (А) генерируются пространственно-временные поля метеорологических величин, которые поступают на вход детерминированной модели формирования стока и сопровождающих его процессов. Затем рассчитываются характеристики паводков, поступающие на вход стохастической модели (В), выполняющей задачу вычисления эмпирических функций распределения. На выходе стохастической модели (В) фигурируют координаты кривых распределения заданных характеристик стока. Такие системы кривых распределения характеристик стока могут быть получены, как для прошлых, так для настоящих и будущих условий. Можно имитировать гидрометеорологические ситуации в бассейне, в том числе и с учетом изменений ландшафтов и климата [Мочалов, 1992; Таланов, 2007].

В цель исследования входит интерпретация данных с позиций снижения уровня неопределенности для факторов определяющих условия формирования селей, моделирование и прогнозирование характеристик состояния объекта-процесса на определенную дату и место возникновения явления.Определяют начальные условия выпадения дождя и краткосрочный прогноз их количества. Первые сутки прогноза начинаются с 9 часов (время утреннего измерения осадков, слой которых относится за ночь предыдущих суток) того дня, когда составляется прогноз. Для селевого бассейна Малая Алматинка средняя оправдываемость прогнозов количества осадков составила 78 % и 76 % с заблаговременностью соответственно 12 и 24 часа [Вальнер, 1992].

Прогнозирование селеобразования осуществляется для селевых очагов, приуроченных к притокам речной сети первого порядка [Таланов, 1998, 2013]. Объектами формирования паводков служат водосборы элементарных склонов с различными стокообразующими поверхностями (степями, лесами, скалами, осыпями, современными и древними моренами, ледниками). Оптимальные размеры репрезентативных бассейнов, несколько зависящие от характера рельефа, составляют 0,01–1,0 км^2. Поверхностные стоковые элементы в зависимости от уклона и ландшафта могут изменяться от 10^{-3} до 10^4 м^2. Типами очагов селей являются ложбины, рытвины, врезы, русла, тальвеги в покровных рыхлообломочных породах, в которых происходит взаимодействие паводков с расходами, превышающими их критическое значение (селевые очаги взаимодействия). Морфометрические соотношения селевых очагов записывают в виде МФ=(H/B) (L/B), где H, B, L – соответственно средняя глубина, средняя ширина по верху и длина морфологического образования (селевые рытвины МФ=(0,4÷0,8) (15÷100 и более), селевые врезы МФ=(0,4÷0,8) (1÷15), селевые обнажения МФ=(0,01÷0,06) (1÷15)) [Виноградов, 2010].

Прикладная сторона исследования: обобщение данных наблюдений и анализ изменения параметров в пространстве и времени, их типизация и генерализация в целях оценки селевой опасности и риска возможного ущерба на конкретной территории хозяйственного освоения. Разработанный краткосрочный вероятностный прогноз селей (эрозии) дождевого происхождения с заблаговременностью от 12 до 24 часа имеет оправдываемость опасных явлений 75–80 % (как для отдельных очагов, так и фоновый в условиях северного склона Илейского Алатау). Результаты оценок экономической эффективности при ориентации потребителя на прогнозы селеопасности с постоянным применением предупредительных мер убедительно показывают на существенный выигрыш (в 2-6 раза, а иногда и более) по сравнению со стратегией игнорирования опасности [Таланов, 2007].

Вальнер Р.Ю. Способ краткосрочного прогноза осадков в селеопасный период для Заилийского Алатау // КазНИГМИ, Сборник 12 «Селевые потоки». – М.: Гидрометеоиздат, 1992. – С. 62–70.

Виноградов В.А., Кошинский С.Д., Таланов Е.А. Атмосферные осадки и сели юго-востока Западной Сибири. – М.: Гидрометеоиздат, 1987. – 148 с.

Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 312 с.

Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Современные проблемы гидрологии: учебное пособие. – М.: Издательский центр «Академия», 2008. – 320 с.

Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Математическое моделирование в гидрологии: учебное пособие. – М.: Издательский центр «Академия», 2010. – 304 с.

Кожахметова Э.П., Загидуллина А.Р., Аппазова Т.Б. Точность воспроизведения температуры воздуха и осадковна территории Казахстана климатическим архивом CRUTS 2.1 // Гидрометеорология и экология. – 2013. – №3(70). – С. 30–41.

Мочалов В.П., Таланов Е.А. Метод краткосрочного вероятностного прогноза селей дождевого генезиса // КазНИГМИ, Сборник 12 «Селевые потоки». – М.: Гидрометеоиздат, 1992. – С. 25–40.

Севастьянова Л.М., Ахметшина А.С. Методы краткосрочных прогнозов погоды общего назначения: учебное пособие. – Томск: Изд-во «Курсив», 2011. – 266 с.

Таланов Е.А. Статистические закономерности пространственного и временного распределений дождей в горных районах Казахстана // Автореф.дисс. на соиск. учен.степени канд.географ.наук. – Алматы, 1994. – 27 с.

Таланов Е.А. Математическое моделирование и краткосрочное вероятностное прогнозирование селей дождевого генезиса. – Алматы: Казак университетi, 1998. – 131 с.

Таланов Е.А. Региональная оценка эколого-экономического риска от водной эрозии и селей. – Алматы, 2007. – 352 с.

Таланов Е.А. Оценка степени эрозионного расчленения бассейнов и основные закономерности селевой опасности в горных районах // Вестник Томского государственного университета. – 2013. – № 375. – С. 187–193.

ЭВОЛЮЦИЯ СЕЛЕВЫХ БАССЕЙНОВ НА СКЛОНАХ МОРСКИХ ТЕРРАС ЗАПАДНОГО ОХОТОМОРЬЯ

РЫБАЛЬЧЕНКО С.В.[1], ВЕРХОВОВ К.В.[2]

[1] *Дальневосточный геологический институт дальневосточного отделения РАН Сахалинский филиал, лаборатория лавинных и селевых процессов, г. Южно-Сахалинск, Россия*

[2]*ООО СКФ «Росстрой», Южно-Сахалинск, Россия*

STAGES OF FORMATION OF MUDFLOW BASINS ON THE SLOPES OF MARINE TERRACES MADAN

RYBALCHENKO S.V.[1], VERKHOVOV K.V.[2]

[1]*Sakhalin Department of Far East Geological Institute, Laboratory of Avalanche & Debris-Flow Processes*

[2] *LLC BCF «Rosstroy», Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

Введение

Сели на морских террасах широко распространены на всей территории Западного Охотоморья (побережье Магаданской области и о. Сахалин). Несмотря на небольшие объемы (в редких случаях максимальные объёмы могут достигать нескольких десятков тысяч м^3), селевые потоки представляют серьезную опасность из-за высоких скоростей (до 15 м/с), обусловленных большими уклонами (до 35º) и малой длиной селевых русел (в среднем 100 – 500 м). Территории 21 населённого пункта Западного Охотоморья подвержены воздействию селевых потоков со склонов морских террас и представляют угрозу транспортным магистралям, объектам хозяйственной деятельности и жилой застройке. Активно формирующиеся селевые бассейны с частыми селями могут внести существенные изменения в территориальное планирование этих городов в течение ближайших 20-30 лет [Гребнев, 2008]. Стоит отметить, что вопрос возникновения и развития селевых бассейнов на склонах морских террас до сих пор малоизучен и представляет большой научный и практический интерес.

Селевой режим морских террас Западного Охотоморья

Возникновение селевых бассейнов на морских террасах Западного Охотоморья обусловлено особенностями их геологического строения.

Грунты, слагающие морские террасы о. Сахалин, представлены преимущественно песчаными и глинистыми породами: разнозернистыми песчаниками (в том числе слабо окаменелыми с включениями вулканического туфа), перемежающимися аргиллитами, алевролитами, песками с прослоями галечника и различных видов глин [Геология СССР, 1970]. Аргиллиты и алевролиты наиболее активно участвуют в процессе селеформирования, образуя связные грязевые и грязекаменные сели [Казаков, Минервин, 2000]. Эти селеформирующие породы, являясь продуктом цементации и дегидратации глинистых и пылеватых грунтов, обладают высокой прочностью и малой влагоемкостью, превосходя по этим показателям песчаники [Маслов, 1977]. Однако, благодаря своей слоистой тонкодисперсной структуре, быстро выветриваются, образуя в течение 2-3 лет кору выветривания мощностью 5-100 см [Казаков, Минервин, 2000] (рис 1). При выветривании сильно снижается несущая способность таких грунтов: невыветрелые аргиллиты обладают пределом прочности на сжатие до 460-510 кг/м^2, выветрелые аргиллиты в сухом состоянии менее 100 кг/м^2, в водонасыщенном 20 кг/м^2.

Рис. 1. Кора выветривания селеформирующих пород (аргиллитов).

Селевой режим морских террас о. Сахалин отличается цикличностью, обусловленной необходимостью предварительной подготовки материала селевого бассейна (выветриванием). Возникновение и развитие селевого бассейна происходит линейно по мере образования коры выветривания селеформирующих пород и дальнейшего прохождения селя. Активизация селевых процессов происходит под воздействием гидрометеорологических факторов: муссонного климата с мощными циклонами и интенсивными осадками, обильного весеннего снеготаяние (в том числе аккумулятивных отложений снега в отрицательных формах рельефа и зонах турбулентности, образованных микрорельефом местности).

На побережье Магаданской области селеформирующие породы представлены пылеватыми песками и супесями, неогенового возраста [Сводный отчет …, 1977]. Такие грунты из-за наличия большой составляющей пылеватых тонкодисперсных частиц (до 70 %) и относительно большой пористости (до 47 %) при изменении гидрологической обстановки, и влажностного режима существенно снижают свою несущую способность, испытывая пластичные деформации, а при сильном обводнении способны формировать на склонах несвязные наносоводные селевые потоки. Стоит отметить, что кора выветривания данных селеформирующих пород редко имеет мощность более 2-5 см, а глубина захвата пород обусловлена распределением касательных напряжений.

Периоды возникновения селей (по данным наблюдений и дендрохронологии) соответствуют времени прохождения наиболее мощных летних циклонов [Швер, 1968]. Весеннее снеготаяние не сказывается на процессе селеформирования. Циклоническая деятельность на побережье Магаданской области играет не только роль триггерного механизма, но и является определяющим фактором возникновения селей и формирования селевых бассейнов на склонах морских террас.

Селевой режим морских террас побережья Магаданской области отличается отсутствием выраженной периодичности и цикличности. Формирование и эволюция селевого бассейна под действием циклона происходит не линейно, а поэтапно: очередное метеорологическое событие (циклон) позволяет перейти селевому бассейну на новую стадию развития.

Этапы эволюции и классификация селевых бассейнов морских террас

Возраст селевых бассейнов морских террас Западного Охотоморья по результатам полевых работ, дендрохронологических исследований, фондовых данных и палеореконструкции сильно разниться (2-3 года для небольших склоновых селевых бассейнов и свыше 150 лет для крупных русловых). Классификация селевых бассейнов и определение этапов их эволюции была произведена по геоморфологическим признакам их русел, меняющимся с течением времени под действием экзогенных процессов. Условно селевые бассейны морских террас Западного Охотоморья можно разделить на четыре класса, каждому из которых соответствует своя форма и стадия развития русла.

К **I** классу относятся склоновые селевые бассейны возрастом не старше 2-5 лет представленные промоинами и мелкими врезами. Являясь начальным этапом эволюции селевого бассейна, они отличаются отсутствием четкого русла и малой длинной зоны транзита при больших уклонах. Селевые бассейны **I** класса расположены на склонах углы заложения которых значительно превышают угол естественного откоса грунтов, слагающих их. Это обуславливает значительное влияние на селеформирование касательных напряжений в потенциально селевом массиве, возникающих от собственного веса грунта. Селевые отложения расположены у подножья и на поверхности склона, имеют небольшие объёмы и конусообразную форму. В отложениях селевых выносов несвязных селей прослеживается сортировка материала селевым потоком по принципу гидравлической крупности [Флейшман, 1985]. Растительность (в том числе пионерная в виде мхов и лишайников) отсутствует. Склоновый селевой бассейн может сформироваться как в существующей мелкой эрозионной форме рельефа (врезе, рытвине, промоине), так и быть образованным первичным склоновым селем, если потенциальный селевой массив находиться в состоянии предельного равновесия. В пределах одного бассейна может располагаться сразу несколько мелких эрозионных форм рельефа, однако они не являются руслом, поскольку не обуславливают движение селевого потока по определенной траектории (рис. 2).

Рис. 2. Склоновый селевой бассейн I класса, образованный первичными склоновыми селями.

Селевые бассейны **II** класса возрастом не старше 15-20 лет представлены крупными врезами и небольшими оврагами, расположенными на склоне. Имеют большой уклон профиля, превышающий угол естественного откоса слагающих грунтов и четко выраженное русло, которое может быть сформировано селями, временными водотоками, суффозией или выветриванием при слиянии

двух соседних склоновых бассейнов и последующего углубления их общего русла. Селевые отложения расположены у подножья склона и имеют веерообразную форму. Очаговая растительность представлена мхом, лишайником, разнотравьем, порослью кустарника и деревьев. В случае активного селеформирования растительность и почвенный покров отсутствуют. В данных селевых бассейнах присутствуют следы активного селеформирования (заплески разных высот, повреждения на деревьях с различными датировками, наличие нескольких конусов выноса) (рис. 3).

Рис. 3. Склоновый селевой бассейн II класса с руслом образованным временным водотоком.

Селевые бассейны **III** класса не старше 75 лет (балки, крупные овраги, небольшие долины с V-образными бортами) отличаются пологим профилем и имеют уклоны, близкие к углу естественного откоса грунтов, слагающих их. Могут иметь сильную залесенность и хорошо задернованный конус выноса с порослью кустарников и деревьев, однако при частом селепрохождении растительность может носить очаговый характер. Русла таких бассейнов, как правило, имеют постоянный водоток и аллювиальные отложения. В бортах бассейна могут формироваться вторичные склоновые селевые бассейны. В целом такие развитые формы рельефа более устойчивы к склоновым экзогенным геологическим процессам и частота селеформирования в них может снижаться. Возникновение селевых бассейнов **III** класса возможно двумя путями: при эволюции селевого бассейна **I** класса под действием экзогенных процессов, а также непосредственное возникновение селевого бассейна **III** класса при проявлении эндогенных процессов (образование тектонического разлома или синклиналь) (рис. 4).

Селевые бассейны **IV** класса старше 75 лет представлены протяженными V-образными и U-образными долинами с пологим профилем и разветвленной сетью распадков. В бортах таких бассейнов активно формируются вторичные склоновые и русловые селевые бассейны. Из-за большой площади водосбора присутствует разветвленная сеть постоянных и временных водотоков [Перов, 1989]. Их объединяют главное селевое русло и общий конус выноса [Перов, 1996]. В русле бас-

сейна формируются аллювиальные отложения и террасы. Конус выноса имеет плащевидную форму. Из-за наличия вторичных селевых бассейнов увеличивается частота селеформирования, возможен массовый сход селей в пределах одного бассейна и возникновение селевых паводков (при запруживании постоянных водотоков) (рис. 5).

Рис. 4. Русловой селевой бассейн III класса с вторичными склоновыми бассейнами.

Рис. 5. Русловой селевой бассейн IV класса с разветвленной сетью селевых бассейнов.

Выводы

Не смотря на различие геологического строения, состава селеформирующих пород и селевого режима, все селевые бассейны морских террас Западного Охотоморья можно разделить на четыре класса, в соответствии с геоморфологическими признаками их русел.

Данная классификация близка к типизации селевых бассейнов В.Ф. Перова, однако в отличие от нее не является индуктивно обобщенным рядом данных, а содержит единственный признак классификация селевого бассейна – строение его русла.

I и **II** классы селевых бассейнов являются **склоновыми**, поскольку угол заложения склона значительно больше угла естественного откоса грунтов слагающих их, что приводит к возникновению значительных касательных напряжений в потенциальном селевом массиве. Формируются под действием экзогенных факторов.

К **I** классу селевых бассейнов относятся склоновые селевые бассейны с отсутствием русла, определяющего траекторию движения селевого потока.

Ко **II** классу селевых бассейнов относятся склоновые селевые бассейны с четко выраженным руслом.

III и **IV**классы селевых бассейнов являются **русловыми**, поскольку угол заложения равен углу естественного откоса грунтов слагающих их, что снижает роль касательных напряжений в процессе селеформирования. Формируются под действием экзогенных процессов посредством эволюции бассейнов низших классов или возникают непосредственно под воздействием эндогенных процессов.

К **III** классу селевых бассейнов относятся русловые бассейны уклон русел, которых близок к углу естественного откоса слагающих грунтов.

К **IV** классу селевых бассейнов относятся русловые бассейны, представленные разветвлённой сетью селевых бассейнов разных классов, объединённых общим руслом.

Геология СССР. Том XXX. – М.: Недра, 1970.

Гребнев Ю.С. Инженерная защита от опасных геологических процессов. – М.: ГЕОС, 2008.

Казаков Н.А., Минервин И.Г. Селевые процессы на о. Сахалин. //Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг, вып. 4. – М.: Полтекс, 2000. – С. 35-38.

Маслов Н.Н. Механика грунтов в практике строительства (оползни и борьба с ними). – М.: Стройиздат, 1977. – 320 с.

Перов В.Ф. Селевые явления на территории СССР. – М.: ВИНИТИ, 1989. – 148 с.

Перов В.Ф. Селевые явления. Терминологический словарь. – М.: МГУ, 1996. – 45 с.

Сводный отчет по сейсмическому микрорайонированию территории города Магадан. ГОССТРОЙ РСФСР производственное объединение «Стройизыскания» Северо-восточный трест инженерно-строительных изысканий. г. Магадан: 1977 г.

Флейшман С.М. Сели. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 140 с.

Швер Ц.А. Климат Магадана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 197 с.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА И СВОЙСТВ СЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (УЧАСТОК БАМа)

РЯЩЕНКО Т.Г.
Институт земной коры СО РАН, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова 128
e-mail: ryashenk@crust.irk.ru

METHODS FOR THE STUDY OF COMPOSITION AND PROPERTIES OF MUDFLOW DEPOSITS ITS RESULTS (THE BAM SITE)

RYASHENKO TAMARA
Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033 Irkutsk, of street Lermontov 128
e-mail: ryashenk@crust.irk.ru

Исследованию селей в Прибайкалье посвящены многочисленные работы 60-70-х гг. прошлого века [Астраханцев, Будз, 1962; Астраханцев, Иванов, 1964; Будз, 1964; Лехатинов, 1968; Будз, Рыбак, 1971; Лапердин, Тржцинский, 1977]. В этот период их изучение сводилось к фиксации селевых бассейнов, установлению частоты прохождения селевых паводков, выяснению строения и мощности селевых отложений. При выявлении селеопасных районов использовался метод комплексного физико-географического анализа, который выполнялся на базе стационарных на-

блюдений на различных ключевых участках. Позднее, в 80-90-х гг. на основе комплексных материалов, полученных в районах Северо-Муйского и Байкальского тоннелей трассы БАМ, была разработана модель формирования твердой фазы селей, один из блоков которой включал показатели состава и свойств различных геолого-генетических комплексов четвертичных отложений [Рященко, Макаров, 1984; Ryashchenko and Makarov,1997]. Обобщение материалов по вопросам геодинамики опасных процессов, в том числе селевых потоков, в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири выполнено в виде монографии, которая «появилась на свет» только в 2010 г. [Лапердин, Качура, 2010].

Следует заметить, что при физико-географическом анализе проявления экзогенных геологических процессов разной степени опасности довольно редко проводятся лабораторные работы по изучению состава, микроструктуры и свойств пород, которые являются средой возникновения и развития этих процессов или определяют условия формирования различных геоморфологических элементов. В качестве положительного примера можно привести недавно опубликованную в журнале «География и природные ресурсы» статью «Формирование речных террас в условиях высокой сейсмичности», где специальный раздел посвящен литолого-геологической характеристике отложений одного из разрезов в уступе террасы [Макаров и др., 2016]. Представляемый доклад, с одной стороны, является продолжением прошлых исследований селевых процессов, с другой – доказывает необходимость участия в их оценке аналитического блока.

Проведение работ было продиктовано практическими задачами – обеспечить селевую защиту при реконструкции железнодорожного участка (1658–1673 км) трассы БАМ на перегоне станций Кодар – Леприндо. Здесь 27 июля 2001 г. наблюдалось катастрофическое событие – с южного склона хребта Кодар из трех параллельно расположенных водотоков произошел сход селевой массы объемом около 1,5 млн м^3 [Макаров, 2012] (рис. 1, 2).

Рис. 1. Железнодорожный мост (1661 км), разрушенная водопропускная труба, 2001 г.

Рис. 2. Остатки леса после прохождения селя в 2001 г.

В грунтоведческую группу лаборатории инженерной геологии и геоэкологии в июле 2015 г. переданы 50 образцов с нарушенной структурой, представляющих различные геолого-генетические комплексы (ГГК) четвертичных отложений. Эти образцы были отобраны в период кратковременных полевых работ на селеопасном участке БАМа (фотографии сделаны В.К. Лапердиным – рис. 1–4, 6). Исследования отложений включали три этапа.

Первый этап. В камеральных условиях выполнены детальный просмотр и описание всех образцов, выделены ГГК, в числе которых особую группу составили селевые отложения (sl), представленные различными дисперсными разновидностями, отобранными в пределах конусов выноса или основного селевого потока. На основе визуального просмотра каждому образцу присвоен номер с указанием глубины отбора, приведено наименование по составу (песок крупнозернистый, дресвяный, связный – глинистый; суглинок, дресвяно-щебенистые отложения и т. д.) и установлена его генетическая принадлежность.

Для определения генезиса учитывалось геоморфологическое положение места отбора образца: русло или конус выноса селевого потока – селевые отложения (sl); склон – современный делювий (dQ_4); стенка отрыва дисперсной массы от скального грунта («цирк») – элювий (например, элювий гранитоидов – е/гр) и т. д. Затем был составлен каталог с указанием вида лабораторных определений в зависимости от наименования объекта и генезиса (рис. 3, 4).

Рис. 3. Отбор образцов селевых отложений (разрез № 40).

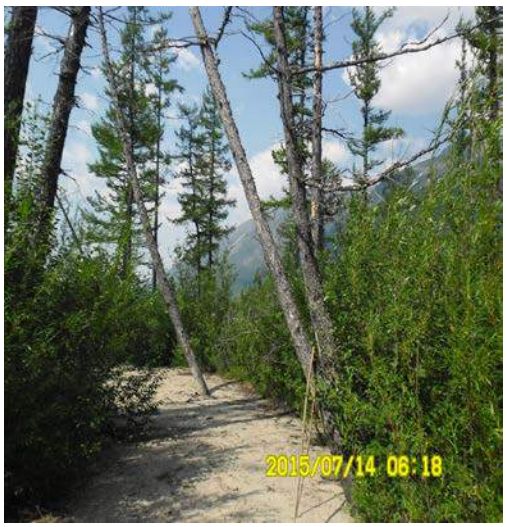
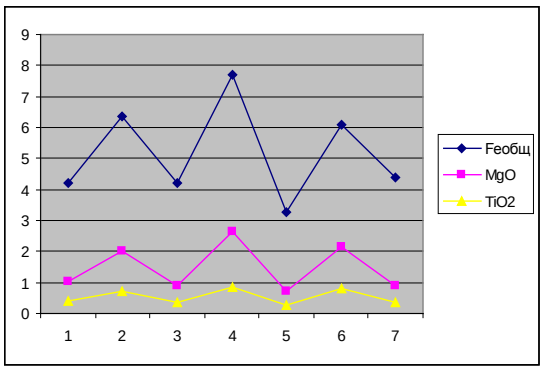


Рис. 4. Песчано-дресвяно-гравийные селевые отложения (берег оз. Леприндо).

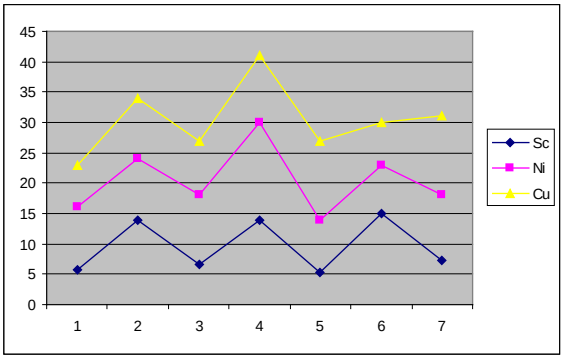
Второй этап. В соответствии с представленным каталогом проводятся лабораторные работы. По стандартным методикам определены гранулометрический состав (ситовой метод и комбинированный: рассев + пипетка); плотность минеральной части; седиментационный объем; углы естественного откоса на воздухе и под водой; коэффициент фильтрации; содержание гумуса; емкость катионного обмена (с применением красителя метиленового голубого) [Ломтадзе, 1990; Лабораторные работы…, 2008; Методические рекомендации…, 1977]. Гранулометрический анализ методом пипетки проводился для почвы, супеси, суглинка, глинистого (связного) песка, при этом выполнялся с тремя способами подготовки образца с последующими расчетами микроструктурных параметров по методу «Микроструктура» [Рященко, 2010].

Кроме того, в семи образцах селевых отложений (sl) разреза № 40 мощностью 1,0 м (см. рис. 3) определялось содержание основных породообразующих оксидов и редких микроэлементов рентгенофлуоресцентным методом (РФА) на спектрометре S8 Tiger. По этим данным были построены графики распределения исследованных компонентов в толще селевых накоплений.

По содержанию общего железа, оксидов магния и титана (рис. 5а), а также микроэлементов ванадия, кобальта, цинка, лантана, скандия, никеля, меди (рис. 5б) установлена четкая ритмичность при формировании отложений (уменьшение – увеличение). Всего обнаружено семь циклов, которым соответствуют отрицательные и положительные пики на графиках. Эта ритмичность (цикличность) связана с разновременными периодами прохождения селевой массы, а также ее составом – при возрастании дисперсности материала увеличивается содержание компонентов – оксидов и микроэлементов и наоборот. При минимальных значениях содержания исследованных компонентов отложения, согласно стандартной классификации и визуальному описанию, представлены дресвяными песками и песками средней крупности, максимальных – связными (глинистыми) песками (это особые проблемные образования).



а



б

Рис. 5а, б. Распределение породообразующих оксидов (%) (4а) и скандия, никеля, меди (ppm) (4б) в образцах селевых отложений (sl) разреза № 40 (горизонтальная ось – образцы, вертикальная – содержание компонента).

Третий этап. Проводится анализ полученных комплексных материалов с соответствующими выводами научно-практического характера.

На основе визуального детального описания образцов с учетом зафиксированного в процессе полевых исследований места отбора выделены следующие ГГК, в том числе селевые отложения – sl, aQ_4, dQ_4, pQ_4, fgQ_{3-4}; e/гр – элювий гранитоидов).

Установлена низкая степень дисперсности твердой составляющей селевых потоков исследованного района, связанная с преобладанием процессов физического выветривания «коренной основы», что определяется климатическим фактором. Значения коэффициента фильтрации (2,4–44,3 м/сут) подтвердили высокую, но разнородную водопроницаемость «грубых» разновидностей отложений – твердой составляющей селевых потоков.

Впервые при изучении селевых отложений использованы геохимические методы (определены содержания породообразующих оксидов и микроэлементов), с помощью которых установлены семь циклов при накоплении толщи, зафиксированные ритмичными изменениями содержания указанных компонентов. Впервые применен метод «Микроструктура», с помощью которого определена низкая степень агрегированности отложений, при этом выявлены особые признаки для солифлюкционного сплыва и связных песков.

По результатам комбинированного гранулометрического анализа установлена очень важная особенность твердой составляющей селей – практически здесь отсутствуют глинистые (< 0,002 мм) и пылеватые (0,050–0,002 мм) фракции. Определение седиментационного объема образцов показало, что отложения относятся к потенциально плывунным разновидностям первого типа, не имеющих структурных связей;

Для объяснения резкого падения угла естественного откоса отложений под водой (на 11–20°) предложена следующая «гипотеза». Дресвяные пески и крупнообломочные дресвяные разновидности, преобладающие среди исследованных образцов, не имеют структурных связей (напомним об отсутствии в их составе глинистых и пылеватых фракций), поэтому роль этих связей играют силы трения между частицами, которые в водной среде уменьшаются и масса переходит в плывунное состояние за счет снижения угла естественного откоса.

На основании представленных материалов можно сделать следующие выводы.

1. Изучение состава, микроструктуры и свойств твердой составляющей селей на селеопасных участках Прибайкалья (рис. 6) рекомендуется проводить по предложенной методической схеме, которая должна включать три этапа: детальное описание образцов в камеральных условиях и составление специального каталога; выполнение лабораторных исследований; анализ полученных результатов.

2. Особенностью исследованного района является грубый состав селевого материала (в источниках его накопления и в перемещенных селевых массах), а также почти полное отсутствие глинистых и пылеватых фракций (исключением являются почвенные покровы и связные пески).

3. Отличительный признак изученных отложений – потенциальная плывунная способность материала, который практически не имеет структурных связей; эта способность проявляется в водной среде при уменьшении сил трения между частицами и снижении угла естественного откоса (обычно такое снижение происходит в плывунах второго типа со структурными связями за счет пылевато-глинистой составляющей).

Рис. 6. Панорама селеопасных бассейнов участка.

Результаты получены с использованием материально-технической базы ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН г. Иркутск, в рамках проекта НИР 0346-2014-0009.

Астраханцев В.И., Будз М.Д. Основные методические положения по изучению селевых потоков на территории Саяно-Байкальской горной области. – Иркутск, 1962.

Астраханцев В.И., Иванов Г.В. Сели юга Восточной Сибири // Селевые потоки на территории СССР и меры борьбы с ними. М.: Наука, 1964. С. 219–225.

Будз М.Д. О геологических условиях формирования селей в Прибайкалье // Материалы по инженерной геологии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск – Москва, 1964. С. 51–62.

Будз М.Д., Рыбак О.Л. Условия селеобразования в Восточном Саяне // Гидрогеодинамические процессы в бассейне Байкала и Ангары и методы их исследования. М.: Наука, 1971. С. 16–25.

Лабораторные работы по грунтоведению: Учебное пособие / Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. – М., Высшая школа, 2008.

Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б. Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1977.

Лапердин В.К., Качура Р.К. Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010.

Лехатинов А.М. Селевые явления Северного Прибайкалья : Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., 1968. 20 с.

Ломтадзе В.Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л., Недра, 1990.

Макаров С.А. Сели Прибайкалья. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012.

Макаров С.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В., Рященко Т.Г. Формирование речных террас в условиях высокой сейсмичности // География и природные ресурсы. 2016. № 1. С. 103–110.

Методические рекомендации по определению физико-химических свойств почв и грунтов при инженерно-геологических и почвенно-мелиоративных изысканиях / Под ред. Л.И. Кульчицкого. – М., Союзводпроект, 1977.

Рященко Т.Г. Региональное грунтоведение (Восточная Сибирь). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010.

Рященко Т.Г., Макаров С.А. Формирование твердой составляющей селей в Северном Прибайкалье // Геологические и экологические прогнозы. – Новосибирск: Наука, 1984. С. 41–50.

Ryashchenko Tamara, Makarov Stanislav. Debris-flow solid-phase formation // Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assesment / Proceedings of First International Conf. New York: ASCE, 1997. P.158–164.

ФОРМИРОВАНИЕ ВОДНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ КРУПНЕЙШИХ ЛАХАРОВ В ЛЕДНИКОВОМ ПОЯСЕ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА (КАМЧАТКА, РОССИЯ) НА ПРИМЕРЕ ПАРОКСИЗМАЛЬНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 1945 ГОДА

СЕЙНОВА И.Б.[1], ЧЕРНОМОРЕЦ С.С.[1], ДОКУКИН М.Д.[2], САВЕРНЮК Е.А.[1]

[1]Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, devdorak@gmail.com

[2]Высокогорный геофизический институт, Россия, 360030, Нальчик, пр. Ленина, д. 2, inrush@bk.ru

THE FORMATION OF WATER COMPONENT OF THE LARGEST LAHARS IN GLACIERIZED AREA OF KLYUCHEVSKOY VOLCANO (KAMCHATKA, RUSSIA): CASE STUDY OF THE 1945 PAROXYSMAL ERUPTION

SEYNOVA I.B.[1], CHERNOMORETS S.S.[1], DOKUKIN M.D.[2], SAVERNYUK E.A.[1]

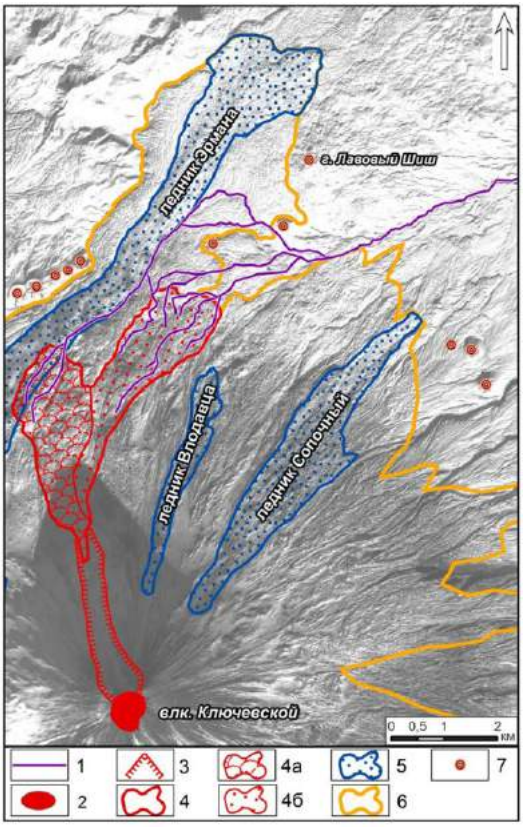
[1]M.V. Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia, devdorak@gmail.com

[2]High-Mountain Geophysical Institute, 2 Lenin Av., Nalchik, 360030, Russia, inrush@bk.ru

Лахары, образующиеся на вулканах с оледенением, находятся в ряду самых опасных процессов, связанных с вулканической деятельностью. Причиной их формирования является таяние снега и льда в процессе термодинамического преобразования изверженных гравитационных потоков в гидрологические. Разрушительную силу и объёмы лахаров определяет количество образованного при этом водного стока. Основным дискуссионным аспектом настоящей статьи является реконструкция вулкано-гляциального взаимодействия на пароксизмальной стадии кульминации

извержения Ключевского стратовулкана 1 января 1945 г., принятого за эталон максимального проявления лахаров в его гляциальной зоне. Его следствием явилось одновременное с экстремальным лахаром образование Крестовского жёлоба, ставшего магистралью сброса продуктов извержения на северо-западные склоны вулкана и ледник Эрмана, самый крупный на Камчатке. Это определило тренд активизации селевых процессов на современном этапе вулканической деятельности Ключевского.

Пароксизмальное извержение вулкана Ключевской на Камчатке 1944-45 гг. привело к образованию экстремального по масштабам лахара, продолжавшегося трое суток при температуре -30°С. Его сход не сопровождался разрушительными последствиями, только потому, что разгрузка селевой массы произошла в 10 км от окрестностей пос. Ключи [Пийп, 1956]. На этом примере устанавливались действующие факторы и причинно-следственные закономерности механизма формирования водного стока, обуславливающего максимальные масштабы проявления лахаров в гляциальной зоне Ключевского вулкана. Всесторонний анализ фундаментальных исследований вулканической деятельности Ключевского [Действующие…, 1991.; Пийп, 1956; Виноградов, Муравьев 1989; Двигало, Мелекесцев, 2000, Жаринов, Демянчук, 2015], полевые наблюдения, использование картографических материалов, дешифрирование аэро-космических съёмок позволили провести реконструкцию последствий катастрофического извержения Ключевского вулкана в 1945 г. Контуры образовавшегося 1 января мощного вреза и сброшенных в гляциальную зону продуктов извержения отрисованы по особенностям морфологии поверхности на основе аэрофотоснимка 1949 г. и снимка с американского спутника KH−9 Hexagon от 29 июня 1975 г. (рис.).



Последствия извержения Ключевского вулкана в 1945 г.: 1 – следы лахаров 1945 г., 2 – кратер влк. Ключевской, 3 – Крестовский жёлоб, 4 – отложения продуктов извержения: 4а – отложения лавовых потоков, 4б – обвальные и пирокластические отложения, 5 – ледники, 6 – граница перигляциальной зоны, 7 – кратеры побочных извержений.

Сценарий развития кульминации извержения. 1 января 1945 г. в 4 ч. 40 м. над кратером вулкана Ключевской взвился мощный столб эксплозии, обозначив начало кульминации извержения. Наклонённый на 20−25° к северо-западу, он достиг высоты 1,5 км через 15 минут [Пийп, 1956]. К 8 ч. 20 м. столб извержения достиг стратосферы на высоте в 15 км. От основания колоссального столба на северо-запад простиралась тёмная стена пеплопада, пронизываемая молниями. Парогазовые облака поднимались до высоты 3000 м. Их мгновенный рост был следствием испарения снега и льда в результате воздействия горячей смеси шлака, лапиллей и пепла при падении тефры на заснеженную поверхность. Катастрофическое таяние снежного покрова привело к образованию первых наносоводных волн лахара, растопивших снег и в долине реки. Бурная деятельность вулкана продолжалась, с 11 часов 30 мин. грохот взрывов усилился, и от землетрясений стали дребезжать стекла и потрескивать стены домов в пос. Ключи. Это была фаза воздействия пирокластических и лавовых потоков на ледники и образования грязекаменных волн лахара. Раскаты взрывов слышались в 300 км от очага извержения и продолжались весь день. Все эти явления затихли к 20 часам вечера, что означало конец пароксизма кульминационной фазы. И сразу же в п. Ключи был услышан «рёв наводнения», который продолжался непрерывно в последующие сутки [Пийп, 1956]. В результате анализа эруптивных событий кульминационной фазы 1 января выявлено соответствие их последовательности субплинианскому типу извержения – обрушение постройки вулкана (Крестовский жёлоб) и направленный взрыв с выбросом эруптивной колонны высотой 15 км, коллапс которой приводит к образованию пирокластических потоков (ПП) [Белоусов и др.,

2006; Belousov et al., 2011]. Описание характера вулканических отложений в ледниковой зоне 1 января 1945 г. является подтверждением их формирования вследствие схода ПП [Пийп, 1956].

Характер отложений пирокластических и лавовых потоков. Ниже устья Крестовского желоба, с высоты 2700 м до 2100 м образовалось огромное поле отложений горячих «лавин» (в кавычки выделены термины Б.И. Пийпа). Часть этих отложений была взброшена на поверхность ледника Эрмана. Их наибольшее количество протянулось вдоль его края, в виде «залежи», песчано-каменистая поверхность которой заняла площадь в 7 км^2. На рис. 1 в границах правой лопасти по её состоянию на 1949 год выделена мощная зона рыхлообломочных отложений, перекрывшая бывший ледник Ключевской. В первые дни после кульминации, изверженный материал был наполнен газами и имел высокую температуру. Под их воздействием над поверхностью погребённого ледника поднимались столбы пара на высоту 600−800 м. Предположительно, за счёт выделения газов и смыва образовавшимися при таянии ледника водами «залежь» потеряла 2/3 мощности. Оценка оставшегося объёма отложений была определена в 0,14 км^3. В составе преобладали частицы пепла, песка и шлака, перемешанные с глыбами старых и новых лав размерами до 5−7 м. Осмотр Б.И. Пийпом последствий извержения в августе 1945 г. подтвердил, что в ранние стадии существования температура отложений была очень высокой. Об этом свидетельствовали горячие струйки пара, поднимавшиеся с поверхности, что характерно для отложений ПП. О большой температуре отложений говорили также высокие обрывы льда, которые могли получиться только в результате «вплавления горячих масс» [Пийп. 1956]. Грандиозные фреатические взрывы, сейсмовоздействия которых ощущались в пос. Ключи, были приурочены к местам внедрения в ледник лавовых потоков, поступавших в жёлоб сразу же после схода пирокластических. На крутом спуске подножия конуса к леднику Эрмана под воздействием лавовых потоков происходило таяние и оседание бывшего ледника Логинова и других ледничков у подножия Ключевского. На их месте из массивных отложений застывшей лавы была образована левая ветвь отложений извержения 1945 г.

Концепция феноменологической модели формирования водного стока максимального лахара 1 января 1945 г. «Лавины», скатывавшиеся в раскалённом состоянии на поверхность глетчеров по покрову зимнего снега, также как и перекрывшая их «залежь» этих образований, должны были интенсивно воздействовать на массы снега и льда и вызвать таяние «огромных масс воды» [Пийп, 1956]. Для раскрытия механизма «интенсивного воздействия» по Б.И. Пийпу, нами проведено исследование влияющих факторов, зависимостей и закономерностей процесса формирования водного стока, генерализация которых легла в основу концепции феноменологической модели лахарообразования.

«Огромный», по определению Б.И. Пийпа, лахар образовался в результате синтеза действующих факторов образования водного стока, аналогичных установленным на опыте исследований следов катастрофических лахаров на вулканах мира с оледенением: 1) таяние снега в случаях воздействия приземных волн летучего пирокластического материала или осаждения неостывшей тефры [Пийп, 1956; Горшков, 1957; Manville et.al. 2000]; 2) таяние ледников в результате термоэрозионного воздействия насыщенных твёрдой фракцией наземных пирокластических потоков; 3) статическое таяние ледников, погребённых под отложениями пирокластических потоков [Pierson, 1990; Waitt, 1994]; 4) таяние ледников в результате внедрения лавовых потоков [Пийп, 1956; Belousov et al., 2011].

Воздействие горячей тефры на снежный покров. На вулкане Ключевской, как и во всех известных случаях, образование водного стока лахара началось с таяния снежного покрова. Первопричиной послужило катастрофическое событие направленного взрыва с выбросом эруптивной колонны, от мощного основания которой простиралась тёмная стена пеплопада Бурное таяние и испарение снега в результате осаждения горячей смеси пепла, шлака и лапиллей сопровождалось мгновенным ростом парогазовых облаков. Для оценки эффективности передачи тепла в снежном покрове используется тепловая модель размыва, где предполагается, что к испарению и таянию снега приводят процессы термического переноса. Проникновение горячих частиц воздуха и пара в снежную толщу приводит к бурному развитию в ней восходящей конвекции и насыщению водой. Распространение термальной эрозии в более плотные слои вызывает разуплотнение, сдвиг и смешение снега с талой водой и тефрой до состояния суспензии водоснежных потоков. Массовое перемещение потоков водоснежной смеси способно удалить весь снег с поверхности ледников и инициировать мощный лахар или наводнение в зимнее время [Manville et.al., 2000]. Катастрофическое таяние снега при массированном выпадении тефры на ледники у подножья Ключевского вулкана привело к образованию первых волн лахара 1 января 1945 г. Количество растаявшего снега в

зависимости от площади охвата территории продуктами осаждённой тефры, по нашей оценке в 15 км^2, и мощности не менее 1 м, в объёме могло достигать порядка 10-15 млн м^3. При плотности снега в 500 кг/м^3 объём талой воды первых волн лахара составлял не менее 7 млн м^3.

Воздействие пирокластических потоков на ледниковый покров. Извержение продолжалось с неослабевающей силой с 8 до 11 часов, сопровождаясь почти мгновенным ростом клубов пара [Пийп, 1956]. Это был период бурной деятельности ПП, в результате которого образовался врез Крестовского жёлоба и масса раскалённой смеси перекрывала поверхность ледников у подошвы вулкана, в истоках р. Киргурич. Здесь сосредоточился очаг твёрдого и жидкого стока экстремального лахара (рис. 1). В механизме разрушения и таяния ледников под воздействием пирокластических потоков, заглавную роль играет турбулентный режим перемещения раскалённой смеси. Термодинамической эрозии и абразии, образующей в процессе движения наземной части потоков врезы на поверхности ледников, достаточно для производства десятков миллионов кубометров талой воды в течение нескольких минут. По данным измерений на ледниковом куполе вулкана Невадо- дель-Руис слой стаявшего льда в процессе образования водного стока катастрофического лахара 13 ноября 1985 г., составлял от 2,5 до 8,2 м [Waitt, 1989; Pierson et al., 1990; Thouret et al., 2007]. По аналогии с известными данными, слой стаявшего льда на леднике Ключевском при воздействии ПП потока 1 января принимаем около 2 м, что при площади в 4 км^2 и плотности льда 800 кг/м^3 в объёме талых вод составляло порядка 6 млн м^3.

За кратким этапом эрозионного воздействия высокоскоростных потоков раскалённой пирокластической смеси последовал статических режим плавления льда под покровом отложений раскалённой смеси. Статическое плавление является устойчивым и широко распространённым явлением при воздействии продуктов извержения на ледниковый покров. Пассивная передача тепла от горячей пирокластики к подстилающей поверхности может генерировать слой в 30-50 мм за 30 мин. [Thouret et al., 2007]. Основываясь на аналогии с данными по вулкану Невадо-дель-Руис, мы посчитали, что за 10 часов кульминации извержения 1945 г. могло растаять до 6 м слоя льда, что в объёме с площади в 4 км^2 составляет не менее 20 млн м^3 талой воды. Количество водного стока, образовавшегося при воздействии тефры и пирокластических потоков на снег и лёд, по предварительной оценке, как минимум, могло достигать объёма в 30 млн м^3.

Воздействие лавовых потоков на ледники. Лавовые потоки, поступавшие вслед за пирокластическими во врез жёлоба, образовали левую ветвь отложений, наложенную на предыдущие. При их взаимодействии с ледниками на склонах и у подножья Ключевского вулкана возникали грандиозные фреатические взрывы с выбросами парогазовой смеси на высоту в 10 км [Пийп, 1956, Belousov et al., 2011]. Продолжавшееся с 11 ч. 30 м. до 20 ч. противостояние раскалённой магмы со льдом привело к необратимым процессам, уничтожившим леднички у подножия вулкана, вытаиванию краевой зоны и подвижке крупного ледника Эрмана. Значительные нарушениям сплошности, дробление и раскол ледниковых тел в результате воздействия фреатических взрывов способствовали проникновению в их глубины лавовых потоков. Лава растапливала ледники до основания и продвигалась подо льдом, что приводило к внутриледниковым взрывам, усугубляющим их разрушение. Таким образом, значительное количество водного стока образовалось в результате таяния по всему объёму ледника, что по механизму соответствует подлёдному типу извержений. К его объёму подключались запасы вод, законсервированных до извержения во внутренних резервуарах и каналах стока ледника.

За время эффузивного излияния лавы на заключительном этапе кульминации извержения, площадь растаявших ледников по нашим измерениям, составила порядка 3 км^2. В среднем при толщине льда растаявших ледников не менее чем в 10 м образовавшегося объёма водного стока в 25 млн м^3 было достаточно для формирования мощного лахара. Его русло чётко прослеживается по краю ледника Эрмана на протяжении 7 км до слияния с руслом р. Киргурич. По предварительной оценке, водный сток в ледниковой зоне зарождения лахара при катастрофическом пароксизме извержения вулкана Ключевской 1 января 1945 г. составил в объёме не менее 60 млн м^3. В дальнейшем турбулентный режим потоков талых вод обеспечил образование горячих лахаров с потенциалом эрозионного воздействия. В ледниках лахары продолжали пропиливать глубокие каньоны и, непрерывно нагружаясь рыхлым материалом и водой в долинах рек, увеличивались в 4−5 раз, что в объёме грязекаменной массы могло достигать порядка 300 млн м^3. Повторяемость таких событий на вулкане Ключевской оценивается 1 раз в 100 лет.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проекты 14-05-00768 и 15-05-08694

Белоусов А.Б., Войт Б., Белоусова М.Г. Извержение вулкана Безымянный 1956 г. и аналогичные извержения в других районах мира: последовательности эруптивных событий, отложения и механизм. // М-лы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма». Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2006, с. 46-49.

Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Особенности развития ледников в условиях активного вулканизма. // Материалы гляциологич. исслед., Вып. 66. М., 1989, с. 93-99.

Горшков Г.С. Извержение сопки Безымянной (предварительное сообщение) // Бюлл. вулканологической станции. 1957, №26, с.19-72.

Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. Крупные современные обвалы на конусе вулкана Ключевской (по результатам ревизии последних событий 1944-45 и 1984-85 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2000, №1, с. 3-18.

Действующие вулканы Камчатки. Т.1. М.: Наука, 1991, 301 с.

Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Вершинные извержения вулкана Ключевской (Камчатка) в 2003–2013 гг. // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2015, с. 46-55.

Муравьев Я.Д., Клименко Е.С. Вулкано-гляциальное взаимодействие: ГИС-приложения к оценке лахароопасности (на примере Камчатки) // Лёд и снег, 2014, №4 (128), с. 32-42.

Пийп Б.И. Ключевская сопка и её извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом. // Труды Лаборатории вулканологии. М.,1956, вып. 11, 310 с.

Belousov A., Behncke B., Belousova M. Generation of pyroclastic flows by explosive interaction of lava flows with ice/water-saturated substrate. // J. of Volcanology and Geothermal Research, 2011, v. 202, p. 60-72.

Manville V, Hodgson K.A., Houghton B.F., Keys J.R.H., White J.D.L. Tephra, snow and water: complex sedimentary responses at an active snow-capped stratovolcano, Ruapehu, New Zealand. // Bull. Volcanol., 2000, v. 62, p. 278-293.

Pierson T.C., Janda R.J., Thouret J.-C., Dorrero C.A. Pertubation and melting of snow and ice by 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruis, Colombia and consequent mobilization flow deposition of lahars. // J. of Volcanology and Geotermal Research, 1990, v. 41, p.17-66.

Thouret J.C., Ramirer C.J., Gibert-Malengreau B., et. al. Volcano-glacier interactions on composite cones and lahar generation: Nevado del Ruiz, Colombia, case study. // Annals of Glaciology, 2007, v. 45, p. 115-127.

Waitt R.B. Swift snowmelt and flood (lahars) caused by great pyroclastic surge at Mount St. Helens volcano, Washinton, 18 May 1980. // Bull. Volcanol., 1989, v. 52, p. 138-157.

ОСОБЕННОСТИ СЕЛЯ 2015 г. В ЗАИЛИЙСКОМ АЛАТАУ

СТЕПАНОВ Б.С., ЯФЯЗОВА Р.К.
Национальная гидрометеорологическая служба Казахстана («Казгидромет»)
пр. Абая, 32, г. Алматы, Казахстан, 050022, bs.stepanov@gmail.com

FEATURES of the 2015 DEBRIS FLOW in the ZAILIYSKY ALATAU MOUNTAIN RANGE

STEPANOV, B.S. AND YAFYAZOVA, R.K.
National hydrameteorological service of Kazakhstan (“Kazhydromet”)
32 Abay St., Almaty, Kazakhstan 050022, bs.stepanov@gmail.com

Заилийский Алатау – северный хребет Тянь-Шаня, расположенный в широтном направлении. В условиях современного климата ледники интенсивно тают, при этом образуются поверхностные и подземные водоемы. Опорожнение этих водоемов происходит как по поверхностным, так и подземным каналам стока. При опорожнении водоемов могут формироваться катастрофические сели. Защита населенных пунктов осуществляется с помощью селезащитных сооружений. Общая емкость селехранилищ, защищающих г. Алматы, около 28 млн м^3.

Характерная особенность катастрофических селей Заилийского Алатау заключается в том, что их фронтальная часть представляет собой грязекаменный вал высотой от 5 до 15 м. Это приводит к тому, что водопропускные отверстия в плотине практически полностью закупориваются крупными фракциями селевой массы. Суспензия, образующаяся в результате частичного распада селевой массы, поступает в безнапорный трубопровод через расположенные выше отверстия. При увеличении уровня заполнения селехранилища упомянутый режим поддерживается за счет посте-

пенной закупорки ниже расположенных отверстий. В результате безнапорного режима суспензия или вода, с расходом не представляющим угрозы, поступает в нижний бьеф плотины.

Сель 23 июля 2015 г. образовался в результате прорыва озера с объемом 40-50 тыс. $м^3$ по подземному каналу стока с расходом около 5 $м^3/с$. Столь незначительный расход водного паводка привел к тому, что расход селя в верхнем бьефе плотины не превышал 25-30 $м^3/с$. Расширение долины и невысокая пластичность селевой массы привели к тому, что уровень жидкой составляющей селя не превышал размер крупных фракций селевой массы. Уменьшение архимедовой силы, действующей на эти фракции, привело к остановке крупных фракций еще до подхода к плотине. Жидкая составляющая селевой массы оказалась не способной перекрывать отверстия водоприемного устройства.

Поскольку пропускная способность плотины не обеспечивала (в безнапорном режиме) пропуск жидкой составляющей селя, произошло ее накопление в верхнем бьефе плотины. Максимальный уровень селевой массы в верхнем бьефе составил 12 м. Пропуск жидкой составляющей через тело плотины происходил в напорном режиме. Вместо расчетного значения 5 $м^3/с$ в нижнем бьефе расход составлял около 40 $м^3/с$. Большой уклон долины ниже плотины привел к вторичному селеобразованию, в ходе которого вовлекались отложения предшествующих селей. Поскольку сель не помещался в русле и пойме р. Каргалинка, селевая масса вышла на территорию западной части г. Алматы. Ущерб, нанесенный селем, оценен в 7 млн долларов.

Произошедшее событие требует пересмотра конструкций, обеспечивающих безопасный пропуск селевой массы в нижний бьеф плотин на северном склоне Заилийского Алатау.

ТЕХНОЛОГИЯ КРАТКОСРОЧНОГО ВЕРОЯТНОСТНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПАВОДКОВ И СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ НА ОСНОВЕ ПРОГНОЗА КОЛИЧЕСТВА ОСАДКОВ НА 3 И 6 ЧАСОВ

ТАЛАНОВ Е.А.
Казахский Национальный Университет им. аль-Фараби, Республика Казахстан, Алматы
E-mail: teage@mail.ru

TECHNOLOGY OF SHORT-TERM PROBABILISTIC FORECASTING OF FLOODS AND DEBRIS FLOWS BASED ON THE FORECAST RAINFALL DURING 3 AND 6 HOURS

TALANOV YE.
Al-Farabi Kazakh National University, Republic of Kazakhstan, Almaty
E-mail: teage@mail.ru

Усиление осадков в горах существует только в определенных географических областях площадью, примерно 100000 $км^2$, в виде очагов размером около 1000 $км^2$ [Русин, 2003]. Для определенной группы селевых очагов в селевом бассейне (при наличии комплекса благоприятных условий) сильный ливень является основным селеформирующим фактором. Для количественного прогноза селеопасности, необходим прогноз интенсивности и продолжительности ливня. Интенсивные осадки формируются при развитии мезомасштабных возмущений в условно устойчивой атмосфере на фоне пониженного давления. Условиями для обострения тенденций могут служить пониженная температура и влажность в верхней тропосфере, наличие орографических неоднородностей, благоприятных для обострения мезомасштабных возмущений приводящих к возникновению локальных восходящих потоков с диаметрами более 5 км.

Прогнозирование мезомасштабных циркуляций и связанных с ними явлениями погоды с достаточной степенью заблаговременности находится в «зачаточном» состоянии, так как неопределенность (неточность) является неотъемлемым атрибутом описания процессов с большой пространственно-временной изменчивостью. На начальном этапе были разработаны методы краткосрочных прогнозов факта выпадения дождя и его количества (мм/12 ч и мм/24 ч) [Голубов, 1967] с заблаговременностью 24 или 12 часов для горных районов. Оправдываемость прогноза количества осадков на 40 % выше климатической обеспеченности (по данным 1965 г.). В работе [Киренская,

1992] показано, что по крупномасштабным особенностям поля геопотенциала (H_{500} в 00 ч) возможен среднесрочный прогноз осредненных характеристик поля осадков за е.с.п. (временной масштаб осреднения) по территории, охватывающей северный склон Заилийского Алатау до высоты 2000 м. Получены прогностические зависимости между средним количеством осадков и значениями геопотенциала H_{500} в реперных пунктах при различных формах циркуляции (западной, центральной, восточной, смешанной, зональной) для весеннего и летнего сезонов. Экспериментальная проверка метода прогноза средней суммы осадков за е.с.п. в оперативных условиях оценки возможного возникновения паводков и наносоводных селей а Заилийском Алатау показала удовлетворительную его оправдываемость, средняя величина которой для весеннего сезона составила 92 %, летнего – 80 %.

Используя синоптико-гидродинамический подход к решению вопроса о прогнозе количества осадков в теплое время года для горной местности, автор [Вальнер, 1992] уточнил способы расчета орографической вертикальной скорости потока, адвекции массовой доли водяного пара у поверхности земли с учетом направления и скорости среднего ветра атмосферы, которые определяются по фактическим и прогностическим картам AT_{500}. Средняя оправдываемость прогнозов количества осадков составила 78 % и 76 % с заблаговременностью соответственно 12 и 24 ч (с мая по сентябрь 1985–1990 гг.). Средняя оценка оправдываемости прогнозов количества осадков для МС Алматы, Акжар (ОРС), Мынжилки (май-август 1992, 1994–1995 гг.) составила 84 % и 80 % для аналогичной заблаговременности [Таланов, 1998]. Для высокогорного пояса оправдываемость прогноза количества осадков оказалась ниже и составила 77 % и 76 % соответственно.

Определенные успехи достигнуты при составлении автоматизированных прогнозов суточных сумм осадков по дням с заблаговременностью до семи суток. Применение метода расчета количества осадков, основанного на параметризации микрофизических процессов (усиление осадков в ниже лежащих облачных слоях; испарение осадков в подоблачном слое; таяние кристаллических осадков ниже уровня нулевой изотермы), в глобальной спектральной модели атмосферы (T85L31) позволило повысить качество прогноза зон осадков для всего периода заблаговременности (24–72 ч) на отдельных станциях ЕТР [Акимов, 2003]. В теплый период года метод ориентирован на прогноз слабых и умеренных осадков (с оценкой интенсивности мм/ч). Так, в мае 2002 г., величина предупрежденности осадков увеличилась от 27 до 65 %.

В таблице представлены количественные показатели состояния атмосферы при конвективных процессах и выпадения дождейв районах с различным ландшафтом (в интервалах широты 43-57N; долготы 039-142E; высот расположения МС от минус 18 до 850 м). В период с 15 по 17 мая 2016 г. значения сумм дефицита точки росы на изобарических поверхностях в слое 850–500 гПа ($\sum D$) были ниже 25 °С, что определяет возможность образования кучево-дождевой облачности и высокую вероятность выпадения осадков при грозе. Величина показателя (T_{max}–Td_{max}) характеризует момент максимального развития термической конвекции (изменяется в интервале 7,5–21,0 °С) и влияет прямо пропорциональнона максимальную скорость восходящего потока в облаках. Уровень конденсации ($H_{конд}$) при вовлечении влажного воздуха находится на высотах 1,2–1,5 км, а при подъеме более сухого воздуха конденсация влаги может происходить на высотах 2,0–2,5 км. Эти характерные уровни ($H_{конд}$) соответствуют среднему положению нижней границы конвективной облачности. При дефиците температуры точки росы у земли или на верхней границе приземной инверсии более 20 °С уровень конденсации поднимается на высоту более 2,5 км, что будет способствовать испарению капель дождя ниже облаков, поэтому осадки не будут достигать поверхности земли. Уровень конвекции ($H_{конв}$) соответствует верхней границе конвективной облачности, которая в мае (таблица) чаше всего находилась на высотах 9-11 км (в горных районах она достигала 12-13 км, поэтому здесь должны быть более мощные «грозовые» облака).

Толщина конвективно-неустойчивого слоя ($\Delta H_{кнс}$) изменяется от нуля до 180 м: чем она больше, тем больше вероятность образования кучево-дождевой облачности и развития грозовых явлений. Температура воздуха на уровне конвекции ($T_{конв}$) находится в интервале от минус 30 до минус 60 °С: чем ниже эта температура, тем более вероятны ливни и грозы. Средняя величина отклонения температуры на кривой изменения состояния от температуры на кривой стратификации (ΔT) составляет от 2 до 14 °С: чем она больше, тем больше степень неустойчивости воздуха и интенсивнее может развиваться конвекция.

Средняя вертикальная мощность конвективных облаков (ΔH) определяется как разность высот уровней конвекции и конденсации: принято считать, что чем больше эта величина, тем более вероятно возникновение конвективных явлений и тем больше их интенсивность. В реальных ситуациях выпадения осадков все гораздо сложнее: при изменении вертикальной мощности ΔH от

9,5 до 11,2 км в районе Алматы количество осадков за полусуточный интервал времени может составить от 0 до 32 мм; на Алтае при похожих условиях ΔH интенсивность осадков составит 1-3 мм/6 ч (таблица). В Приморском крае при мощности конвективных облаков, равной 4,7–6,9 км, максимальное количество осадков может достигать 40 мм/12 ч.

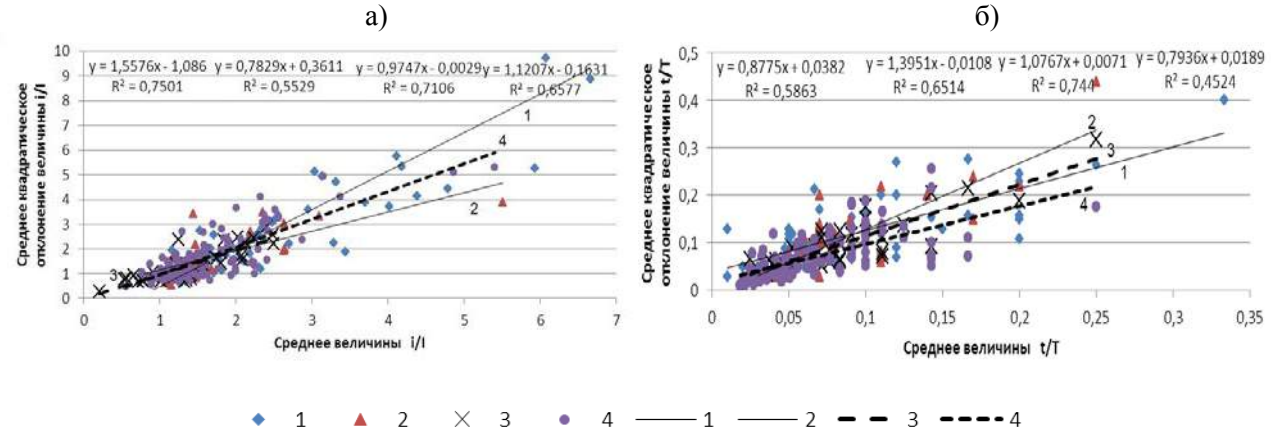
Параметры конвекции, соответствующие им конвективные явления (по методу Н.В. Лебедевой) по метеостанциям и измеренное количество осадков

∑D (850-500), °C	(T_{max}–Td_{max}), °C	$\Delta H_{кис}$, гПа	$H_{конд}$, км	$H_{конв}$, км	$T_{конв}$, °C	ΔT, °C	ΔH, км	Конвективные явления* (осадки мм/ч)	Дата; срок UTC
МС Ростов-на-Дону (Россия), широта: 47-16N; долгота: 039-49E; высота: 77 м									
21,0	8,3	53	1,7	10,7	-50,7	8,9	9,0	ЛД, Г	15.05.2016; 00
16,2	14,0	139	1,6	9,9	-50,7	5,7	8,3	ЛД, Г	15.05.2016; 12
17,3	8,3	128	1,3	9,5	-47,7	4,5	8,2	ЛД, Г	16.05.2016; 00
8,4	9,0	156	1,4	10,9	-58,6	2,9	9,5	ЛДс, Г (0 мм/12 ч)	17.05.2016; 00
МС Туапсе (Россия), широта: 44-06N; долгота: 039-02E; высота: 94 м									
24,6	9,3	91	1,5	9,4	-37,0	7,7	7,9	ЛД, Г	15.05.2016; 12
9,8	7,5	143	1,2	10,1	-49,0	3,5	8,9	СЛД, Г, Гд	16.05.2016; 12
МС Минеральные Воды (Россия), широта: 44-13N; долгота: 043-06E; высота: 312 м									
2,0	10,6	172	1,7	10,2	-56,2	2,3	8,5	ЛДс, Г	16.05.2016; 12
МС Дивное, широта: 45-55N; долгота: 043-21E; высота: 77 м									
19,5	9,0	84	1,6	10,6	-48,3	6,8	9,0	ЛД, Г	15.05.2016; 00
15,7	8,8	62	1,6	11,1	-56,6	6,0	9,5	СЛД, Г	15.05.2016; 12
23,1	12,0	77	1,6	11,2	-56,4	4,3	9,6	ЛД, Г	16.05.2016; 12
13,2	8,8	121	1,5	10,6	-56,5	3,8	9,1	СЛД, Г, Гд	17.05.2016; 00
МС Махачкала (Россия), широта: 43-01N; долгота: 047-29E; высота: минус 18 м									
18,7	9,0	72	1,6	12,1	-61,9	4,1	10,5	ЛД, Г	16.05.2016; 00
16,9	7,9	178	1,3	9,7	-46,7	3,4	8,4	ЛД, Г (0,6мм/12 ч)	17.05.2016; 00
МС Жезказган (Казахстан), широта: 47-48N; долгота: 067-43E; высота: 345 м									
16,0	9,2	39	2,0	10,1	-48,4	6,8	8,1	ЛД, Г (0 мм/12 ч)	15.05.2016; 00
14,9	16,0	128	2,0	11,0	-57,6	3,0	9,0	ЛДс, Г (0 мм/12 ч)	15.05.2016; 12
22,7	8,7	39	2,2	10,1	-50,9	5,5	7,9	ЛД, Г (0 мм/12 ч)	16.05.2016; 00
МС Алматы (Казахстан), широта: 43-21N; долгота: 077-00E; высота: 850 м									
16,4	9,7	24	2,5	12,6	-57,5	11,1	10,1	ЛД, Г (0 мм/12 ч)	15.05.2016; 00
6,8	7,5	67	2,1	13,3	-57,3	14,0	11,2	СЛД, Г (9 мм/12 ч)	16.05.2016; 00
1,8	7,6	126	2,3	11,8	-64,9	3,2	9,5	СЛД, Г, Гд (32 мм/12 ч)	16.05.2016; 12
14,7	13,0	57	2,7	12,2	-61,6	5,7	9,5	ЛД, Г (0,5 мм/12 ч)	17.05.2016; 12
Yining (China), широта: 43-57N; долгота: 081-20E; высота: 663 м									
4,5	8,0	102	2,3	12,3	-60,7	7,9	10,0	СЛД, Г, Гд (2 мм/12ч)	15.05.2016; 23
16,5	10,0	68	2,4	11,6	-59,4	6,2	9,2	ЛД, Г (1 мм/6ч)	16.05.2016; 23
Altay (China), широта: 47-44N; долгота: 088-05E; высота: 737 м									
9,8	8,9	22	2,5	12,2	-62,1	7,8	9,7	ЛД, Г (1-3 мм/6 ч)	16.05.2016; 23
МС Ангарск (Россия), широта: 52-29N; долгота: 103-51E; высота: 450 м									
24,6	21,0	0	--	-	-	-	-	ЛД, Г (0,3-0,6 мм/12ч)	16.05.2016; 12
МС Чара (Россия), широта: 56-54N; долгота: 118-16E; высота: 711 м									
14,1	18,0	0	-	-	-	-	-	ЛДс, Г	16.05.2016; 12
МС Дал'Нереченск (Россия), широта: 45-52N; долгота: 133-44E; высота: 107 м									
15,9	9,7	120	1,5	6,2	-30,0	2,1	4,7	ЛДс, Г (28-40 мм/12 ч)	16.05.2016; 12
Wakkanai (Japan), широта: 45-25N; долгота: 141-41E; высота: 3 м									
16,2	9,1	68	1,5	9,4	-40,2	2,0	6,9	ЛДс, Г (2 мм/6 ч и 2 мм/12 ч)	17.05.2016; 12
*Примечание: ЛД – ливневой дождь, СЛД – сильный ливневой дождь, ЛДс – слабый ливневой дождь, Г – гроза, Гд – град. Исходные данные на сайте: http://flymeteo.org/menu/zond.php и http://www.weatheronline.co.uk/									

При высокой тесноте связи между параметрами характеризующими устойчивое и неустойчивое состояние атмосферы ΔX_0 на интервале времени $t_{ср}$ существуют реальные возмущения $\Delta X(t)$ всегда много меньше осредненной исходной величины, которые разрушают начальные условия состояния, но их учесть в детерминированной модели с достаточно высокой степени точности принципиально невозможно. Хаотическое движение в атмосфере порождается ее локальной неустойчивостью и общим сжатием фазового пространства. При этом проблема предсказуемости указанных состояний и протекающих при их реализации процессов решается вероятностными подходами.

Разработка методики прогноза селеформирующих ливней существенно отличается от аналогичных, направленных на создание прогнозов осадков общего пользования, из-за конкретных требований, предъявляемых к редиктанту. По мнению специалистов службы предупреждения населения о паводках и селях, разрабатываемые методы прогноза количества осадков для горных районов требуют усовершенствования моделей (способов расчета) и включения дополнительных характеристик режима явления с указанием оценок неопределенности [Рекомендации, 2008]. Например, прогнозировать время начала и продолжительность дождя, распределение интенсивности осадков за короткие интервалы времени (менее 1 часа) и с высоким пространственным разрешением (как по высотным зонам, так и по условиям орографии). Специфика определяется малыми пространственно-временными масштабами опасных явлений и, следовательно, значительной изменчивостью характеристик процессов как в атмосфере, так на подстилающей поверхности [Таланов, 2014; Виноградов, 2010]. Типовой процесс подготовки краткосрочного прогноза количества осадков включает анализ текущих атмосферных процессов (от мезомасштабных систем к их детализации), экстраполяцию погодообразующих процессов во времени и пространстве (применение численных прогнозов полей метеорологических параметров и сопоставление разных методов), оценка возможности возникновения и интенсивности опасных метеорологических явлений с разной заблаговременностью (оценка успешности прогнозов). Сложность предсказания развития мезомасштабных движений в однородном по горизонтали воздушном потоке (отдельные кучево-дождевые облака) заключается не столько в определении высотного уровня конвекции (мощности), а в том, что «точно предсказать местоположение каждого конвективного элемента с достаточной заблаговременность вряд ли окажется возможным» [Мезометеорология, 1988].

Пульсации интенсивности дождя по плювиограмме косвенно отражают структуру конвективных движений в кучево-дождевых облаках. Установлена статистическая закономерность случайного процесса интенсивности выпадения осадков, характеризующая эргодическое свойство дождя (по данным 230 явлений): диапазон по Н 7–55 мм; средней интенсивности 0,01–0,20 мм/мин; продолжительности от 50 мин до 16 ч (рис.).



Дождемеры 1 и 2 –Западно-Казахстанской стоковой станции (на высотах 142м и 230 м), 3 – Мынжилки (3016 м), 4 – Верхний Горельник (2270 м)

Зависимость эмпирических среднеквадратичных отклонений случайного процесса интенсивности выпадения осадков (i/I) (а) и продолжительности выпадения осадков (t/T) (б) от соответствующих математических ожиданий

В равнинных условиях для отдельных дождей максимальная интенсивность осадков (i) достигала 3,2 мм/мин за 2 мин (13.06.1965 г. – Н = 20,5 мм, Т = 223 мин, средняя I = 0,09 мм/мин); 2,4 мм/мин (5.08.1956 г.); 1,5 мм/мин (1.06.1954 г. – Н = 10,7 мм, Т = 360 мин); 1,2 мм/мин

(29.07.1953 г. – Н = 23,9 мм, Т = 190 мин, I = 0,13 мм/мин). В горах на высоте 3000 м максимальная интенсивность осадков (i) составила 0,45 мм/мин за 2 мин (9-10.07.1963 г. – Н = 24,3 мм, Т = 183 мин, I = 0,13 мм/мин); 0,42 мм/мин за 10 мин (18.07.1964 г. – Н = 18,8 мм, Т = 94 мин, I = 0,20 мм/мин); 0,31 мм/мин в течение 17 мин (1.08.1963 г. – Н = 19,4 мм, Т = 220 мин, I = 0,09 мм/мин).

Типичный сигнал пульсаций зафиксирован при измерении крайне низкочастотного электромагнитного излучения конвективных облаков. Авторы [Морачевский, 1984] обосновывают условия появления такого сигнала механизмом вовлечения отрицательных ионов при конденсации капель в конвективные облачные движения, при которых происходит пространственное разделение разноименных зарядов. Метод калибровки конвекции в кучево-дождевом облаке с помощью плювиограмм не разработан, хотя существовало предложение прогнозировать продолжительность и интенсивность ливня по уже начавшемуся и выпадающему дождю. В этом случае многие неопределенности начальных условий выпадения осадков (по месту и времени), существенно влияющих на заблаговременность прогноза, будут устранены и потребуются способы моделирования слоя, продолжительности и интенсивности дождя в конкретном районе для составления «сверхкраткосрочного» прогноза.

Представленные на рисунке зависимости могут быть использованы для определения координат кривой обеспеченности интенсивности осадков для отдельных дождей [Виноградов, 2010]:

$$\frac{t_i}{T} = \exp\left(\frac{i_c}{I}\right),$$

где I – средняя интенсивность дождя и t_i– суммарная длительность отрезков времени, для которых выполняется условие $i \geq i_c$.

Такой подход реализован при составлении краткосрочного вероятностного прогноза селей (для конкретных селевых очагов и регионального прогноза в Заилийском Алатау) при наличии прогноза количества жидких осадков на 12 (ночь и день) и 24 часа [Мочалов, 1992; Таланов, 1998].

Акимов И.В. Результаты использования метода расчета количества осадков, основанного на параметризации микрофизических процессов, в глобальной спектральной модели атмосферы T85L31 // Труды Гидрометцентра России «Фундаментальные и прикладные гидрометеорологические исследования». – 2003. – С 116–130.

Вальнер Р.Ю. Способ краткосрочного прогноза осадков в селеопасный период для Заилийского Алатау. КазНИГМИ. Сборник 12 «Селевые потоки». – М.: Гидрометеоиздат, 1992. – С. 62–70.

Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Математическое моделирование в гидрологии: учебное пособие. – М.: Издательский центр «Академия», 2010. – 304 с.

Голубов Р.С. Метод прогноза количества ливневых осадков в горных и предгорных районах Юго-Восточного Казахстана на 24-36 часов // Труды КазНИГМИ. – 1967. – Вып. 29. – С. 3–18.

Киренская Т.Л., Бахарева Л.Т. О среднесрочном прогнозе осадков при оценке селеопасности в Заилийском Алатау. КазНИГМИ. Сборник 12 «Селевые потоки». – М.: Гидрометеоиздат, 1992. – С. 79–89.

Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование. Сборник лекций / Подготовлен Н.Ф. Вельтищевым. ВМО-№701. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 136 с.

Морачевский В.Г., Дубрович Н.А., Потанин А.Н. Электроповерхностные свойства ядер как важный параметр, определяющий развитие облачных процессов // Межвузовский сборник научных трудов «Параметризация некоторых видов непреднамеренного и направленного воздействий на атмосферу». – Л.: ЛПИ, 1984. – Вып. 84. – С. 156–164.

Мочалов В.П., Таланов Е.А. Метод краткосрочного вероятностного прогноза селей дождевого генезиса. КазНИГМИ. Сборник 12 «Селевые потоки». – М.: Гидрометеоиздат, 1992. – С. 25–40.

Рекомендации по предоставлению данных неопределенности прогнозов. PWS-18 WMO/TD №. 1422. – ВМО, 2008. (http://meteoinfo.ru/wmo-td-1422)

Русин И.Н. Синоптическая интерпретация данных при расчете линевых осадков в горах. – СПб.: РГМУ, 2003. – 219 с.

Таланов Е.А. Математическое моделирование и краткосрочное вероятностное прогнозирование селей дождевого генезиса. – Алматы: Казак университеті, 1998. – 131 с.

Таланов Е.А. Методологические аспекты пространственно-временного прогнозирования селей // Материалы научно-практической конференции «Опыт и перспективные планы развития защиты от стихийных бедствий», посвященной к 40-летию ГУ «Казселезащита» МЧС РК. – Алматы: Изд-во «PrintHouse», 2014. – С. 80–95.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ЭРОЗИИ СЕЛЕНОСНЫХ ВОДОТОКОВ Р. ПАМБАК-ДЕБЕД

ТЕР-МИНАСЯН Р.О.
Национальный Университет Архитектуры и Строительства Армении, Ереван,
Республика Армения, E-mail: razmiktm@rambler.ru

EROSION INTENSITY OF SELENIUM WATERCOURSE OF PAMBAK-DEBET RIVER

TER-MINASYAN R.O.
National University of Architecture and Construction of Armenia, E-mail: razmiktm@rambler.ru

Сели в основномформируются при выпадении интенсивных ливневых дождей, в небольших бассейнах временных водостоков с большими уклонами русел и эродированными склонами. Обладая большой разрушительной силой, они в течение 2-4 часов могут вынести огромное количество наносов, часть которых откладывается в пределах конуса выноса, а остальные – во взвешенном состоянии выходят за пределы бассейна, растворяясь в водах основной реки. Отметим наиболее выдающихся из них, прошедших по территории РА за последние 50 лет 20-го века: Гетарский сель в бассейне р. Раздан 25 мая 1946г., в бассейне р. Вохчи 28-го августа 1956г. и 29 мая 1972г. на притоках реки Памбак-Дебед 14 августа 1970г., в бассейнне р. Горис 25 мая 1997г. Внезапность и кратковременность прохождения селевых потоков на позволяют измерять сток наносов обычными гидрометрическими методами. Однако взвешенная часть стока селевых наносов в некоторой степени учитывается в гидропостах основной реки, что позволяет дать сравнительную оценку селевых выносов в составе твердого стока речных вод. С этой позиции, для сравнения и анализа более ценны данные селевых потоков р. Памбак-Дебед 1970г., гидрометеорологические условия которых более хорошо изучены.

В течение августа 1970г. территория РА находилась под воздействием южной термической депрессии. Вторжение холодного воздуха иналичие фронтальных разделов обеспечили выпадение обильных ливневых дождей, сопровождающихся грозами и градом. Наиболее интенсивные дожди выпали 14 августа. По данным метеорологических постов и станций Армгидромета составлена карта изогиет дождя 14/VIII – 70г. На карте изогиет выделяются три центра дождя: первый – в районе г. Алаверди – ст. Ахтала, второй – ст Туманян, тертий – ст. Ширакамут (Налбанд). Выпавшие осадки превысили месячную норму и по количеству близки к максимальным суточным осадкам 1 % обеспеченности. В г. Алаверди в течение 30 минут выпало 57,2мм осадков, в с. Одзун за 23 минуты – 46,6мм. В результате столь значительных по количеству и интенсивности дождей по притокам р. Памбак–Дебед, на участке Ширакамут-Ахпат прошли селевые потоки, имеющие большую разрушительную силу. Они причинили большой ущерб г. Алаверди, домам, фруктовым садам и огородам сёл Акори, Качачкут, Базум, Ваагни, Антарамут. Гегасар, затопили и занесли шоссейную дорогу на участках г. Ванадзор-Алаверди и г. Ванадзор-Дилижан и железную дорогу на участке сёл Ахпат – Санаин. От селевых потоков особенно пострадал г. Алаверди, где в течение 30 минут в 22^{30} ночи сели затопили и полностью занесли наносами первые этажи нескольких жилых и административных зданий и более половины вторых этажей. Не обошлись и без человеческих жертв.

После прохождения этих селей экспедиция Армянского института водных проблем и гидротехники по оставленным свежим, следам, определила максимальные расходы, объемы и гранулометрический состав отложившихся наносов величины которых впервые публикуются в табл. 1, хотя результаты полевых обследований в обобщенном виде были представлены в статье [Тер-Минасян, 1978].

Из табл. 1 видно, что на конусах выноса у притоков реки Памбак–Дебед объем отложившихся наносов составил 72254м^3, из которого 50500м^3 или 70 % от общего приходится на три овраг. Алаверди и ручьи Акери. В табл. 1 подсчитан также слой смывающих наносов, величины которых в зависимости от эродирующей способности речных бассейнов колеблются в пределах 0,03-7,9 мм. Что в среднем составляет 0,45мм.

Кроме объемов отложившихся наносов, представленных в табл. 1, р. Памбак-Дебед в августе 1970 г. транспортировал большое количество взвешенных наносов, величины которых были учтены в четрыех гидропостах Армгидромета. По данным указанных измерений в табл. 2 произведен расчет декадных и месячных величин объемов взвешенных наносов. В табл. 2 приведены также многолетние средние месячные значения расходов взвешенных наносов.

Таблица 1

Максимальные расходы, объемы выносов и максимальные диаметры камней, перенесенных селями 14 августа 1970 г.

№	*Селеносные притоки*	*Речной бассейн*	*Площадь водосбора F,км²*	*Максимальные расходы Q,м³/с*	*Объёмы отложившихся наносов, $W_{отл}$,м³*	*Максимальный диаметр перенесенных камней, D_{max},м*	*Модуль максимального расхода* $\frac{м^3}{с \cdot км^2}$	*Слой смываемых наносов h_3=W/ F мм*
1	Гегасар	Памбак	3,2	32,5	1900	1,17	10,2	0,59
2	Карадзор	Памбак	22,2	15,6	1600	0,24	0,70	0,07
3	Овраг«А»	Памбак	0,25	2,5	180	0,06	10,0	0,72
4	Овраг «Б»	Памбак	0,75	3,2	1040	0,07	4,3	1,39
5	Овраг «С»	Памбак	2,1	10,2	1970	0,09	4,9	0,94
6	Овраг «Д»	Памбак	0,6	1,2	125	0,05	2,0	0,21
7	Арчут	Памбак	8,6	19,5	2410	0,22	2,3	0,28
8	Базумджур	Памбак	47,2	38,8	1850	0,78	0,82	0,04
9	I лог Лермонтово	Памбак	8,5	1,0	139	0,20	0,12	0,016
10	IIлог Лермонтово	Памбак	2,6	4,8	1120	0,32	1,85	0,43
11	III лог Лермонтово	Памбак	1,0	5,5	2950	0,43	5,5	2,95
12	IV лог Лермонтово	Памбак	2,0	13,9	3200	0,36	7,0	1,6
13	V лог Лермонтово	Памбак	10,5	10,1	2300	0,45	1,0	0,22
14	Антарамут	Памбак	29,0	84,0	970	0,63	2,9	0,03
15	Акори	Дебед	12,0	63,5	5100	1,10	5,3	0,42
16	ІоврагвгАлаверди	Дебед	1,89	27,2	14900	0,98	14,4	7,9
17	Іовраг в г. Алаверди	Дебед	2,07	41,0	10000	1,23	19,8	4,8
18	Кацоцк	Дебед	5,5	94,0	20500	2,3	11,3	3,7
			159,96		72254			

Таблица 2

Расчет декадных объемов взвешенных наносов августа 1970г. по гидропостам р. Памбак-Дебед

Река-Пост	Расстояние от устья, км	Площадь водосбора F, км²	I декада				II декада				III декада				Месячный объем наносов $\Sigma W_н$,м³	Средний многоетний R августа кг/с	R августа 1970г., кг/с
			Расход воды, Q,м³/с	Мутность ρ г./м³	Расход наносов R=Q.ρ/1000, кг/с	Объем наносов, $W_м$=RT/1,2, м³	Расход воды, Q,м³/с	Мутность ρ г./м³	Расход наносов R=Q.ρ/1000, кг/с	Объем наносов, $W_м$=RT/1,2, м³	Расход воды, Q,м³/с	Мутность ρ г./м³	Расход наносов R=Q.ρ/1000, кг/с	Объем наносов, $W_м$=RT/1,2, м³			
Памбак-Арчут	126	660	0,70	180	0,126	91	1,90	230	0,437	315	429	70	0,09	71	477	0,23	0,22
Памбак-Мегрут	111	0,70	2,96	370	1,095	788	4,47	1500	6,705	4828	3,85	1200	4,62	3659	9275	1,9	4,14
Памбак-ст. Туманян	92	1370	5,14	1200	6,168	4441	7,43	2200	16,346	11769	5,62	3000	16,86	13353	29563	3,1	1312
Дебед-ст. Ахтала	53	4430	17,8	65	1,157	833	24,4	860	20,984	1508	27,4	400	10,096	7996	13937	5,0	1075

Из табл. 2 видно, что мутность речных вод по декадам и по длине р. Памбак-Дебед сильно меняется. В первой декаде дождей не было и мутность воды самая низкая во всех гидропостах. Во второй декаде в связи с выпадением обильных ливневых дождей мутность речных вод увеличивается: в гидропосте «Арчут» – в 28 раз, в Мегруте – в 4 раза, в «ст.Туманян» – в 1,83 раза, а в центре дождя в ст. «Ахтала» – в 13,2 раза. В третьей декаде мутность постепенно снижается за исключением гидропоста «ст. Туманян», где, по-видимому, продолжалась селевая деятельнпость отдельных притоков.

Сравнение расходов взвешенных наносовв августе 1970г. с многолетними данными этого же месяца показывает, что, благодаря августовским селям, расход наносов по гидропосту «ст.Туманян» превысил месячную норму в 4,2 раза, а по остальным гидропостам – 2,2 раза. Эродирующую способность речных вод принято оценивать слоем смыва. Сравним высоту слоя смыва наносов, измеренных в гидропостах, со слоями селевых выносов, средняя величина которых составляет 0,45мм. Измеренный слой взвешенных наносов в замыкающем створе р. Дебед-Ахтала равен 23937м^3:3430км^2 =0,007 мм, что по сравнению с натурными данными селевых выносов меньше в 64 раза.

Таким образом, распространение данных обычных гидрометрических измерений на селевые бассейны может привести к значительным ошибкам. Поэтому, при проектировании противоселевых защитных мероприятий целесообразно провести детальные полевые обследования или использовать формулы, выведенные на основании натурных измерений [Тер-Минасян, 2012].

Тер-Минасян Р.О. Определение объема селевых отложений. Тезисы доклада XV Всесоюзной конференции по противоселевым мероприятиям ЦБНТИ. – М: 1978.

Основные гидрологические характеристики (за период 1963-70) т. 9, вып. 1. – Годрометеоиздат, Л: 1977.

Тер-Минасян Р.О. Сравнительная оценка опасности и риска селевых потоков бассейна р. Дебеда (на арм. языке). Известия союза строителей Армении 9-10/2012 г. (181-182). – Ереван: 2012, с. 14-21.

ГЛОБАЛЬНЫЙ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СЕЛЕЙ С УЧЕТОМ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ – ПРОБЛЕМА ОЦЕНКИ МАССОВОГО И ВОДНОГО БАЛАНСА

ТРИФОНОВА Т.А.[1], ВИНОГРАДОВ А.Ю.[2], АРАКЕЛЯН С.М.[3], АБРАХИН С.И.[3], КУЧЕРИК А.О.[3], ТРИФОНОВ Д.В.[3], ТЮЛЕНЕВ Н.Ю.[3]

[1]*Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия (119991, Воробьевы горы, 1), e-mail: tatrifon@mail.ru*

[2]*Санкт-Петербурский государственный Лесотехнический университет им. С.М. Кирова, г. Санкт-Петербург, Россия (194021, Институтский пер.д.5) gtp012007@yandex.ru*

[3]*Владимирский государственный университет им. А.Г. и Н.Г. Столетовых, г. Владимир, Россия (600000, Горького 87), e-mail: arak@vlsu.ru*

GLOBAL AND REGIONAL ASPECTS FOR GENESIS OF CATASTROPHIC MUDFLOWS WITH THE DYNAMIC PROCESSES IMPACT IN THE EARTH CORE – THE PROBLEM OF ESTIMATES FOR MASS AND WATER BALANCE

TRIFONOVA T.A.[1], VINOGRADOV A. YU.[2], ARAKELIAN S. M.[3], ABRAHIN S. I.[3], KUCHERIK A.O.[3], TRIFONOV D.V.[3], TULENEV N. YU.[3]

[1]*M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia (119991, Vorob'evy Gory, 1); e-mail: tatrifon@mail.ru;*

[2]*S.M. Kirov St. Petersburg State Forest Technical University, Saint-Petersburg, Russia, (194021, Institutsky lane, 5); e-mail: gtp012007@yandex.ru ;*

[3]*Stoletovs Vladimir State University, Vladimir, Russia (600000, Gorky str., 87); e-mail: arak@vlsu.ru*

В оценке источников и объемов катастрофических наводнений и селей существует ряд проблем, связанных прежде всего с неточностью оценки водного баланса при формировании стока. Если говорить об исключительной роли дождевых осадков, то удивительный факт в связи с этим – каким образом большие массы атмосферной воды единовременно, в естественных условиях (но не

при прорывах плотин, например), локализуются в горной стране в русле отдельной (малой) реки, а часто – и в сухих руслах малых рек, хотя есть множество других альтернативных путей. Поэтому вопросы формирования катастрофического водного стока требуют рассмотрения более глубоких/фундаментальных процессов. Речь идет о подземных и поверхностных водныхпотоках, которыесоставляют единую систему общего круговорота воды и находятся в тесной взаимосвязи: между ними идет непрерывный обмен массами воды, седиментами и твердыми компонентами. При этом транспортными путями для них является 3D-сеть трещин/разломов, наиболее явно проявляющаяся в горных массивах, для которых магматические и метаморфические горные породы в целом рассматриваются как геофильтрационные среды единого трещиноватого типа.

Вся эта 3D-система находится в непрерывной динамике под влиянием различных воздействий, включая атмосферные осадки разной интенсивности (с соответствующими механизмами эффектов инфильтрации и перколяции в породах, а также разрушительной силой самих возникающих подземных потоков), процессы выветривания и разрушения почв и пород, а также сейсмические и вулканические процессы, космические факторы и т. д. При этом изначально изолированные водные объекты под влиянием этих воздействий могут становиться связанными и наоборот. Данные явления характеризуются нелокальностью взаимодействия, когда изменение состояния подземных вод на отдельных участках может влиять на положение и дебиты водозаборов на других территориях (характерный пространственный масштаб такой связи для крупных речных бассейнов может составлять тысячи километров).

Необходимым условием такой взаимосвязи/взаимодействия является наличие речных русловых трещин и трещиноватости в целом в единой сети трещин горного массива, определяющих суммарный дебит подземного водного пула и поверхностных вод. Он возникает как из-за большого количества атмосферных осадков, так и под влиянием гидрологических особенностей и из-за перераспределения подземных (в т. ч. глубинных) вод. Функционирование данной 3D-системы реализуется в условиях проявления закономерностей гидродинамики/гидромеханики и в зависимости от физико-механических свойств почв, пород и грунта на рассматриваемой территории.

Разумеется, дополнительный поверхностный сток определяется дождевыми осадками, которые и формируют ряд сегментов этой 3D-сети в результате длительного эрозионного воздействия. При этом движение воды в этой сети подчиняется соотношениям гидростатики/гидродинамики в условиях определенных моделей, допускающих аналогию с многоканальными гидравлическими системами. В конечном итоге реализующиеся режимы обусловлены разницей давлений в соответствующих сегментах и участках водной транспортной сети. При выходе на поверхность подземных вод такое изменение давления связано как с состоянием собственно водных потоков в подземных каналах, так и с нарушением самой структуры (топологии) 3D-сети.

В качестве одной из кардинальных и внезапных причин изменения давления в подземной системе могут служить сейсмопроцессы и извержения вулканов (как магматические, так и пеплоизвержения). При подобных явлениях огромные подземные пространства могут освобождаться от твёрдой породы. Это приводит к резкому перепаду давления и, что принципиально, – новому устройству 3D-сети и водных потоков в ней. Важно, что подобные динамические процессы происходят на огромных территориях в подземных горизонтах, но с определённой временной задержкой их влияния для условий конкретного речного бассейна.

Концептуальной основой данного доклада являются выводы наших ранних работ, утверждающих, что реки (включая сухие и древние русла) – это природная динамическая 3D-сеть, в которой процессы взаимодействия поверхностных и подземных вод определяют принципиальный режим функционирования универсальной водной системы речного бассейна (рис. 1). Они требуют пристального изучения в едином комплексе, включая топологию трещиноватости и свойства трещиноватых горных пород в данном водосборном речном бассейне, их засоренность породами, а также, разумеется, атмосферные и климатические условия в соответствующих временных/сезонных периодах. Большой информативностью будут обладать прямые измерения уровня и гидростатического давления в различных горизонтах подземных вод, проведенные, например, с помощью пробуренных артезианских скважин на территориях по определенной стратегии, которые можно использовать для непрерывного мониторинга состояния водных ресурсов в потенциально опасных зонах.

Влияние подземных вод наглядно можно представить по механизму действия артезианской скважины и/или из-за механизма, аналогичного возникновению гейзера/грязевого вулкана. В любом случае речь идет о перераспределении гидростатического/гидродинамического давления в горном массиве и его влиянии (по принципу сообщающихся сосудов) в консолидированной системе водных ресурсов на земной поверхности и в ее недрах.

Численное моделирование процесса возникновения наводнений и селеобразования проведено нами по одному из возможных механизмов, провоцирующих возникновение катастрофических явлений из-за выхода на поверхность подземных вод благодаря уже отмеченным выше двум факторам – изменению давлений в 3D-сети трещин и перестройке ее топологии. Непосредственный спусковой механизм для триггерного процесса – как интенсивные атмосферные осадки и таяние снега, так и последствия вулканической деятельности и сейсмической активности. Изучение роли разных факторов на перестройку 3D-сети трещин в аспекте формирования структуры транспортных путей для подземных вод при возникновении катастрофических наводнений – одна из главных задач (рис. 2). Проанализированные нами данные позволяют не только говорить о наличии такого влияния, но и проводить сопоставление отмеченных явлений на качественном и количественном уровняхдля определенной структуры сети (рис. 3). Процесс носит пороговый характер с нелинейными волновыми свойствами распространения и явными признаками самоорганизации; он может быть описан в рамках подходов нелинейной гидродинамики, в частности, солитонной модели (рис. 4).

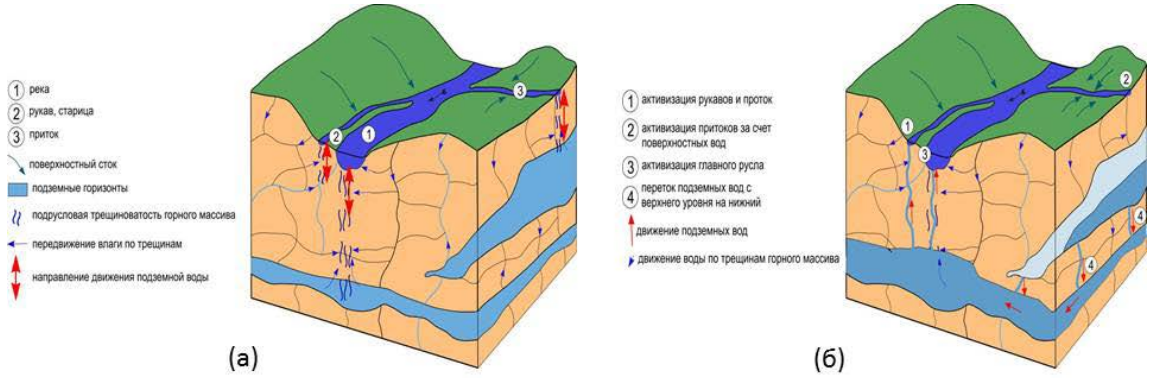


Рис. 1. Функционирование реки в условиях перестройки трещиноватости в блоковой структуре горного массива: а) нормальное равновесное состояние; б) новая конфигурация.

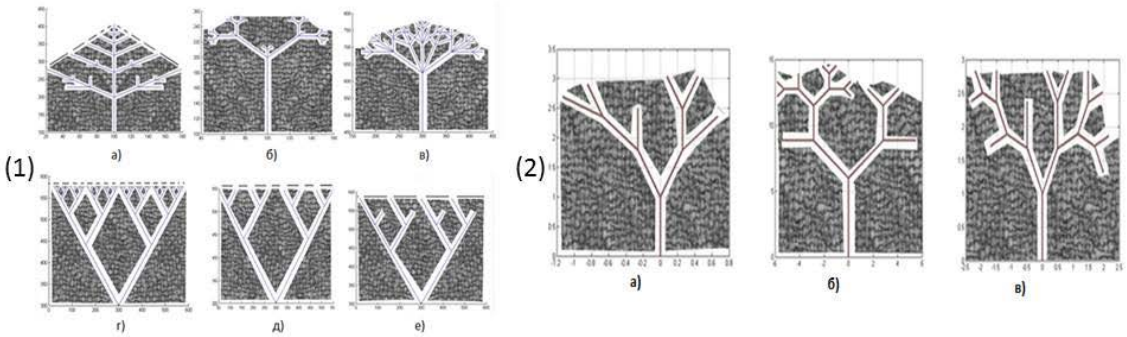


Рис. 2. Модель подземных каналов транзита вод в приближении (1) детерминированного «фрактального дерева»:

а) «ветка»; б) «привершинная»; в) «привершинная Ф-образная»; г) густое «V-дерево»; д) разреженное «V-дерево»; е) «V-дерево» с левым преобладанием; и (2) стохастического «фрактального дерева» для случаев различной густоты и углов поворота ветвей: а) угол поворота – $\pi/10$, число итераций – 5; б) длинный основной канал – угол поворота $\pi/3$,число итераций – 5; в) угол поворота – $\pi/3$, число итераций – 10.

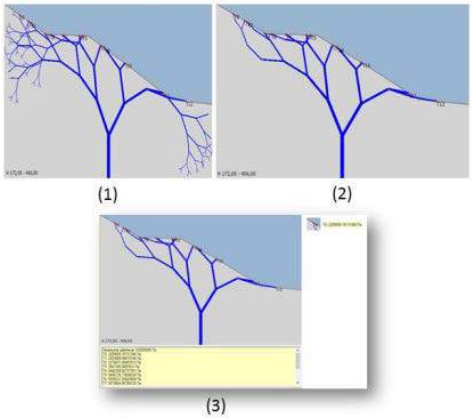


Рис. 3. Ситуационное моделирование –компьютерная программа расчета карты давлений в подземных водах трещиноватых пород:

(1) генерация трещин; (2) процедура разрежения – с учетом только выходящих на поверхность трещин; (3) расчет давления на выходе на поверхность на основе измеряемого давления в подземном водном горизонте.

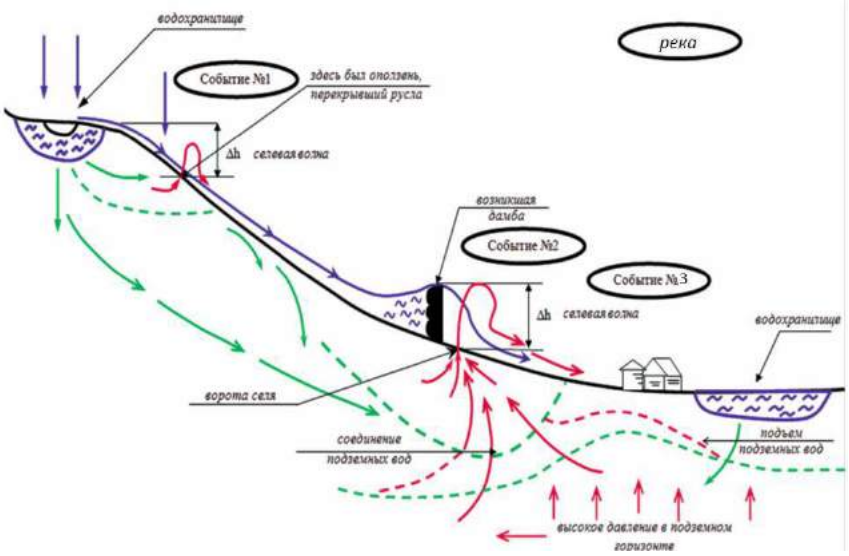


Рис. 4. Типовая модель развития селевого потока. Базовые причины возникновения катастрофического водного выброса в виде функциональных событий: событие № 1 – прорыв плотины/оползень; событие № 2 – локализованный выброс подземных вод/резкий рост давления в подземном горизонте; событие № 3 – формирование разрушительного селевого потока / процесс солитонного типа.

Обсуждение всех этих факторов, влияющих на возникновение и развитие наводнений и селей, и особенно, их взаимодействия друг с другом – необходимый этап для прогнозирования катастрофических явлений, в т. ч. возможного места их начального прорыва. Однако, эта задача (фактически, определение уровня риска на данной территории) требует детальных сведений о рассматриваемой территории (географических, морфологических, гидрофизических и т. д.), о структуре почвенного покрова, о топологии речного водного бассейна (как поверхностного, так и подземного), о сезонных климатических условиях, о сейсмоопасности и др., в т. ч. и о последствиях хозяйственной деятельности человека. Это должно позволить оценить ожидаемую мощность этих грозных явлений и их разрушительную силу, а также спрогнозировать необходимые превентивные меры и защитные мероприятияпри наличии конкретных условий и особенностей строения литосферы, в т. ч. с использованием базовых численных ее характеристик для данной территории в рамках ряда моделей по аналогии с простыми гидравлическими схемами (несколько примеров представлены на рис. 5-9).

Что касается фиксации времени наступления внезапного наводнения и селевого выброса, то эта задача намного сложнее. На современном этапе понимания механизма возникновения и развития данных процессов, взаимосвязи многих факторов и особенно, – их связи с природными и антропогенными особенностями территории, она вряд ли разрешима даже в условиях использования больших мощностей современных компьютеров и высокопроизводительных алгоритмов вычисления. Ситуация здесь не менее сложная, чем точное прогнозирование времени наступления землетрясения, хотя потенциально опасные территории для этих явлений хорошо известны.

В рамках данной концепциинами кратко рассмотрен ряд катастрофических водных событий, произошедших в 2012-2016 гг., которые, вероятно, могут быть ассоциированы с соответствующими сейсмическими процессами в земной коречерез механизм модификации 3D-трещиноватой структуры горных пород и транзита по этой естественной, но изменяющейся, транспортной системе подземных вод. В практическом аспекте высказанные гипотезы полезны при определении потенциально опасных зон для катастрофических водных событий с учетом взаимовлияния состояния подземной гидросферы и тектонической структуры в реологическом разрезе недр на конкретных территориях.

Без подобного рассмотрения представляется проблематичным любой прогноз катастрофических водных явлений и причин их внезапного проявления, в т. ч., соответственно, реальная оценка риска территории и перечень необходимых предупредительных мер.

Более подробное исследование этого вопроса требует анализа конкретных фактических данных по состоянию речного бассейна и водных ресурсов в данной местности, включая уровень подземных вод и карту поля давлений в них до и после катастрофы. Необходим также учет влияния искусственных инженерно-технических сооружений (и их состояния) на подземные водные горизонты, прежде всего в аспекте усиления гидростатического давления в них и/или изменения их ресурсов.

Отдельного внимания здесь требует такой эффект как подпитка искусственного водохранилища (усиленная активизированным самой рекой карстовым процессом), которая связана с интересной и часто наблюдаемой гидродинамической аномалией, когда, несмотря на интенсивный во-

дозабор (порядка десятков млнкубических метров), в горизонте подземных вод, залегающем ниже днища водохранилища, формируются водные «купола». В этом локальном месте уровень подземных вод выше, чем за его пределами, и может влиять на водные выбросы.

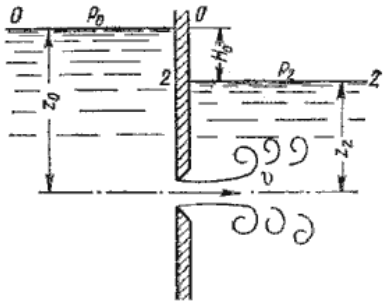


Рис. 5. Истечение жидкости под уровень – не в атмосферу, а в пространство, заполненное этой же жидкостью – и / или истечение через затопленнуюполость, при котором вся кинетическая энергия струи тратится на вихреобразование (как при внезапном расширении канала для водного потока) с возможным разрушением преград.

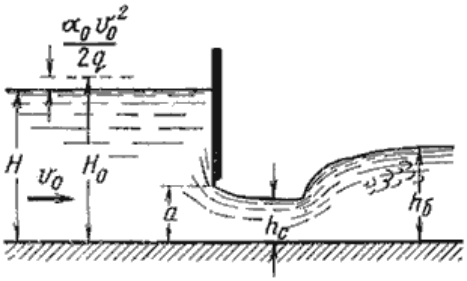


Рис. 6. Истечение из-под затвора через незатопленный сектор.

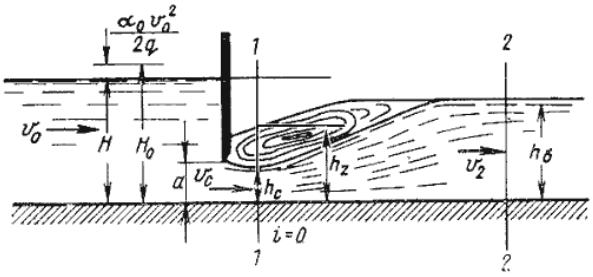


Рис. 7. Истечение из-под затвора при затопленном секторе.

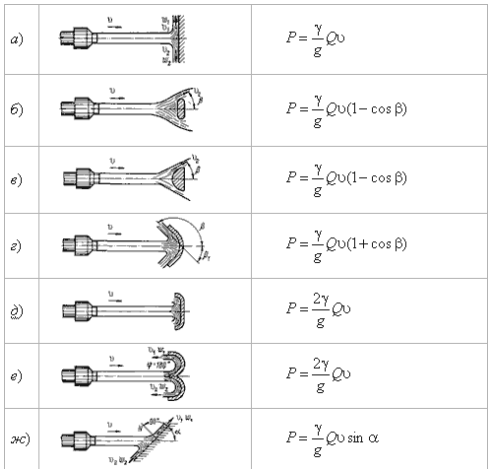


Рис. 8. Взаимодействие струи жидкости с неподвижной поверхностью/препятствием.

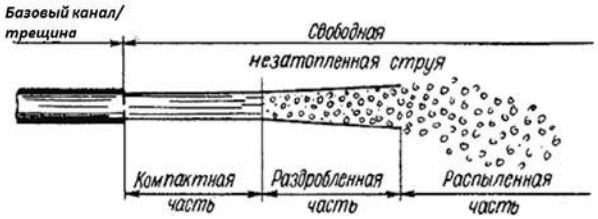


Рис. 9. Составные части вырвавшейся / распространяющейся свободной струи.

В сложных рельефах горных массивов – это обычное явление, существенно влияющее на возникновение и развитие катастрофических наводнений и селей в момент прорыва на поверх-

ность водных масс из таких скрытых обособленных резервуаров. Механизм этих «флэш»-процессов часто основывается на простом принципе выравнивания давлений в сообщающихся сосудах.

Дальнейшее развитие данной проблематики должно быть связано с детальными исследованиями подземных очагов возникновения обсуждаемых явлений. В частности, — их дешифрированием по космическим снимкам, дающим мощный импульс в получении интегральных представлений о влиянии различных факторов на рассматриваемые процессы на большой территории речного водосборного бассейна. Речь идет о гидрографии рек и источниках их питания, о трещиноватости горных пород, особенно в местах мощных геологических разломов, о развитии сейсмогенных селей и прорывах вод, в т. ч. под влиянием землетрясений (пусть и незначительных), а также микросейсмики на активность подобных катастрофических процессов.

Все это позволит провести, во-первых, районирование территории по степени опасности возникновения природных водных ЧС; во-вторых, – изучение универсальных механизмов возникновения и режимов распространения данных явлений; в третьих, — описание отдельных, в т. ч. исключительных, случаев их проявления.

Приложение. Моделирование для оценки расходов воды, ассоциированных с влиянием селевого потока на защитные гидротехнические (водозаборные / водопропускные) сооружения, перекрываемые (по аналогии)сзатворами (модель горизонтального лотка). Адаптация модели необходима для каждого конкретного случая с определенными численными значениями обозначенных на рисунках параметров (их смысл в принципе понятен/известен из литературы).

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ В РАЗРЕЗЕ СЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

УХОВА Н.Н.[1], ЧЕРКАШИНА А.А.[2], МАКАРОВ С.А.[2]
[1]*Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, nat_ukhova@crust.irk.ru*
[2]*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 664033.*

GRAIN-SIZE AND CHEMICAL COMPOSITION IN THE SECTION OF DEBRIS FLOW DEPOSITS

UKHOVA N.N[1]., CHERKASHINA A.A[2]., MAKAROV S.A[2].
[1]*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences (IG SB RAS), 664033, Irkutsk, Lermontova str., 128, Russia, nat_ukhova@crust.irk.ru*
[2]*V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences (IG SB RAS), 664033, Irkutsk, Ulan-Bator str., 1, Russia.*

Периодическая активизация селевых процессов в пределах предгорной наклонной равнины хребта Тункинские Гольцы является причиной пространственной неоднородности и разновозрастности формирующихся здесь почв. При прохождении селевых потоков происходит размыв почвенного покрова и формирование новых отложений, которые разнородны по размеру фракций взвешенного материала [Макаров, 2012; Макаров и др., 2014; Перов, 2014] и обогащены органическим веществом.

После селевого паводка, прошедшего по реке Кынгарга 28 июня 2014 года, в ее нижнем течении были сформированы наносы, сложенные супесчано-суглинистым материалом. На правобережье реки, в нижней части селевого конуса выноса был заложен разрез глубиной 2,8 м (рис. 1). Отбор проб осуществлялся по всем морфологически отличным горизонтам.

Гранулометрический состав (18 образцов) определен в ИГ СО РАН им. В.Б. Сочавы методом пипетки с диспергацией пирофосфатом натрия по Качинскому [Вадюнина, Корчагина, 1986]. Исследуемый разрез представлен почвенно-седиментационными сериями. Все почвы относятся к отделу слаборазвитых. Слаборазвитость почв обусловлена активностью селевых процессов, в результате которых происходит периодическое перекрытие почв под селевыми отложениями. Их гранулометрический состав варьирует в достаточно широких пределах.

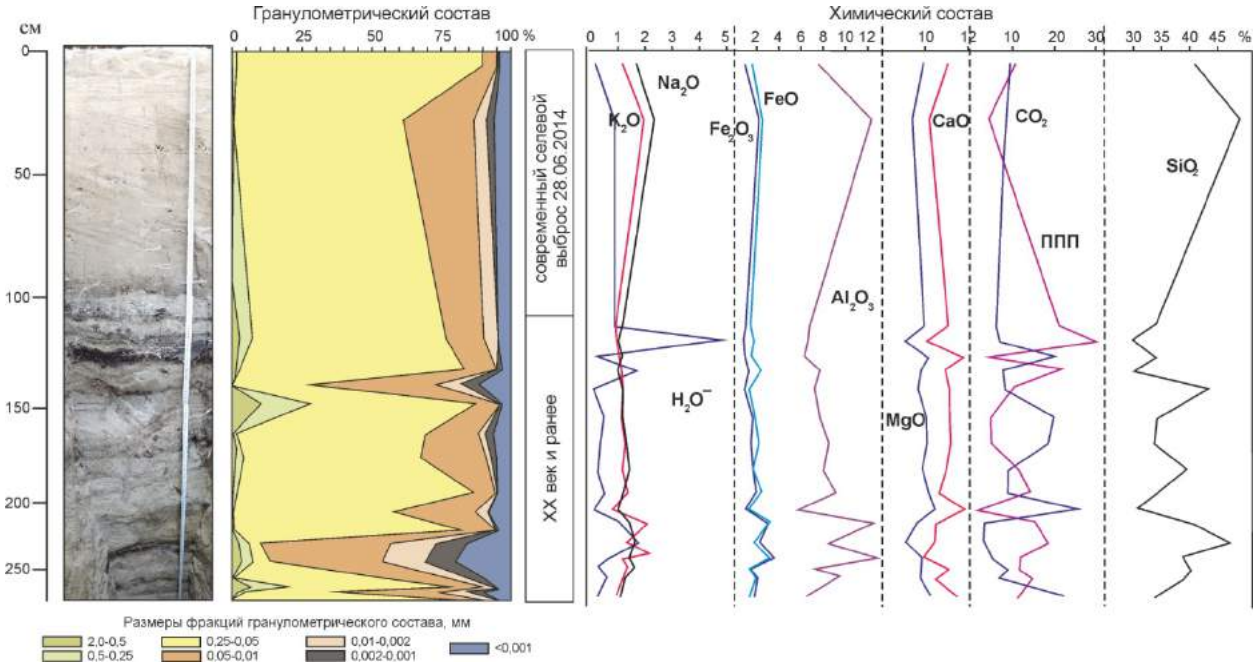


Рис. 1. Распределение фракций гранулометрического состава и химических элементов в разрезе исследуемом разрезе (51° 52′32,6″, 102° 26′41,01″,WGS-84).

Мощность наноса, сформировавшегося в результате селевого события, произошедшего 28 июня 2014 г., составляет 106 см (см. рис. 1). В верхней части (0-12 см), представленной мелкозернистым песком (0,25-0,05 мм), наблюдается волнистая зона турбулентности. Средняя (12-30 см) и нижняя (30-106 см) части имеют супесчаный состав. В них также отчетливо проявляется слоистость: горизонтальная – в средней части, и косая – в нижней. Слои содержат включения древесного угля, щепы, корней, хвои. В незначительном количестве встречается гравий.

Под вышеописанной толщей наблюдаются многочисленные почвенно-седиментационные серии. По количеству погребенных почв в разрезе фиксируется до 10 циклов активизации селевых процессов (см. рис. 1). Почвенные горизонты представлены, преимущественно, перегнойно-грубогумусовым материалом с включениями слаборазложившихся растительных остатков и древесных углей. На глубине 150-200 см отмечаются следы размывания гумусовых горизонтов.

Смена гранулометрического состава селевых отложений происходит резко, послойно. При этом, закономерности в образуемых ими последовательностях отсутствуют. Например, под песчаным горизонтом может залегать легко- и, даже среднесуглинистый горизонт, сменяющийся супесчаным (см. рис. 1). Из этого можно сделать вывод, что гранулометрический состав наносов, формирующихся на одном и том же месте, существенно варьирует и зависит от мощности и скорости селевых потоков, а также состава взвешенного вещества, переносимого ими.

Химический состав (21 образец) В ЦКП ИЗК СО РАН «Геодинамика и геохронология» методом силикатного анализа определен химический состав указанных отложений и рассчитаны геохимические коэффициенты [Рященко, Ухова, 2008; Лукашев, 1977; Интерпретация геохимических данных, 2001]. В таблице приведены результаты статистической обработки полученных аналитических данных.

Распределение химических элементов в толще разреза характеризуется значительной неоднородностью. Значение коэффициента вариации равно для гигроскопической влаги 130.95 % и ППП – 60.46 %. Весовая влага характеризует увлажненность отложений, а на величину ППП влияют содержание гумуса, органических остатков (корни, древесная щепа, трава, уголь). Наибольшее содержание H_2O^- и ППП приходится на современную почву (122–129 см) – 4.85 и 30.17 % соответственно, и гумусовый горизонт 234–236 см – 4.53 и 23.67 %.

Для отложений этого разреза характерна высокая карбонатность – повышенные значения содержания кальция, магния и углекислого газа (CO_2); преобладание содержания кальция над магнием (K_k >1), за исключением двух горизонтов суглинка 224-231см и 234-236 см; распределение элементов по вертикали неоднородно. Наибольшие значения этих показателей (CaO, MgO, CO_2) фиксируются в подпочвенных горизонтах: современной почвы – 129–137 см (17.98, 10.89, 30.17 %) и погребенной – 272-273 см (17.89, 11.25, 22.32 %).

Результаты статистической обработки данных химического состава отложений разреза (разрез, n=21)

Химические элементы и геохимические коэффициенты		$X_{мах}$	$X_{мин}$	$X_{ср}$	σ	V
SiO_2		48.97	29.56	37.46	5.27	14.06
TiO_2		0.67	0.30	0.43	0.11	26.36
Al_2O_3		14.10	5.66	8.64	2.36	27.27
Fe_2O_3		3.58	0.,85	1.85	0.83	44.84
FeO		3.67	1.28	2.04	0.69	33.81
MnO		0.06	0.02	0.04	0.01	29.82
MgO		12.34	4.08	8.90	2.12	23.80
CaO		19.36	4.43	13.00	4.39	33.77
Na_2O		2.35	1.00	1.34	0.31	23.10
K_2O		2.15	0.80	1.32	0.41	30.93
P_2O_5		0.24	0.06	0.12	0.05	42.78
H_2O^- (весовая влага T=105□ C)		4.85	0.06	1.04	1.36	130.95
ППП (потери при прокаливании T=1000□ C)		30.17	1.74	12.55	7.59	60.46
CO_2		26.12	3.30	10.90	6.57	60.25
$K_i = SiO_2/Al_2O_3$	кремнекислый	6.06	2.87	4.52	0.90	19.93
$BA=(CaO+K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$	основной	3.74	0.56	2.00	0.84	42.18
$K_o = Fe_2O_3/FeO$	окисления	1.32	0.47	0.90	0.25	28.23
$K_z = Al_2O_3/Na_2O$	зрелости	10.60	4.36	6.54	1.62	24.75
$K_h = K_2O/Na_2O$	щелочной	1.57	0.70	0.99	0.26	26.11
$K_к = CaO/MgO$	карбонатности	1.93	0.61	1.45	0.33	22.58

Примечание. x_{min}, x_{max}, $x_{ср}$ – минимальное, максимальное, среднее значения содержания компонентов (%), σ-стандартное отклонение (%), V-коэффициент вариации (%); n – количество образцов.

Очень разнородно распределение оксидов железа (II,III): по разрезу вниз 0–224 см преобладание закисного железа над окисным, содержание варьируется от 0.85 до 2.49 %; в нижней части разреза преобладает окисное железо над закисным: 224–263 см – содержание оксидов железа максимально увеличивается до 3.58–3.67 %, в нижней части разреза (263–280 см) снижается до 1.37–2.06 %.

Максимумы содержание оксида алюминия приходятся на верхнюю часть «новых селевых» отложений (42–47 см) – 12.29 %, и суглинистые горизонты: 224–231 см – 12.50 %, 234–236 см – 14.10 %, 254–263 см – 12.89 %. Среднее значение Al_2O_3 по разрезу 8.64 % свидетельствует о присутствии глинистой фракции. Разнородное распределение фосфора в вертикальном разрезе определено переслаиванием глинистого, гумусового и песчаного материала: глинистые и гумусовые отложения обогащены фосфором по сравнению с песчаными горизонтами.

Кластер Q-типа позволил провести группирование объектов по показателям их химического состава и геохимическим коэффициентам (рис. 2). На дендрограмме выделились две обособленные группы образцов. Первая группа – это песчаные отложения с очень высоким содержанием карбонатов кальция и магния (5 образцов). Вторая группа состоит из «гумусированной» подгруппы (образцы 120, 138, 126, 135г), «суглинистой» – с повышенным содержанием железа и алюминия (образцы 159г, 128, 135с, 133) и подгруппы «песчано-глинистых отложений» без «пиковых» содержаний элементов.

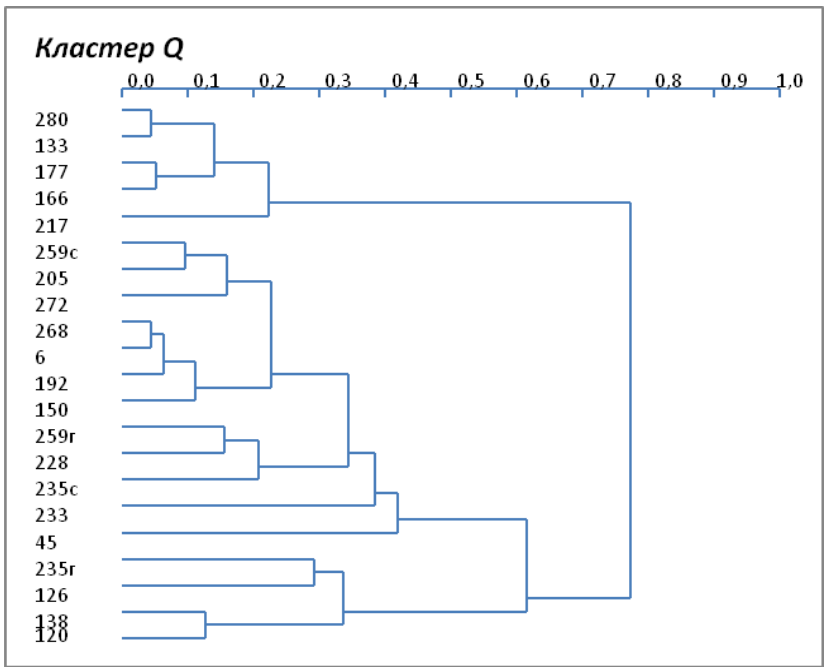


Рис. 2. Дендрограмма кластерного анализа Q-типа. Цифрами в вертикальном столбце обозначены средние глубины апробированного интервала.

Таким образом, проведенное исследование показало следующее:

1. Изученный разрез представляет собой почвенно-седиментационные серии, которые сформировались в условиях периодического протекания селевых процессов.

2. Высокая вариабельность распределения химических элементов в толще разреза обусловлена изначальной разнородностью материала, вовлекаемого в селевой поток и перемешиванием его на этапе транзита.

3. По всему разрезу до глубины 273 см отмечается присутствие углистого материала, что связано с размывом прошлых очагов пожаров.

4. Периоды «селевого затишья» характеризовались условиями, благоприятными для формирования на поверхности селевых наносов почв. Процесс почвообразования сопровождался преобразованием литоматрицы – материала взвешенных наносов. В ходе этого процесса изученная толща приобрела специфические свойства.

5. Высокое содержание карбонатов является унаследованным фактором и характерно для всей изученной толщи. В то же время, в результате процессов выщелачивания происходило концентрирование карбонатов в подстилающих горизонтах современных и погребенных почв.

Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв – 3-е изд., перераб. и доп. – М.: Агропромиздат, 1986. – 416 с.

Интерпретация геохимических данных / Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская и др. – М.: Интермет Инженеринг, 2001. – 288 с.

Лукашев К.И., Лукашев В.К. Литогеохимические характеристики инженерно-геологических свойств осадочных отложений // Доклады АН БССР. 1977. № 1 (21). – С. 76–79.

Макаров С.А. Сели Прибайкалья. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.В. Сочавы СО РАН, 2012. – 111 с.

Макаров С.А., Черкашина А.А., Атутова Ж.В., Бардаш А.В., Воропай Н.Н., Кичигина Н.В., Мутин Б.Ф., Осипова О.П., Ухова Н.Н. Катастрофические селевые потоки, произошедшие в поселке Аршан Тункинского района Республики Бурятия 28 июня 2014 г. – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. – 111 с.

Перов В.Ф. Селевые явления. Терминологический словарь / В.Ф. Перов – М.: МГУ, 2014. – 34 с.

Рященко Т.Г., Ухова Н.Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (юг Восточной Сибири). – Институт земной коры СО РАН, 2008. – 131 с.

ЛЕДОВО-КАМЕННЫЙ ОБВАЛ И ПОСЛЕДУЮЩИЙ СЕЛЕВОЙ ПОТОК В ДЕВДОРАКСКОМ УЩЕЛЬЕ (КАВКАЗ, ГРУЗИЯ) В 2014 ГОДУ

ЧЕРНОМОРЕЦ С.С.[1], САВЕРНЮК Е.А.[1], ПЕТРАКОВ Д.А.[1], ДОКУКИН М.Д.[2], ГОЦИРИДЗЕ Г.З, ГАВАРДАШВИЛИ Г.В.[4], ДРОБЫШЕВ В.Н.[5], ТУТУБАЛИНА О.В.[1], КОЛЧИН А.А.[1], ЗАПОРОЖЧЕНКО Э.В.[6], КАМЕНЕВ Н.А.[6], КАМЕНЕВ В.А.[6], КЭЭБ А.[7], КАРГЕЛ ДЖ.[8], ХУГГЕЛ К.[9]

[1]*Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, devdorak@gmail.com*

[2]*Высокогорный геофизический институт, Россия, 360030, Нальчик, пр. Ленина, д. 2,*

[3]*ГеоГрафик, ул. Булачаури 10., 0160, Тбилиси, Грузия*

[4]*Институт водного хозяйства Грузинского технического университета, 60 пр-т И. Чавчавадзе, 0162, Тбилиси, Грузия*

[5]*Владикавказский научный центр, 362027, РСО-Алания, ул. Маркуса, 22, Владикавказ, Россия*

[6]*Институт Севкагипроводхоз, Пятигорск, Россия*

[7]*Университет Осло, P.O. Box 1072 Блиндерн 0316 Осло, Норвегия*

[8]*Университет Аризоны, AZ 85721, Туссон, США*

[9]*Университет Цюриха, Рэмиштрассе 71, CH-8006 Цюрих, Швейцария*

ICE-ROCK AVALANCHE AND CONSEQUENT DEBRIS FLOW IN THE DEVDORAK GORGE (MT.KAZBEK, CAUCASUS, GEORGIA) IN 2014

CHERNOMORETS S.S.[1], SAVERNYUK E.A.[1], PETRAKOV D.A.[1], DOKUKIN M.D.[2], GOTSIRIDZE G.[3], GAVARDASHVILI G.V.[4], DROBYSHEV V.N.[5], TUTUBALINA O.V.[1], KOLCHIN A.A.[1], ZAPOROZHCHENKO E.V.[6], KAMENEV N.A.[6], KAMENEV V.A.[6], KÄÄB A.[7], KARGEL J.[8], HUGGEL C.[9]

[1]*M.V. Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia, devdorak@gmail.com*

[2]*High-Mountain Geophysical Institute, 2 Lenin Av., Nalchik, 360030, Russia, inrush@bk.ru*

[3] *GeoGraphic GIS and RS Consulting Center, 10 Bulachauri St., 0160, Tbilisi, Georgia*

[4]*Georgian Institute of Water Management, Georgian Technical University, 60 I. Chavchavadze Av., Tbilisi 0162, Georgia*

[5]*Vladikavkaz Scientific Center, Vladikavkaz, Russian Federation,*

[6]*Sevkavgiprovodkhoz Institute, Pyatigorsk, Russian Federation,*

[7]*University of Oslo, P.O. Box 1072 Blindern 0316 Oslo, Norway*

[8]*University of Arizona, AZ 85721, Tucson, U.S.A.*

[9]*University of Zurich, Rämistrasse 71, CH-8006 Zürich, Switzerland*

На Кавказе наибольшую активность в конце XX – начале XXI века проявили обвальные процессы в районе массива г. Казбек (рис. 1). Казбекские завалы, при которых Девдоракский ледник блокировал р. Терек и прерывал сообщение по Военно-Грузинской дороге – явление не новое и хорошо известное. Впервые они зафиксированы Я. Рейнеггсом в 1776 г. Затем такие явления происходили в 1778, 1785, 1808, 1817 и 1832 гг. [Висковатов, 1864; Абих, 1877; Статковский, 1877; Хатисян, 1889; Запорожченко, Черноморец, 2004; Божинский, Черноморец, 2007].

Казбекский завал 17 мая 2014 г., образовавшийся в результате обвала ледово-каменной массы со склона г. Казбек на ледник Девдорак и далее вниз по ущелью, и последующий сель 20-21 августа 2014 г. (рис. 2), перекрывшие транспортную артерию Кавказа – Военно-Грузинскую дорогу, вновь привлекли внимание к своей проблеме [Черноморец, 2014; Тавасиев, Галушкин, 2014; Дробышев и др., 2014; Заалишвили и др., 2015; Тавасиев, 2015; Gaprindashvili, Gaprindashvili, 2015; Gavardashvili et al., 2015; Kordzakhia et al., 2015].

Долина р. Терек в месте впадения р. Кабахи, долины рек Кабахи и Амилишка стали объектом трёх полевых обследований − в мае, июне 2014 г. и сентябре 2015 г. Проанализированы материалы полевых наблюдений, аэрофотоснимки и космические снимки SPOT-6, Landsat-8, Terra ASTER, Pleiades и другие, фото с борта вертолёта. Для уточнения динамических характеристик ледово-каменного потока 17 мая 2014 г. и селя 20-21 мая 2014 г. выполнены измерения лазерным дальномером Bushnell по поперечным профилям.

Обвал 17 мая зародился на высоте 4500 м. Массы льда и обломков горной породы обрушились на язык ледника Девдорак, конец которого находится на высоте 2300 м. Ниже языка (рис. 2) обвал трансформировался в ледово-каменный поток, который заблокировал течение р. Терек и движение по Военно-Грузинской дороге. Погибли 7 человек. Общая длина пути обвала и последующего пути потока составила более 10 км. В результате катастрофы сформировалось подпрудное озеро длиной более 300 м, угрожавшее в первые часы после обвала новым селем вдоль р. Терек [Черноморец, 2014].

По результатам полевых исследований на языке ледника Девдорак и в долинах рек Амилишка, Кабахи и Терек объём перемещённой обвальной массы, отложившейся в средней и нижней частях долины ниже 3000 м, оценивается нами в 2 млн куб. м, а содержание льда в отложениях – в 25−30 %. Поток двигался по долине с характерными заплесками и подъёмами вверх по склону при перехлёстывании с борта на борт (рис. 3). По свежим следам выявлено 6 заплесков, при которых разница высот потока на правом и левом бортах долины достигала 45 м. Инструментальные измерения заплесков позволили рассчитать скорости потока, которые превышали 200 км/ч [Дробышев и др., 2014].

Для проверки значений скорости потока, полученных по данным об углах наклона поверхности потока в поворотах, проведено моделирование процесса в программе RAMMS. Модельные значения в целом совпадают с данными [Дробышев и др., 2014] при объеме начального обвала 2-2,5 млн м^3. Для проверки целесообразности установки системы раннего оповещения было оценено время, за которое поток проходит расстояние от фронта ледника Девдорак до долины р. Терек.

Было установлено, что оно зависит от объема начального обвала и варьирует от 5 мин. при значениях объема 2 млн м^3 до 3 минут (объем 5 млн м^3) и 2 минут (объем 15 млн м^3, аналогичен событию 1832 г.).

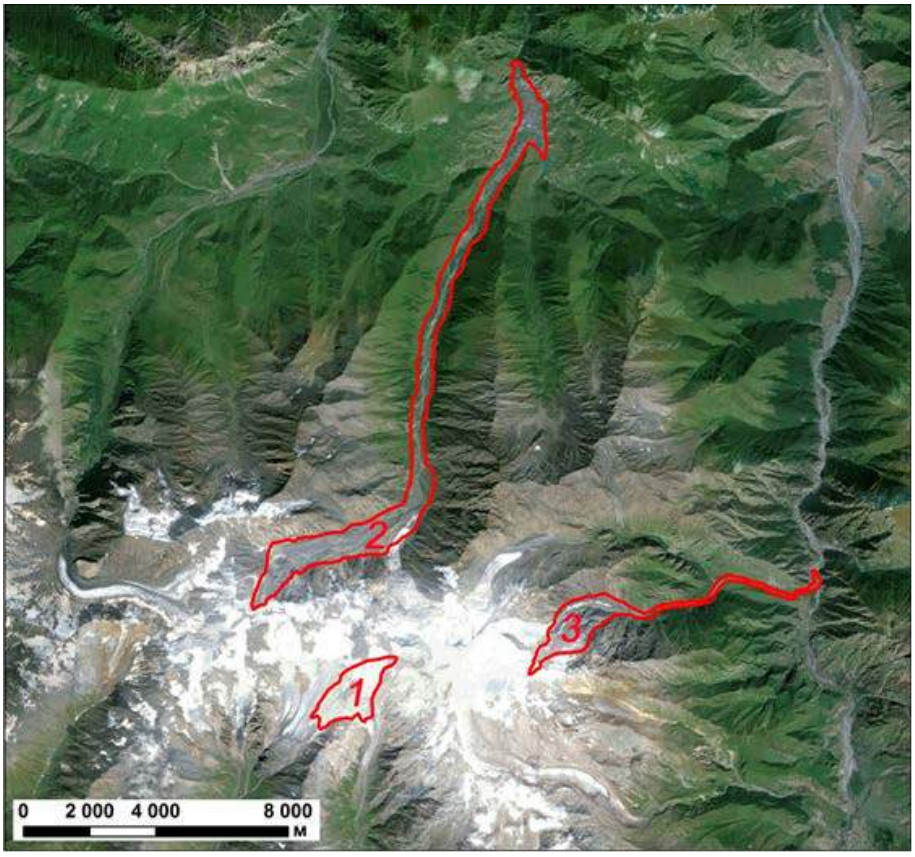


Рис. 1. Зоны поражения обвалами с Казбекского массива:
1 – обвал на леднике Суатиси в 90-х годах XX века, 2 – обвал ледника Колка 20.09.2002 г., 3 – Девдоракский обвал 17.05.2014 г.

1 2

Рис. 2. Приледниковая зона и язык ледника Девдорак ниже первого заплеска на левый борт:
1 – 10.06.2014 г., 2 – 12.09.2015 г. Фото Е.А. Савернюк.

Нами 12 августа 2014 г. был опубликован прогноз о высокой вероятности повторной катастрофы в данном ущелье и новом перекрытии русла р. Терек и Военно-Грузинской дороги, соединяющей Россию с Грузией и Арменией.

20 августа 2014 г. прогноз подтвердился – селевой поток, сформировавшийся после ливневых осадков из отложений 17 мая 2014 г., вышел в долину р. Терек и завалил сооружения Дарьяли ГЭС, таможенного и пограничного постов. Погибли 3 человека.

В приледниковой зоне заметны значительные изменения в зоне отложений ледово-каменной лавины ниже языка ледника – последующим селевым потоком вынесен материал не только из зо-

ны русловой части р. Амилишки, но и из её правых боковых притоков, перекрытых в июне 2014 г. лавинными снежниками. В средней части течения р. Амилишки селевой врез в отложения ледово-каменных масс имеет ящикообразный поперечный профиль. Глубина вреза порядка 10 м (рис. 3, 4).

1 2

Рис. 3. Долина р. Амилишка:
1 – после ледово-каменной лавины 17.05.2014 г., 2 – после селевого потока 20.08.2014 г. Фото Черноморца С.С. 10.06.2014 г. и 13.09.2015 г.

1 2

Рис. 4. Зона транзита ледово-каменного и селевого потоков выше слияния р. Амилишки и р. Чач:
1 – после ледово-каменной лавины 17.05.2014 г., 2 – после селевого потока 20.08.2014 г. Фото Савернюк Е.А. 10.06.2014 г. и 13.09.2015 г.

В районе слияния р. Амилишка с р. Чач ширина селевого потока составляла 30−32 м, глубина врезания в отложения обвала 17 мая 2014 г. составила около 7 м. Уклон русла в этом месте составлял примерно 7°.

Остатки льда в зоне транзита к сентябрю 2015 г. почти растаяли. В зоне, прилегающей к языку ледника, и на поверхности ледника в обвальных отложениях остался лёд.

Обнаружено наступание одного из ледников боковых притоков ледника Девдорак. Его продвижение по сравнению с летом 2014 г. составило около 200 м, при этом значительно, повысились отметки поверхности. Ледник был пригружен обвальными отложениями 2014 г., что спровоцировало его наступание. Этот объект требует тщательного мониторинга, так как может спровоцировать усиление селевой активности. Опасность новых обвалов и селей в Девдоракском ущелье остаётся высокой.

Полученные результаты позволяют по-новому взглянуть на аналогичные события в этой долине, происходившие в 18−19 веках. Ранее причины катастроф связывались чаще всего с накоплением льда при подвижках ледника Девдорак, с временным подпруживанием долины р. Амилишка. Анализ события 2014 г. позволяет предполагать, что в предыдущих случаях Казбекских завалов могли иметь место обвалы ледово-каменных масс, зона зарождения которых находилась значительно выше языка ледника Девдорак.

Выработаны рекомендации о необходимости установки системы раннего оповещения, продолжении мониторинга опасных гляциальных процессов, а также предложения о строительстве автодорожного тоннеля для снижения риска и предотвращения новых жертв в будущем.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проекты 14-05-00768 и 15-05-08694.

Абих Г.В. Несколько слов о состоянии в настоящее время Девдоракского ледника. – Известия Кавказского отдела ИРГО, т. V, 1877. С. 57-64.

Божинский А.Н., Черноморец С.С. Моделирование Казбекских ледниковых завалов XVIII-XIX веков. // Материалы гляциологических исследований, вып. 103, 2007. С. 91-95.

Висковатов А.А. О периодическом Казбекском завале. // Изв. Кавказского отдела РГО, 1864, вып. 6. С. 12-29.

Запорожченко Э.В., Черноморец С.С. История и изученность Казбекских завалов. // Вестник Кавказского горного общества, Пятигорск, № 5, 2004. С. 33-54, 159. https://istina.msu.ru/media/publications/article/779/e48/1647968/istoriya_i_izuchennost_kazbekskih_zavalov.pdf

Дробышев В.Н., Торчинов Х-М.З., Тутубалина О.В., Хубаев Х.М. Основные топогеодезические параметры и кинематика Девдоракского обвала 17 мая 2014 года // Вестник ВНЦ РАН. 2014. Т. 14. № 4. С. 30-41.

Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С., Габараев А.Ф., Шепелев В.Д. Сход каменно-ледовой лавины в районе ледника Lевдорак 17 мая 2014 года по инструментальным данным/ // Геология и геофизика Юга России, № 4, 2014

Статковский Б. Об ожидаемом Казбекском завале. // Изв. ИРГО, 1877, т. 13, вып. 2. С. 53-65.

Тавасиев Р.А., Галушкин И.В. Каменно-ледовый обвал с горы Казбек 17 мая 2014 года // Вестник ВНЦ РАН. 2014. Том 14. № 2. С. 43-45.

Тавасиев Р.А. Катастрофические обвалы с ледника Девдорак // Вестник ВНЦ РАН. 2015. Том 15. № 1. С. 50-57.

Хатисян Г.С. Казбекские ледники в период с 1862 по 1887 г. // Изв. ИРГО, 1888, т. XXIV, вып. 5, 1889. С. 326-347.

Черноморец С.С. Новый «Казбекский завал» 17 мая 2014 года // Природа. 2014. №7 (1187). С. 67-72.

Gaprindashvili G., Gaprindashvili M. Catastrophic debrisflow in Dariali (Georgia) in the year 2014. // Natural Science, 2015, 7, pp.379-389.

Gavardashvili G., Chakhaia G., Tsulukidze L., Kapezina O. Evaluation of the environmental safety of small Kazbegi HPP by considering the action of Devdorak Glacier formed in the bed of the River Kabakhi (Georgia). // Budownictwo o zoptymalizowanym potencjale energetycznym, 1(15) 2015. pp.55-60.

Kordzakhia G., Shengelia L., Tvauri G., Dzadzamia M. Research of Devdoraki Glacier based on satellite remote sensing data and Devdoraki Glacier falls in historical context. // American Journal of Environmental Protection. Special Issue: Applied Ecology: Problems, Innovations. Vol. 4, No. 3-1, 2015. pp. 14-21.

Tobler D., Tobler S., Haemmig C., Meier L. Early warning systems for glacier lake outburst floods and debris flows: case studies from China and Georgia. 2015 // Early warning systems: design and implementation. http://cooperation.epfl.ch/files/content/sites/cooperation/files/Tech4Dev %202016/1272-Tobler-SE08-DRR_Full %20Paper.pdf

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ СХОДА ЛАВИНЫ ГИБРИДНЫМИ МЕТОДАМИ SPH

ЧЕТЫРБОЦКИЙ А.Н.
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
Владивосток, пр-т. 100 лет Владивостоку, 159. Chetyrbotsky@yandex.ru

NUMERICAL SIMULATION OF THE DYNAMICS OF AVALANCHES DESCENT USING SPH

CHETYRBOTSKY.A.N.
Far-Eastern geological institute FEB RAS. Vladivostok, av. 100-yars Vladivostok, 159.
Chetyrbotsky@yandex.ru

Рассматриваются варианты представления объектов снежных лавин и проблемы их моделирования. Представлены основные варианты таких подходов. Предлагается вычислительный метод решения задачи динамики схода снежной лавины.

Введение

При изучении селевых опасных явлений основным математическим инструментов их численного моделирования выступает, как правило, аппарат так называемых уравнений мелкой воды в его 1D варианте[Eckert et.al, 2010; Григорян, 1979; Перла, 1985; Петросян, 2010; Четырбоцкий, 2011]. Рассмотрение процесса в 2D варианте показало свою практическую значимость и вычислительную эффективность для относительно простых случаев схода снежных лавин. Здесь предлагается двухтактный гибридный метод численного моделирования. На его первом такте дискретная совокупность объектов состояния лавины распределяется по ячейкам заданной регулярной вычислительной сетки и затем решается SPH (Smoothed particle hydrodynamics) задача переноса для каждой объекта. На втором такте полученные таким образом характеристики переноса используются для вычислений координат и параметров объектов.

Вычислительная процедура

При численном моделировании рассматриваемого процесса обычно полагается, что компьютерным образом динамики лавины выступает течение несжимаемой и невязкой жидкости. Впервые такую аналогию между потоком в открытом русле и лавиной в виде жидкости предложил А. Вельми [Voellmy, 1955]. Для численного представления обычно используется 1D уравнение теории мелкой воды. В этой ситуации не учитывается внутреннее трение (вязкость снега) и важные эффекты на внешних границах лавины. Между тем, именно вязкость снега обусловливает 3D динамику лавины. Ее включение при допущении о гидростатичности распределения давления интегрирование уравнений движения по вертикальной координате с учетом свойства дифференцирования интеграла с зависящими от параметров его пределами (правило Лейбница) приводит к соответствующей системе гидродинамических уравнений мелкой воды [Четырбоцкий, 2011]. При ее построении учитывается дисперсия вертикального распределения скорости и неравномерность рельефа местности схода лавины.

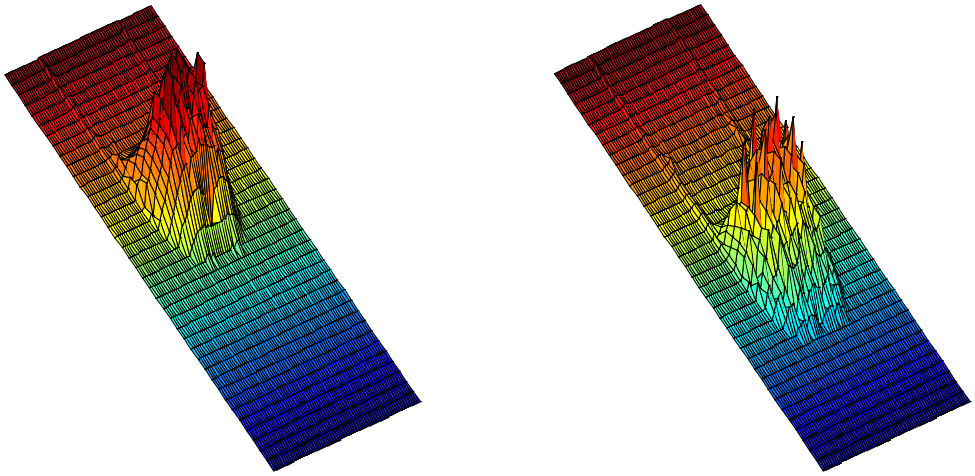
При указанном подходе пространственно-временная динамика определяется горизонтальными составляющими скорости, которые полагаются независимыми от вертикальной скорости. Физическим образом лавины выступает стекающая по рельефу местности тонкая пленка некоторого материала. Движение следует вычислительной схеме «крест-накрест» при запрете движения через уголки отдельных элементов схемы. В действительности, оно (движение) во многом определяется рельефом. Для подобных ситуаций полезным представляется разработка имитационной дополнительной модели процесса. В рамках таких моделей устанавливаются специфические закономерности, которые другими средствами не выявляются [Четырбоцкий, 2014]. Например, зависимость между площадью лавины и ее длительностью. Такие модели соответствуют компьютерным тренажерам, на которых «обыгрываются» различные стратегии рассматриваемого процесса. Образом лавины выступает куча песка. Стратегия динамики состоит в следующем: уменьшение на 2 песчинки в ячейке-доноре происходи одновременно с увеличением на 1 числа песчинок в 2-х нижележащих смежных ячейках (i+1,j-1) и (i+1,j+1). Такая стратегия отвечает пересыпанию песчинок вниз по склону. Дополнительно полагается открытость нижнего края области рассмотрения, т. е. при попадании песчинок/материала в самую нижнюю часть склона она/он удаляется из системы. При таком подходе исходные данные следует «подстроить» под модель. Кроме того модель становится непригодной для движения по сложному рельефу, насчитывающего на одном и том же уровне несколько глубоких впадин. На рис. представлена динамика схода модельного селевого потока.

Современные методы решения уравнений мелкой воды используется аппарат методов SPH (Smoothed particle hydrodynamics). Его реализация состоит в следующем. Элементами явления выступают частицы (точки) физического пространства. Его динамика определяется соответствующими уравнениями процесса, куда подставляются интерполяционные представления параметров состояния среды (плотность, давление составляющие вектора скорости).

Трудность реализации традиционного метода состоит в указании размера окрестности сглаживания при построении интерполяционных выражений [Monaghan, 2005]. Иначе, числа соседних частиц, которые используются при интерполяции характеристик отдельных частиц. Но основная трудность состоит в определении непосредственно самих соседних точек. Для реализации такой вычислительной процедуры затрачиваются значительные вычислительные ресурсы. Действительно, число операций для отбора соседних частиц пропорционально квадрату частиц отбора. Указанную трудность легко преодолеть, если на каждом временном шаге частицы помещаются в заранее заданные регулярные ячейки соответствующей вычислительной схемы. Тогда соседними

частицами выступают элементы смежных ячеек. Затем полученные результаты используются для вычислений параметров частиц.

Согласно вычислительным экспериментам имеет место определенная диффузия масс лавины. Кроме того, отмечается несогласованность перемещения верхушки потока: она отстает от движения основной массы. Некоторым образом, такая ситуация отражает отличие от нуля вертикальной скорости.



Динамика схода лавины в последовательные моменты времени (случаи a, b).

Григорян С.С. Новый закон трения и механизм крупномасштабных горных обвалов и оползней//ДАН, 1979. Т. 244. № 4. С. 846-849.

Перла Р. Возникновение, движение и удар лавины//Динамика масс снега и льда. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. С. 388- 451.

Петросян А.С. Дополнительные главы гидродинамики тяжелой жидкости со свободной границей // Препринт ИКИ РАН, 2010. 65 с.

Четырбоцкий А.Н. Проблемы численного моделирования движения снежных лавин // Физика, химия и механика снега. Международный симпозиум, Южно-Сахалинск, 12-17 июня 2011. С. 201-205.

Четырбоцкий А.Н. Четырбоцкий В.А. Проблемы 3d численного моделирования снежных лавин// Селевые потоки: катастрофы, риск, защита, Южно-Сахалинск, 22-26 сентября, 2014. С.167-168.

Eckert N., Naaim M., Parent E. Long-term avalanche hazard assessment with a Bayesian depth-averaged propagation model//J. Glaciology, Vol. 56, No 198, 2010. pp.563-586.

Monaghan J.J. Smoothed particle hydrodynamics// Rep. Prog. Phys. 61, 2005. pp. 1703–1759.

Voellmy A. Über die Zerstorungskraft von Lawien. Schweiz. Bauzeiting, 73, 1955. pp. 212-285.

АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ ПРОРЫВООПАСНЫХ ОЗЁР ПО ДОЛИНЕ РЕКИ ГУНД В ЮГО-ЗАПАДНОМ ПАМИРЕ

ШАФИЕВ Г.В.

«Фокус Гуманитарная помощь» в Таджикистане. Республика Таджикистан, Горно Бадахшанская Автономная область, г. Хорог, улица Ленина 217. *gshafiev@focushumanitarian.org*

ANALYSIS OF THE CONDITIONS OF THE GLOF (GLACIAL LAKE OUTBURST) IN GUND VALLEY IN SOUTH – EAST PART OF PAMIR

SHAFIEV G. V.

Focus Humanitarian Assistance in Tajikistan. Republic of Tajikistan, Badakhshan autonomous region, Khorog town, Lenin Street 217. *gshafiev@focushumanitarian.org*

В Таджикистане насчитываются 1449 озер общей площадью 716 км^2. Порядка 80 % озер находятся в горных районах на абсолютных высотах 2500-5000 м над уровнем моря [Виниченко, 2003].

Среди опасных природных процессов, особой катастрофичностью отличаются селевые потоки, образующиеся в результате прорыв горных озер. В зону их поражение попадают населенные пункты, инфраструктура и социальные объекты, расположившиеся вдоль побережья вниз по долине [Флейшман, 1978].

События отдаленных геологических угроз, связанные с прорывом ледниковых озер в высокогорьях Горно-Бадахшанской автономной области (ГБАО) неоднократно вызывали катастрофы в течение предыдущих десятилетий. Примером могут послужить прорыв озера – Хидорджевдара в 1991 г., селевой поток в селение Дашт в 2002 г. в долине реки Шохдара и селесход гляциального характера в долине Барсемдара Гундской долины в 2015 г. [Жан Ф. Шнайдер, 2003; ФОКУС…, 2015].

Основной целью проведенных исследований является обращение внимания государственных структур и населения, проживающих в долинах рек Шохдара и Гунд на существующие проблемы, с точки зрения снижения риска от селевых потоков и других опасных природных явлений [Жан Ф. Шнайдер, 2010].

В рамках проекта COSE была проведена оценка в пределах долин рек Тукузбулок, Гунд и Шохдара и прилагающих к ним водосборных бассейнов. В ходе проведения полевых исследовательских работ специалистами международной гуманитарной организации FOCUS были использованы методы дистанционного зондирования с использованием спутниковых и аэроснимков, а также пешие обследования потенциальных прорывоопасных озер.

За период работ по проекту были обследованы: 2 ледниковых озера в долине реки Тукузбулок, 6 морено-ледниковых озер и 1 озеро запрудного характера в долине реки Гунд.

Во время изучения ледниковых озер попутно проведены визуальные оценки состояния ледников, морен, термокарстов. Исследована также гипотетическая связь глобального изменения климата, его влияние на исчезновение озер и образование новых озер на теле ледников и морен.

При подготовке модели возможного затопления населенных пунктов в долинах рек Гунд и Шохдара при прорыве озер, были использованы [Шафиев, 2015]:

- программа приближенного расчета по определению потеря прорывной волны на расстояние,
- расчет максимального расхода рек с учетом прорывной волны,
- пропускная способность долин в районе точек замеров,
- высота прорывной волны,
- время добеганные прорывной вольны до населенных пунктов.

Автор выражает благодарность специалистам Швейцарского Агентства по развитию и Московского государственного университета за оказанную помощь в проведении полевых работ и обработке материалов.

При подготовке статьи использованы материалы по дешифрированию космических и спутниковых снимков методом аэрокосмического зондирования и батиметрической съёмки озер Дурумкул (2013 г.), Барсемкул (2015 г.) и отчёт «Селевые потоки в долине Барсемдара в июле 2015 г. и образование подпрудного озера Барсемкуль на реке Гунд (ГБАО)».

На основании результатов полевого обследования, оценки и подсчета возможного ущерба при прорыве озер, расположенных в долине реки Гунд предположительно выделены озера по уровню угроз, описание которых приводится ниже (табл.).

Упалы. Озеро по уровню угрозы относится к умеренному типу. Плотина озера состоит из морены, которая может быстро размываться. Потенциальная опасность озера заключается в том, что вверх по долине находятся еще 8 озер каскадного характера и при прорыве одного из них вода может прорвать существующую плотину с последующим образованием селевого схода вниз по долине. В зоне потенциальной угрозы от прорывной волны и селевого потока находятся населенные пункты джамоата Ванкала расположенные вдоль реки Гунд [ФОКУС…, 2015]

Кулев. Озеро по уровню угрозы относится к умеренному типу. Плотина озера состоит из морены, которая может быстро размываться. Потенциальная опасность озера заключается в том, что выше, расположено второе озеро, которое в случае прорыва может вызвать разрушение дамбы обеих озер. При этом по долине может пройти водоселевой поток, который представляет угрозу населенным пунктам джамоатов Вер и Ванкала расположенные вдоль реки Гунд [ФОКУС…, 2015].

Варшедз. Озеро по уровню угрозы относится к опасному типу. Проблема заключается в том, что озеро расположено в теле морены и дамбу озера составляют лед и обломки горных пород (рис. 3). Прорыв озера возможен при отрыве языка ледника Рог или сильного потепления, которое

может вызвать прохождения большого потока воды выше озера. Прорыв озера представляет непосредственную угрозу населенным пунктам Варшедз и Имом, а также селениям джамоата Ванкала расположенные вдоль реки Гунд [Жан Ф. Шнайдер, 2003].

Характеристика прорывоопасных озер долины р. Гунд, Юго-Западного Памира

Местоположение озера	Объем воды (млн м^3)	Тип строение плотины	Первоначальный расход воды при прорыве (млн м^3)	Тип долины по строению	Дальность очага зарождения до начального населенного пункта (км)	Средняя скорость добеганные вольны до первого населенного пункта (м×сек)	Время добегания прорывной волны до начального населенного пункта (мин.	Населенный пункт
Упали Нижний. Правый борт долины р. Тукузбулок в в142 км от г. Хорога верх по течению	2,5	Моренный	1127	Широкий	24	7,5	53,3	Джелонди, джамоат Вандкала, Шугнанский район
Кулен Нижний. Левый приток борт долины р. Тукузбулок в в125 км от г. Хорога верх поz течению	23,3	Моренный	1272	Широкий	20	8	41,7	Рохи Нав, джамоат Вандкала, Шугнанский район
Шазуд Верхний. Правый приток долины. Р. Гунд в 120 км от г Хорга вверх по течению	0,27	Моренный	64	Узкий	21	9,5	36,8	Шазуд, джамоат Вандкала, Шугнанский район
Варшедз Нижний. Левый приток долины р, Гунд в 125 км от г. Хорога вверх по течению	2,5	Ледниковый	620	Узкий	12	7	28,6	Варшедз, джамоат Вандкала, Шугнанский район
Пиш. Левый приток долины р. Гунд в 92 км от г. Хорога вверх по течению)	0,55	Ледниково-моренный	50	Широкий	9	1	150	Пиш, джамоат Вандкала, Шугнанский район
Патхур (Чапдара) Правый приток долины р. Гунд в 95 км от г. Хорога вверх по течению)	1,06	Ледниковый	73	Узкий	15	9,5	26,3	Патхур, джамоат Вандкала, Шугнанский район
Нимос. Левый приток долины р. Гунд в 70 км от г. Хорога вверх по течению)	11	Моренный	894	Узкий	5	8	10,4	Нимос, джамоат Вир, Шугнанский район
Ривак Ныжный. Левый приток долины р. Гунд в 65 км от г. Хорога вверх по течение	38	Ледниково-моренный	1494	Узкий	26	10	43,3	Ривак, джамоат Навабад, Шугнанский район
Барсем. Правый приток долины р. Гунд в 25 км от г. Хорога вверх по течению)	4	Селевая запруда	1460	Узкий	1	7	2,4	Бердибекобод, джамоат Сучан, Шугнанский район

Шазуд. Озёра по уровню угрозы относятся к умеренному типу. Здесь имеются несколько озер, которые расположены в языковой части морены у подножья ледника (рис. 4). Сброс воды из озёр происходит по выработанному тальвегу и пройдя через завал, ниже образует единое русло. Прорыв озёр может быть не такой уж опасной, поскольку завал между протоками является своего рода сдерживающим фактором. Тем не менее, если в начальной стадии размывается большой объем осадочного материала, то это может вызвать прохождения селевого потока внизу по течению. Однако вероятность достижения селевого потока и паводковой волны селения Шазуд очень низкая [Жан Ф. Шнайдер, 2003].

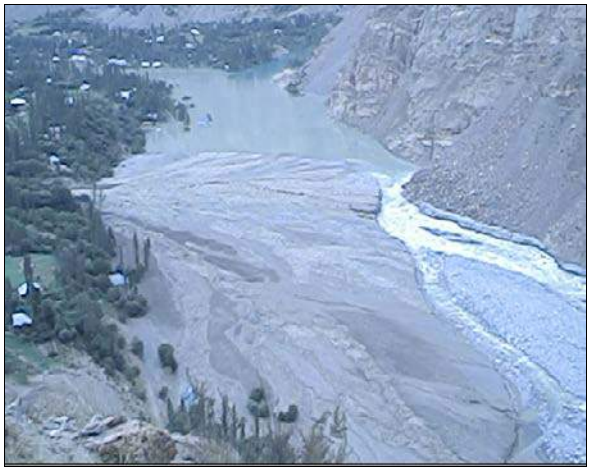


Рис. 1. Селевая запруда долины р. Гунд в районе селения Барсем.

Рис. 2. Обзор озера Барсем в результате перекрытие долины селевым потоком 2015 г.

Рис. 3. Обзор прорыва опасного ледникового озера Варшедз Нижний.

Рис. 4. Обзор прорыва опасного ледникового озера Шазуд Верхний.

Рис. 5. Обзор прорыва опасного ледникового озера Пиш Верхний.

Рис. 6. Обзор прорыва опасного озера Нимос.

Пиш. Озёра по уровню угрозы относятся к умеренному типу. Главной проблемой для возникновения опасности является потепление, которое может способствовать активизацию таяния ледников с последующим образованием озёр. Анализ исторических данных показывает, что за последние 30-40 лет, по Пишдара, произошло отступление ледника Рог и образование новых озер у его подножья (рис. 5). И все же при проведение оценки было выяснено, что даже прорыв озёр расположенных в верховье Пишдара не представляют угрозу населенным пунктам Пиш и Ванкала, расположенных на конусе выноса данного ущелья. Дело в том, что днище Пишдара заполнено крупнообломочным материалом с многочисленными ловушками типа ложбин, ям и котлованов, которые являются преградой для поверхностной движении воды и селевого потока [ФОКУС…, 2015].

Патхур. Озёра по уровню угрозы относятся к умеренному типу. В верховье ущелья расположены 2 озера незначительных размеров. Озёра ледникового происхождения, плотина составляет лед и обломочный материал. Оба озера не имеют предпосылки для прорыва. Однако не стоить исключать возможности прорыва, так как есть вероятность существования больших резервуаров в теле ледника или морены, которые могуть представлять потенциальную угрозу [ФОКУС…, 2015].

Нимос. Озёра по уровню угрозы относятся к потенциально опасному типу (рис. 6). В верховье ущелья имеются 3 ледниковые озера. Область питания озёр являются ледники. Плотины озёр моренные. Отток воды из верхних озер происходит по выработанным тальвегам. Сброс воды из верхних озёр происходить путем фильтрации воды через плотины. В случае прорыва в зоне угрозы от прорывной волны и селевого потока попадают селение Нимос и прибрежная часть селений Шитам и Рожак, а также населенные пункты джамоатов Вир и Навабад расположенные вдоль реки Гунд [ФОКУС…, 2015].

Ривак. Озеро в верховье Ривакдара образовано в результате перекрытия долины моренной. Гребень плотины находится на высоте 70-80 м выше уровня зеркала озера. Наименьшая высота надводного борта составляет 20-30 м. Западная и северная части поверхности плотины состоят из крупных фрагментов и гранитных блоков. С юга, обрушенные породы, состоящие из дресвы и мелких обломков, примыкают к плотине. Прорыв озера может вызвать сильное землетрясение или резкое потепление. В случае прорыва в зоне угрозы от прорывной волны и селевого потока могут попасть селения Ривак, Турбат, другие жилые и социальные объекты джамоатов Навабад, Сучан и города Хорог, расположенные близко к русле реки Гунд [ФОКУС…, 2015].

Барсем. Озеро образовано в результате схода больших селевых потоков по Барсемдара в июле 2015 года. Плотина озера составляет материалы селевого потока. В Настоящее время сброс воды из образовавшегося озера происходить по выработанного русле приподнятого над прежним руслом обломочным материалом на 20-25 метров. Ширина нынешнего русла составляет порядка 25 м (рис. 1 и 2). Озеро, сформировавшееся в долине реки Гунд, продолжает оставаться существенным фактором, угрожающим территориям, расположенным вниз по течению [Черноморец, 2015] В настоящее время производятся мероприятие по спуску воды из озера методом строительства сбросных каналов.

Необходимо констатировать тот факт, что в высокогорных районах, в частности в долине реки Гунд, события, связанные с катастрофическими прорывами ледниковых озер будут происходить и в будущем. Также следует обратить внимание и на тот факт, что многие озёра ледникового происхождения, имеют свойства меняться в размерах и при этом они могут постепенно или даже быстро перейти от безопасного состояния в состояние, подверженного к прорыву. Характеристика озёр, которые могут представлять опасность прорыва, приводится в таблице.

Виниченко С.М. Снижение степени риска при катастрофических последствиях геологических процессов в горных сейсмоактивных территориях (Сарезское озеро). – Ташкент, 2003. С. 58–60.

Жан Ф. Шнайдер (Jean F. Schneider), «Удаленные природные угрозы на Юго-Западном Памире». Отчет. Душанбе, 2003.

Жан Ф. Шнайдер (Jean F. Schneider), Мартин Мергили (Martin Mergili) «Отдаленные геологические угрозы в высокогорных регионах Таджикистана». Отчет. Душанбе, 2010.

Флейшман С.М. Сели. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 312 с.

ФОКУС Гуманитарная Помощь «Обеспечение безопасного условия в природном среде и координация по управлению снижению риска на уровне общин». Отчет. Душанбе, 2015.

Черноморец С.С. «Селевые потоки в долине реки Барсемдара в июле 2015 г. и подпрудное озеро Барсемкуль на реке Гунт (Горно-Бадахшанская автономная область, Таджикистан)». Отчет. М., 2015.

Шафиев Г.В. Модель сценария воздействия зоны затопления на долину реки Шохдары в случае катастрофического прорыва озера Дурумкул и опыт проведенных международной организацией «ФОКУС Гуманитарной помощь» работ по снижению риска // Геориск. 2015, № 2. С. 54-60.

ANALYSIS OF METEOROLOGICAL TRIGGER CONDITIONS FOR DEBRIS FLOWS ON A DAILY TIME SCALE

BRAUN M., KAITNA R.
Institute of Mountain Risk Engineering, University of Natural Resources and Life Sciences, Vienna. Peter-Jordan-Str. 82, 1190 Vienna, Austria. Corresponding author: martin.braun@boku.ac.at

Introduction

Mountainous areas cover about 22 percent of the earth's land surface with about 720 million people living in mountains and billions of livelihoods affected by processes connected to mountains (Price et al., 2004). Torrential processes pose a continuous threat in mountainous areas. Because underlying physical phenomena cannot be modelled for these hazards without thoroughly investigating site conditions and collection of specific parameters through field work and/or extensive evaluation with geo-information systems, probabilistic analyses are necessary. Recently, two approaches gained popularity in the scientific community investigating gravitational hazards: using Bayesian statistics to infer posterior probabilities from priors deducted from historical data (Berti et al., 2012; Brunetti and Peruccacci, 2010; or based on assumptions; Guzzetti et al., 2007; Liang et al., 2012; Turkington et al., 2016, 2014) or frequentist approaches where probability distributions are computed for a realm of possibility taken from given data (Gariano et al., 2015; Melillo et al., 2015; Nikolopoulos et al., 2015).

In our study, Bayesian analysis is envisioned as a first step for providing a viable solution to possibly find common indicators and trends for hydrometeorological impacts on debris flows. Investigating trigger conditions for a large part of the Austrian Alps for a time frame of 141 years applying a well-established empirical approach is presented as a viable solution to partly overcome the problem of lacking data and accurate historical resolution.

Study area and data

The study focused on debris flows as one of four types of torrential hazards (debris flows, debris floods, torrential bedload transport, torrential floods) occurring in the republic of Austria since January 1874 until December 2015. Through combining data from the national service for torrent and avalanche control and other institutions as well as through investigating historical records a worldwide unique hazard-database was merged together with various datasets consisting of daily temperature and precipitation. 1032 meteorological data sets provided by the Central Institution for Meteorology and Geodynamics as well as from the National Hydrographic Survey could be selected for the analysis of 1953 debris flows. The region investigated covered an area of about 80,000 km².

Data analysis and methods

Intensity-duration relationships were analysed to acquire some basic characteristics regarding debris-flow thresholds and to identify potential effects of debris flow magnitude class in conjunction with precipitation data. Rainfall was detected by using a rainfall detection algorithm described in Berti et al. (2012). This algorithm was applied to detect rainfall events through using the 1953 debris flow events as a training dataset for cumulated rainfall.

We applied Bayes' theorem (eq. 1) to find the conditional probabilities the parameters of interest:

$$P(A|B_j) = \frac{P(B_j|A)P(A)}{P(B_j)} \qquad \text{(eq. 1)}$$

Here, $P(B_j|A)$ stands for the conditional probability the occurrence of a rainfall with a characteristic B_j given that a debris flow A occurred. P(A) denotes the prior probability for a debris flow occurring for the total of detected rainfall events, and P(B) the prior probability a rainfall with characteristic *j* occurring for the total of detected rainfall events. P(A|B) denotes the posterior probability of a debris flow occurring for a rainfall with the characteristics *j* (e.g. specific interval for: rainfall intensity, cumulated triggering event rainfall, etc.).

Results

For the training dataset triggering event rainfall was defined similar to critical rainfall in Aleotti (2004), while antecedent rainfall was considered as all continuous rainfall within 15 days before.

At first intensity-duration diagrams were determined through analysing the lower envelope of rainfall events. Fig. 1 shows the lower envelope (which was defined as the lower 10 % percentile of all trig-

gering event rainfall), the median and an upper envelope (to determine if extreme events in the highest of the four magnitude classes in Austria could be correlated with extreme rainfall).

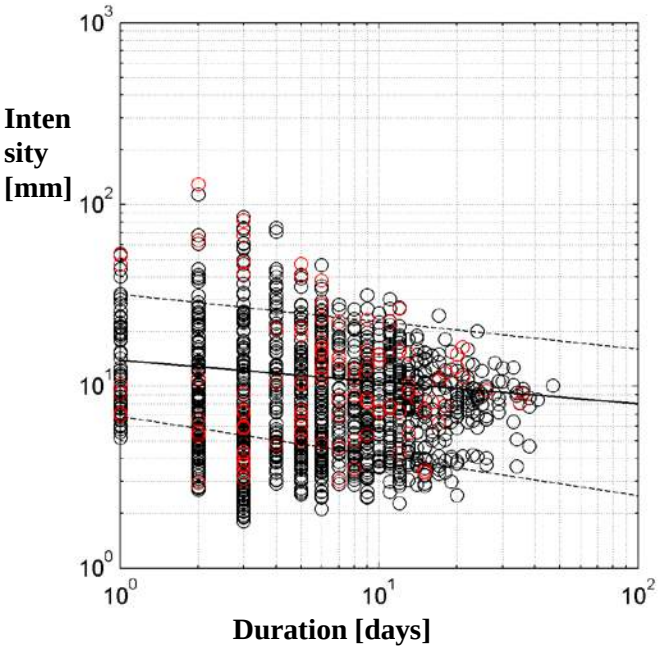


Figure 1: Intensity-duration diagram of all events (with assigned day of triggering). The median threshold curve is indicated with a black line, the lower 10 %-percentile and upper 10 % percentile with dashed lines respectively. Severe events (magnitude class 4) are illustrated with black circles.

While extreme events did not show a distinguishable pattern – possibly due to the heterogeneity of the area under investigation – the lower envelope is a good indicator when comparing intensity-duration thresholds from other studies (cf. discussion).

Two-dimensional Bayesian analysis

Two-dimensional analysis gave the possibility to investigate different meteorological parameters for debris flow triggering conditions. The most prominent case is rainfall intensity [mm/d] and duration [d]. Instead of interpreting singular propositions for A with respect to evidence B it is.

By doing so it is possible to obtain the posterior probabilities for a space defined by these two criteria. The two-dimensional analysis resulted in a probability map as illustrated in Fig. 2, where the 3rd axis denotes the posterior probability of a debris flow occurring. Note that debris flow probability is expressed in probability of occurrence compared to rainfall events in the last 141 years, leading to low probabilities. It is visible, that e.g. for debris flows combinations of high temperatures and high event rainfall are relevant. The lower diagram (floods) shows that the probability-landscape for lower event rainfall is different from debris flows.

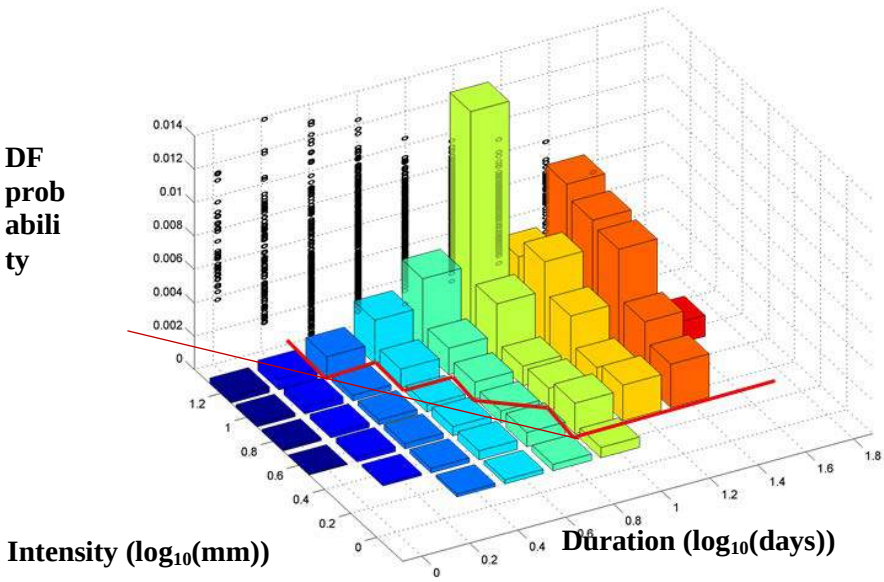


Figure 2: Two-dimensional analysis of precipitation (intensity vs. duration). The red line separates marginal areas of probability from more significant ones (visual estimation) and approximation (thin red line). Illustratively, the diagram from Fig. 1 was divided into duration bins corresponding to the x-axis and fitted to the X-Z-plane (y-axis corresponding to Fig. 1).

Discussion

The lower envelope constructed through Bayesian analysis (Fig. 2) was compared to the more commonly applied lower envelope from Fig. 1 as well as to other studies (cf. Fig. 3). The comparison shows that the results are well in line with research conducted by others. It furthermore shows, that large-scale investigations are prone to underestimating rainfall intensity thresholds in more established approaches (e.g. through constructing lower envelopes). It can be seen that case 11 in Fig 3 the thresholds are much higher and adequately represented through Bayesian analysis. These results were validated through more specific case studies in Tyrol (case 7, 8, and 9) in Fig. 3)

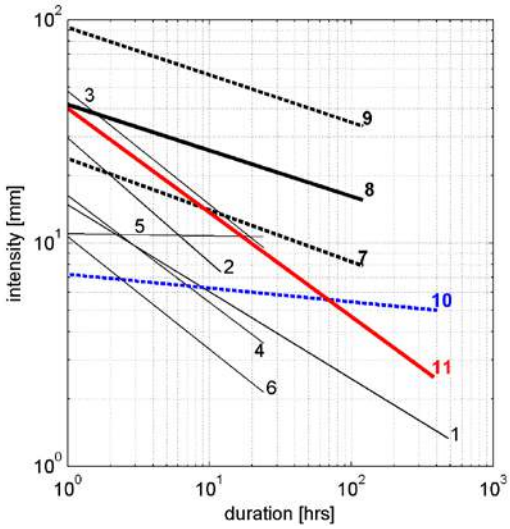


Figure 3: Comparison of selected intensity-duration thresholds for debris flows from other studies: 1. Caine (1980), 2. Jibson (1989), 3. Paronuzzi et al. (1998), 4. to 6. Balley and Olliaro (1999); 1 to 6 are cited in Guzzetti (2007); 7. to 9. are more regional investigation for the county of Tyrol (Kaitna et al., unpub); 10. extrapolated lower envelope from Fig. 1; 11. extrapolated ID-threshold from Bayesian analysis (cf. Fig. 2).

Aleotti, P., 2004. A warning system for rainfall-induced shallow failures. Eng. Geol. 73, 247–265. doi:10.1016/j.enggeo.2004.01.007

Berti, M., Martina, M.L. V., Franceschini, S., Pignone, S., Simoni, A., Pizziolo, M., 2012. Probabilistic rainfall thresholds for landslide occurrence using a Bayesian approach. J. Geophys. Res. 117, F04006. doi:10.1029/2012JF002367

Brunetti, M., Peruccacci, S., 2010. Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 447–458.

Gariano, S.L., Brunetti, M.T., Iovine, G., Melillo, M., Peruccacci, S., Terranova, O., Vennari, C., Guzzetti, F., 2015. Calibration and validation of rainfall thresholds for shallow landslide forecasting in Sicily, southern Italy. Geomorphology 228, 653–665. doi:10.1016/j.geomorph.2014.10.019

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C.P., 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. Meteorol. Atmos. Phys. 98, 239–267. doi:10.1007/s00703-007-0262-7

Liang, W.J., Zhuang, D.F., Jiang, D., Pan, J.J., Ren, H.Y., 2012. Assessment of debris flow hazards using a Bayesian Network. Geomorphology 171-172, 94–100. doi:10.1016/j.geomorph.2012.05.008

Melillo, M., Brunetti, M.T., Peruccacci, S., Gariano, S.L., Guzzetti, F., 2015. Rainfall thresholds for the possible landslide occurrence in Sicily (Southern Italy) based on the automatic reconstruction of rainfall events. Landslides 1–8. doi:10.1007/s10346-015-0630-1

Nikolopoulos, E., Borga, M., Creutin, J., Marr, F., 2015. Estimation of debris flow triggering rainfall: Influence of rain gauge density and interpolation methods. Geomorphology 243, 40–50. doi:10.1016/j.geomorph.2015.04.028

Price, M., Lysenko, I., Gloersen, E., 2004. Delineating Europe's mountains. J. Alp. Res. 2, 75–86.

Turkington, T., Ettema, J., van Westen, C.J., Breinl, K., 2014. Empirical atmospheric thresholds for debris flows and flash floods in the Southern French Alps. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss. 2, 757–798. doi:10.5194/nhessd-2-757-2014

Turkington, T., Remaître, A., Ettema, J., Hussin, H., van Westen, C., 2016. Assessing debris flow activity in a changing climate. Clim. Change 0, 1–16. doi:10.1007/s10584-016-1657-6

PRIMARY STUDY OF TEMPORAL SPATIAL ANALYSIS IN ISOLATED COMMUNITY

CHANG, YU[2], CHAN, CHUN-HSIANG[1], TSAI, YUAN-FAN[2]

[1]*Department of Geography, National Taiwan University, No. 1, Sec. 4, Roosevelt Rd., Taipei 10617, Taiwan (R.O.C.), d04228002@ntu.edu.tw*

[2]*Department of Social and Regional Development, National Taipei University of Education, No.134, Sec. 2, Heping E. Rd., Da-an District, Taipei City 106, Taiwan (R.O.C.), tyf@tea.ntue.edu.tw*

Abstract

Under climate changes and urbanization in Taiwan, people migrate to mountain areas, however, much more disasters caused serious damages than ever, and therefore, disaster prevention work is impor-

tant issue especially in high potential of isolated community. This study attempts to utilize big data analysis to realize sediment disaster variation in temporal and spatial domain. The main reason of sediment disaster occurrence is typhoon, hence, we have already built typhoon sediment disaster information database from 1996 to 2015. Through spatial statistic method to figure out all affected and potential factors, and analyze their correlation to judge whether they are positive or negative factors. These factors might become indicators which can interpret and describe the disaster patterns in temporal and spatial domain. Nevertheless, the disaster patterns towards a trend in the future, in addition, government can invest more resource and budget on regional or specified damages for disaster prevention.

EXPOSURE TO TORRENTIAL FLOODS IN THE EUROPEAN ALPS

FUCHS, S.[1]; ZISCHG, A.[2]; KEILER, M.[3]

[1]*University of Natural Resources and Life Sciences, Institute of Mountain Risk Engineering, Peter Jordan Str. 82, 1190 Vienna, Austria (sven.fuchs@boku.ac.at),*

[2]*University of Bern, Oeschger Centre for Climate Change Research, Mobiliar Lab for Natural Risks, Hallerstr. 12, 3012 Bern, Switzerland,*

[3]*University of Bern, Institute of Geography, Hallerstr. 12, 3012 Bern, Switzerland*

In Europe, mountain areas cover around 40 percent of the total land area and host almost 20 percent of the total population (Nordregio 2004). Mountain regions therefore provide a significant share of settlements and areas used for economic purpose and recreation. However, only about 17 percent of the total area of the European Alps is suitable for permanent settlement due to topographic constraints (Tappeiner et al. 2008). As a result, the development of mountain regions is inherently linked to natural hazard risk since many settlements are located on alluvial fans and in flood plains and land development takes place in hazard-prone areas (Fuchs et al. 2015). A spatially explicit object-based temporal assessment of elements at risk to torrential flooding (river floods, fluvial sediment transport and debris flows) in Austria and Switzerland is presented for the period 1919-2012. The assessment is based on two different datasets, (a) hazard information using legally binding land use planning restrictions, and (b) information on the building stock combined from different spatial data available on the national level. Exposure appears as the response of multiple drivers, including population growth and land conflicts. The results show that some regions have a strong increase in assets exposed to hazards, while other regions are characterised by a below-average development. The spatiotemporal results indicate relatively stable hot spots in the European Alps, which mirrors the topography of the countries, but also the different economic activities and political settings within the different European regions. A co-evolutionary framework is used to explain the explanatory power of multiple drivers to changes in exposure and risk, and enables to support a change in natural hazard management from a structural, security-based policy towards an integrated, risk-based management system.

Co-evolution includes two or more interdependently evolving but interacting systems (Gual and Norgaard 2010). The aim is to analyse and to understand the co-evolutionary changes within the different interacting systems. Therefore, co-evolutionary dynamics are path-dependent (Kallis 2007), such as social adaptation to environmental change (Adger 1999) or water supply and demand policies (Kallis 2010). A central theme within the co-evolutionary thinking is the analysis of institutional changes, especially the co-evolutionary development of human behavior and institutions. Institutions are defined as a constant (formal legal and informal social) norm over the duration of a period of time (van den Bergh and Stagl 2003). The task of institutions is to organise structures which optimise the social and economic behaviour, e.g. by land use planning restrictions (Thaler et al. 2016). In summary, institutions define rules or procedures, which support the decision-making process. We identified two evolutionary systems:

- The first system consists of the population (in this case the demand of new and more houses in hazard areas) with different behaviour, norms, believes and physical attributions. Over time the behaviour and attributes of the population in Austria and Switzerland changed, such as the increase of single-households compared to multi-households starting in the 1960s or stronger request of second-home buildings which occurred gradually over the last 100 years (Statistik Austria 2004). Changes were based on socio-economic developments within the society as well as external drivers, such as home owners from abroad. Further, also the attributes within the society changes, such as new designs and uses of residential

buildings as well as the number of people inhabiting those buildings (from 16.57 people per residential building in 1919 to 4.59 people in 2012).

- The second evolutionary system involves the natural hazard management. For decades, the focus in natural hazard management was on structural engineering measures which were implemented since the 1890s (Holub and Fuchs 2009). Only from the 1970s, non-structural measures supplemented these engineering structures; and land-use planning came into force. Currently, institutions and therefore also policy makers do rely on a combination of structural and non-structural measures to reduce natural hazard risk – not only in the European Alps (Fuchs 2009) but also beyond (Kubal et al. 2009). The shift in the natural hazard discourse is away from exclusively engineering standards of technical protection schemes towards a broader integrated management which includes land-use management and other actions targeted at incentives to reduce the development in high-risk areas (Fuchs 2009). This shift encourages consequently the implementation of non-structural measures as a key topic in policy discussion, and was triggered by crises such as the Galtür avalanche event in 1999 (Keiler 2004) or flood events in 2002 or 2005 (Bard et al. 2012). However, the use of structural measures still symbolise the most prominent component in natural hazards management (Thaler et al. 2016). Simultaneously, the implementation of structural mitigation encouraged the supply to increase the number of buildings in hazard areas, which can be characterized as a lock-in development.

Method

Two different datasets were used during this study covering a considerable part of the European Alps, (1) information on hydrological hazards providing input for the exposure assessment, and (2) data on the building stock in Austria and Switzerland. Hydrological hazards assessed included river flooding and torrential flooding (dynamic flooding with sediment transport and debris flow hazards) in mountain rivers. For spatial information on hydrological hazards, available hazard maps were combined with nation-wide flood modelling . As such the available knowledge on flood magnitudes and frequencies was used (White et al. 2001), based on publicly available administrative data. With respect to the requirements of the EU Floods Directive (Commission of the European Communities 2007) we defined a low- to medium-probability event as source for the exposure assessment. For the assessment of building exposure, information on residential buildings was computed according to Fuchs et al. (2015), using specified information related to the entire building stock. This information is available in a governmental database and contains information on the location and size of each building, as well as on the building category and the year of construction (Bundesamt für Statistik 2012; Statistik Austria 2012).

Results

An overview on the amount of residential buildings (RBs) is provided in Table 1. A total of 3,574,198 residential buildings is located in Austria and Switzerland. From these, 505,213 (14.14 percent) are exposed to hydrological hazards, whereas the share is slightly higher in Switzerland (14.94 percent) than in Austria (13.49 percent). Almost two third (62.6 percent, 316,386) of these buildings are single family houses (SFHs), and slightly more than one third (37.4 percent, 188,827) are apartment buildings (ABs). Between 1919 and 2012, the overall share of exposed residential buildings dropped around 2 percent (from 16.22 percent to 14.14 percent), whereas the absolute number increased by a factor of 5 (from 100,665 in 1919 to 505,213 in 2012). Similarly, the overall share of exposed SFHs dropped by around 2 percent (from 14.51 percent to 12.68 percent), but the overall number of exposed SFHs increased by a factor of 5.6 (from 55,844 in 1919 to 316,386 in 2012). Finally, the overall share of exposed ABs dropped by around 1.5 percent (from 19.01 percent to 17.50 percent), but the overall number of exposed ABs increased by a factor of 4.2 (from 44,821 in 1919 to 188,827 in 2012). In Switzerland, the exposure is generally slightly higher than in Austria.

The temporal development of the total residential building stock is shown in Figure 1. Starting with an almost similar number of residential buildings in 1919 (Austria 312,962 and Switzerland 307,751) the increase until 2012 was considerably higher in Austria (1,984,475) than in Switzerland (1,589,723). This increase followed a similar shape until 1960, and continued thereafter steeper in Austria than in Switzerland. A comparable pattern is observed for SFHs, starting from a total of 211,586 (Austria) and 173,309 (Switzerland), the increase was again steeper in Austria than in Switzerland after 1960 and reached a total number of 1,447,144 (Austria) and 1,048,217 (Switzerland). In contrast, in 1919 there had been a higher number of ABs in Switzerland (134,442) than in Austria (101,376), and until 2012 this number increased to almost the same amount for both countries (537,331 Austria and 541,506 Switzerland).

Starting in 1919 with a lower number of exposed residential buildings in Austria (42,219) than in Switzerland (58,446) the increase until 2012 was higher in total numbers in Austria (267,759) than in Switzerland (237,454). An analogue pattern can be observed for the category of exposed SFHs; from 26,473 (Austria) and 29,371 (Switzerland) the amount of endangered buildings increased to 179,257 (Austria) and 137,129 (Switzerland) between 1919 and 2012, respectively. The number of exposed ABs started in both countries from a moderate amount in 1919 (15,746 Austria and 29,075 Switzerland) to 88,502 (Austria) and 100,325 (Switzerland), see Table 1.

Discussion

The results presented above clearly have shown that the success in reduction of exposure has not been achieved yet. As such, there is still a considerable number of residential buildings exposed. Since an absolute decrease of these buildings would only be possible once these are demolished and removed, we computed the hypothetical development of the building stock based on a scenario assuming a building ban in endangered areas. To show the sensitivity of such a ban of construction we assumed legal regulations being effective in the 1970s and 1990s, respectively. If we assume hypothetically that starting with 1976 (amendment of the Directive on Hazard Mapping in Austria) the further development in hazard-prone areas would have been stopped, a total of 162,907 buildings would not have been constructed in exposed areas (equals minus 32 percent of exposure). Similarly, if after 1991 (amendment of the Water Act and the Forest Act in Switzerland) the further development in hazard-prone areas would have been stopped a total of 102,935 buildings would not have been constructed (equals minus 20 percent exposure). This experiment shows also the importance of the time horizon in which non-structural measures such as a ban of construction in hazard-prone areas is able to show an effect. Therefore, land-use planning policies have to be implemented rigorously over a longer period.

The policy system encourages private home ownership with the result of an increase of vulnerability. To give an example, the Austrian housing subsidy system which has changed in 1958 led to an increase of public subsidies available in favour for private house owners. As such, the total number of new residential houses increased by a number of 1,296,101 between 1960 and 2012, in contrast to 375,412 new residential buildings between 1919 and 1960. Analysing the changes in exposure, between 1960 and 2012, more than 177,091 new residential buildings were constructed in hazard-prone areas with the effect of creating a false sense of security for the house owners. Part of the problem of the housing subsidies was the strong development of single family houses; between 1960 and 2012 more than 115,687 of them were constructed in hazard-prone areas with governmental financial support. This effect is known as perverse subsidies (van Beers and Van Den Bergh 2001).

Another driver for increasing exposure was the interpretation of land-use management regulations at local level. In some of the regions, which belong to the fourth quartile of exposure, the regional land-use management act allowed to build houses outside the zoning areas of land-use plans with the consequence of around 7,000 out of a total of 12,000 new residential buildings were constructed according to this exemption. Furthermore, also governmental organisations interpreted differently the use of land protected by engineering structures. In Salzburg, for example, new buildings and settlements have been consequently encouraged to be built to create dense, urban areas, resulting in an increase of exposure in high-risk areas. Moreover, the public administration seems to have ignored the problem of exposure because natural hazard management had little or no impact on the design of local land-use planning and strategies. The reason is that economic growth within administrative boundaries regularly has higher priority than ecological concerns or hazard protection.

Overview on residential buildings in Austria (AT) and Switzerland (CH)

	Total RB	Total RB exposed		Total SFH	Total SFH exposed		Total AB	Total AB exposed	
	[N]	[N]	[%]	[N]	[N]	[%]	[N]	[N]	[%]
CH 1919	307,751	58,446	18.99	173,309	29,371	16.95	134,442	29,075	21.63
CH 2012	1,589,723	237,454	14.94	1,048,217	137,129	13.08	541,506	100,325	18.53
AT 1919	312,962	42,219	13.49	211,586	26,473	12.51	101,376	15,746	15.53
AT 2012	1,984,475	267,759	13.49	1,447,144	179,257	12.39	537,331	88,502	16.47
CH+AT 1919	620,713	100,665	16.22	384,895	55,844	14.51	235,818	44,821	19.01
CH+AT 2012	3,574,198	505,213	14.14	2,495,361	316,386	12.68	1,078,837	188,827	17.50

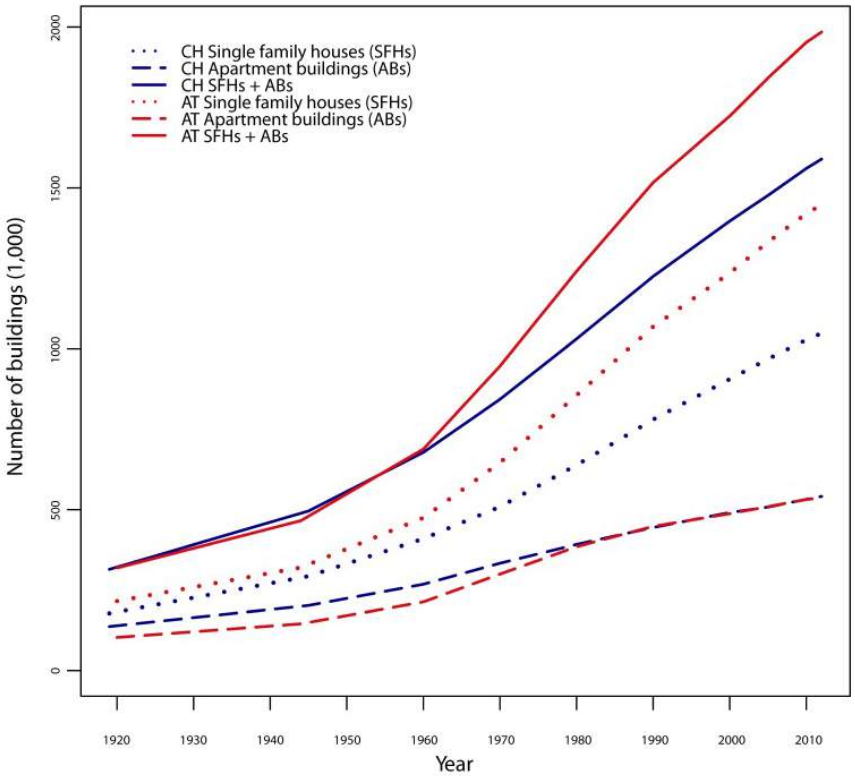


Figure 1. Absolute number of residential buildings in Austria (AT) and Switzerland (CH) (total number (SFHs+ABs), single family houses (SFHs) and apartment buildings (ABs)) in the period of 1919-2012.

Adger N (1999) Evolution of economy and environment: an application to land use in lowland Vietnam. Ecological Economics 31 (3):365-379.

Bard A, Renard B, Lang M (2012) Floods in the alpine areas of Europe. In: Kundzewicz Z (ed) Changes in flood risk in Europe. CRC Press, Wallingford, pp 362-371.

Bundesamt für Statistik (ed) (2012) Eidgenössisches Gebäude- und Wohnungsregister, Merkmalskatalog. Bundesamt für Statistik, Neuchâtel.

Commission of the European Communities (2007) Directive 2007/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2007 on the assessment and management of flood risks. Official Journal of the European Union L 288:27-34.

Fuchs S (2009) Susceptibility versus resilience to mountain hazards in Austria – Paradigms of vulnerability revisited. Natural Hazards and Earth System Sciences 9 (2):337-352.

Fuchs S, Keiler M, Zischg A (2015) A spatiotemporal multi-hazard exposure assessment based on property data. Natural Hazards and Earth System Sciences 15 (9):2127-2142.

Gual MA, Norgaard RB (2010) Bridging ecological and social systems coevolution: A review and proposal. Ecological Economics 69 (4):707-717.

Holub M, Fuchs S (2009) Mitigating mountain hazards in Austria – Legislation, risk transfer, and awareness building. Natural Hazards and Earth System Sciences 9 (2):523-537.

Kallis G (2007) When is it coevolution? Ecological Economics 62 (1):1-6.

Kallis G (2010) Coevolution in water resource development. The vicious cycle of water supply and demand in Athens, Greece. Ecological Economics 69:796-809.

Keiler M (2004) Development of the damage potential resulting from avalanche risk in the period 1950-2000, case study Galtür. Natural Hazards and Earth System Sciences 4 (2):249-256.

Kubal C, Haase D, Meyer V, Scheuer S (2009) Integrated urban flood risk assessment – adapting a multicriteria approach originally developed for a river basin to a city. Natural Hazards and Earth System Sciences 9 (6):1881-1895.

Nordregio (2004) Mountain Areas in Europe: Analysis of mountain areas in EU member states, acceding and other European countries. Final report. Stockholm.

Statistik Austria (2004) Gebäude- und Wohnungszählung 2001 – Hauptergebnisse Österreich. Statistik Austria, Wien.

Statistik Austria (ed) (2012) Adress-GWR Online Handbuch, Teil C, Anhang 2: Merkmalskatalog. Statistik Austria, Wien.

Tappeiner U, Borsdorf A, Tasser E (2008) Alpenatlas. Springer, Heidelberg.

Thaler T, Priest S, Fuchs S (2016) Evolving interregional co-operation in flood risk management: distances and types of partnership approaches in Austria. Regional Environmental Change 16 (3):841-853.

van Beers C, Van Den Bergh JCJM (2001) Perseverance of perverse subsidies and their impact on trade and environment. Ecological Economics 36 (3):475-486.

van den Bergh JCJM, Stagl S (2003) Coevolution of economic behaviour and institutions: towards a theory of institutional change. Journal of Evolutionary Economics 13 (3):289-317.

White G, Kates R, Burton I (2001) Knowing better and losing even more: The use of knowledge in hazards management. Environmental Hazards 3 (3-4):81-92.

ROLE OF BIODIVERSITY CONSERVATION IN HIMALAYAN REGION

ISAAC MONISHA* AND ISAAC RAJENDRA KUMAR **

**Professor and Associate Dean Department of Soil Water Land Engineering and Management*
Sam Higginbottom Institute of Agriculture Technology and Sciences Deemed University, Allahabad, U.P. INDIA, Isaac_rk@hotmail.com
***Youth Water Ambassador and Assistant Director (Hony) River Water User Association (India)*
Institute of Rural Development and Research Allahabad, U.P. INDIA

Abstract

The Himalayan watersheds are under constant threat of landslides, erosion, high sedimentation and debris flow caused by depletion of forest cover, unscientific agronomic practices and hydrologic imbalances. Climate change and loss of regional biodiversity has made the future of mountain indigenous people and their livelihoods more vulnerable and uncertain. There is need to maintain natural resources and biodiversity conservation which can only protect the area from increasing intensity of losses. various case studies and projects in the Himalayan region were analyzed and evaluated. The constant threats to the biodiversity of Himalayan region were studied Climate Change Land Use Changes and Agriculture Urbanization and Population Pressure and Human Impacts Flood and Debris flow. A Conservation strategy for biodiversity conservation was suggested. A conceptual model has been suggested for sustainable development of Himalayan Region to Optimize soil loss, reduced landslides and debris flow, Maximized Economic Growth, reduced ecological and environmental degradation and over all biodiversity conservation.

Introduction

The Himalaya region is the most complex and diversified, geographical and ecological area of the earth. This vast mountain range (over 2500 km in length, between 80 and 300 km wide and rising from low-lying plains to over 8000 msl) produced a distinctive climate of its own and influences the climate of much of Asia [Zobel,1997]. The Himalaya climate varies from subtropical to cool arid to snow-bound alpine. The rainfall, temperature, wind velocity, atmospheric pressure, vegetation, animal and human population varies with altitude. Increasing temperatures and changing precipitation patterns in the Indian Himalayan Region affects the regional mountain ecosystems. Varying biodiversity with climatic changes on the environment and people's livelihoods could impact health, agriculture, forests, water resources, coastal areas, species and natural areas. Sustainability of an ecosystem demands a balance and equilibrium among various forms of life and their surroundings established over long periods of time [NMSHE, 2010]. The original flora has been greatly modified by several climatic and biotic forces [Kant, 1989]. The Himalayan rangelands can be categorized into two types. The temperate grasslands located below the timberline and those remain in seral stages or bio-edaphic disclimax stages controlled mainly by herbivory and fires and the second group includes alpine meadows of western and central Himalaya located in the flatter or gently undulating terrain between the timberline (ca. 3,300 msl) and the permanent snowline (ca. 5,400 msl). The alpine species, e.g., sedges, grasses, fortes and shurbs are highly palatable and not too resistant to over grazing. Studies in alpine meadows qf Kashmir have shown considerable loss of vegetation due to excessive grazing and wide presence of weedy species of Viburnum, Stipa, Sambucus etc. [Shah, 1988]. The major temperate grasses which offer significant diversity in various regions are: Agrostis, Agropyron, Dactylis, Elymus, Festuca, Lolium, Phalaris, Phleum and Stipa etc. and the major temperate legumes are: Astragalus, Lespodeza, Lotus, Medicago, Melilotus and Trifolium etc. [Singh and. Misri, 1994]. The long term conservation strategies suffer from the lack of knowledge on habitat requirements of rare species and implications of livestock grazing in the protected areas. Forests are resource

base for sustenance of the population and storehouses of the biodiversity and provide large amount of ecosystem services. They maintain and improve the moisture regime, tightly hold the soil and make it cohesive by adding vegetative matter, reduces chances of landslides, moderate floods and make the streams perennial. They also produce humus and thereby maintain soil fertility. Agriculture is the main stay of the people of Himalayan region. Of the total population, more than 75 % people are engaged either with the main occupation of agriculture or its allied practices. The prospects of agriculture development in the hill regions appear very limited due to a number of constraints imposed by the natural environment. In this region, which is predominantly agricultural, population pressure has far exceeded the carrying capacity of the land. Temporal and spatial variations caused by diversity in geological orogeny have resulted into a marked difference in climate and physiography and consequently in the distribution pattern of biotic elements. This spatial position and heterogeneous dispersion of biodiversity elements have led to complexity in biogeographical patterns of the region. Like many other places on Earth, the Himalaya are experiencing rapid climate change that is likely to significantly impact local ecosystems, biodiversity, agriculture, and human well-being [Chaudhary et al 2011]. The weather has become unpredictable and erratic, snow is melting rapidly, and water sources are drying up [Sharma et al 2009; Chaudhary and Bawa 2011; Chaudhary et al 2011; Tambe et al 2011].

Materials and Methods

Study area

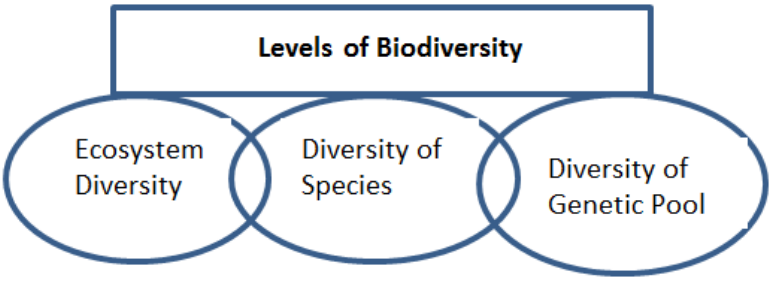
Prof. S.P. Chatterjee [1964] divided the Himalayan region into three meso physiographic regions. Their names are (1) Western Himalayas (Kashmir, Punjab and Kumaon Himalayas), (2) Central Himalayas (Nepal Himalayas) and (3) Eastern Himalaya—besides the Purvanchal consisting of the north-eastern ranges. The Indian Himalayan Region with geographical coverage of over 5.3. lakh Km^2 comprises of the vast mountain range extending over 2500 km in length between the Indus and the Brahmaputra river systems and raising from low-lying plains to over 8000 m above sea level, it is around 300 Km at its widest part with an average width of 80 Km. As the world's highest mountain chain, the Himalaya is characterized by a complex geologic structure, snowcapped peaks, large valley glaciers, deep river gorges and rich vegetation. The Himalayan ecosystem is vital to the ecological security of the Indian landmass and occupies the strategic position of entire northern boundary (North-West to North-East) of the country. Apart from national security standpoint, IHR is also important for its high forest cover. More than 41.5 % of its geographical area is under forests representing one-third of the total forest cover in India and nearly half (47 %) of the "very good" forest cover category of the country. These forests generate a plethora of goods and services. However, a complex interplay of climatic and geological processes, destructive patterns of resource use and economic marginalization have led to the situation of heavy resource degradation and associated environmental consequences on the highly diverse and fragile Himalayan eco-system [NMSHES, 2010].

Vast literature has been consulted to draw the strategy and opinion to investigate the role of biodiversity and to establish the conceptual model for biodiversity conservation project outcome.

Results and Discussion

1.1 Status of Biodiversity

Fig1. Show that three levels of biodiversity are recognised as distinct areas of concern: diversity of ecosystems or ecological diversity, which refers to diverse communities of plant and animals and their interrelationships, which refers to the large number of different kinds of plants and animals and diversity of the genetic pool within species which is at the level of genes and chromosomes. It is important to conserve all three types of diversity. In the rangeland all the three types of biodiversity exist. Rangeland vegetation may be naturally stable seral stage or a temporary form derived from perturbations in other types of vegetation following fire, timber harvest, bush clearing or abandonment of cultivation (Shankar and Gupta 1993).



The study shows that the eastern Himalaya (including northeast India) that harbours about 8000 species of flowering plants is considered a cradle of flowering plants, whereas the western Himalaya supports over 5000 species of flowering plants [Rao, 1994]. The Indian Himalayan region as a whole, supports nearly 50 % of the total flowering plants in India of which 30 % flora is endemic to the region. There are over 816 tree species, 675 edibles and nearly 1743 species of medicinal value found in the Indian Himalayan region [Samant, 1998]. Table 1 shows the species biodiversity record of Himalayan region. Species in high-elevation ecosystems are projected to shift to higher altitudes, although alpine plant species with restricted habitat availability above the tree line are projected to experience severe fragmentation, habitat loss, or even extinction if they cannot move to higher elevations [Dirnbock et al. 2003].

Table 1

Species diversity and endemism

Taxonomic Group	*Species*	*Endemic*	*Species Endemism (%)*
Plants	*5,*	*916 3,*	*049 51.5*
Mammals	*140*	*18*	*12.9*
Birds	*458*	*35*	*7.6*
Reptiles	*267*	*174*	*65.2*
Amphibians	*178*	*130*	*73.0*
Freshwater Fishes	*191*	*139*	*72.8*

Source: Conservation International: www.conservation.org; www.cepf.net

Table 2

Hotspots at Himalayan regions

Hotspot Original Extent (km²)	189,611
Hotspot Vegetation Remaining (km²)	43,611
Endemic Plant Species	3,049
Endemic Threatened Birds	10
Endemic Threatened Mammals	14
Endemic Threatened Amphibians	87
Extinct Species†	20
Human Population Density (people/km²)	261
Area Protected (km²)	26,130

Area Protected (km²) in Categories I-IV 21,259 †Recorded extinctions since 1500. *Categories I-IV afford higher levels of protection.*
Source: Conservation International: www.conservation.org; www.cepf.net

1.2 Major River Basins and Sub Basins

The Himalayas have the largest concentration of glaciers outside the polar caps. With glacier coverage of 33,000 km^2, the region is aptly called the "Water Tower of Asia" as it provides around 8.6 X 106 m^3 of water annually [Dyurgerov and Maier, 1997]. These Himalayan glaciers feed seven of Asia's great rivers: the Ganga, Indus, Brahmaputra, Salween, Mekong, Yangtze and Huang Ho. It ensures a year round water supply to millions of people (Table 2.)

The main drainage system of Uttarakhand have been grouped into following six catchments

Yamuna Catchment:The Yamuna river originates from the base of Bandarpunch peak. It has carved a deep V- shaped gorge. The Yamuna cuts across the Nag Tibba range and Mussoorie range near a place called Yamuna bridge. The rivers Tons, Pabar and Aglar are its important tributaries. It passes through the Doon valley on its Western boundary.

Bhagirathi Catchment :This is one of the two rivers which join to form the river Ganga. It originates from the snout of the Gangotri glacier at Gaumukh which is at the base of Chaukhamba peak. The Bhagirathi river has cut a deep gorge across the granitic rocks of the higher Himalayas of Garhwal. Its main tributaries are the river Janhavi and the Bhilangana.

Alaknanada Catchment :This river joins the river Bhagirathi at Devprayag to form the river Ganga. It originates from the eastern slopes of Chaukhamba – from the Bhagirathi kharak and Satopanth glaciers. The river flows along the Badrinath temple. Its main tributaries are the Khiraonganga, Pindar Dhauliganga, Birahi, Nandakini, Mandakini etc. It has formed a broad valley at Srinagar (Garhwal).

Mandakini Catchment : It comes out from the Mandakini glacier near Kedarnath. It cuts through a gorge of glacial debris. The river has formed road terraces at Augustmuni and Tilwara. At Tilwara it is joined by the river Lastar Gad. The river Mandakini joins the river Alaknanda at Rudraprayag.

Pindar Catchment- The river Pindar originates from the Pindari Glacier which is located between Nanda Devi and Nanda kot peaks. Sundardhunga river joins the Pindar near Dhakuri. The Pindar joins the river Alaknanda near Karanprayag.

Kali Catchment – The river Kali forms the boundary between Kumaon and Nepal. The Towns of Champawat and Pithoragarh are situated on the back of the Kali river. Its important tributaries are Darma and Saryu rivers.

Table 3

Principal Rivers of the Himalayan region – basin statistics

	River		River basin			
River	Annual mean discharge m^3/sec	% of glacier in river flow	Basin area Km^2	Population density (Pers/Km^2)	Population X 1000	Water availa-bility (m^3/person/year)
Amu Darya	1376	Not available	534739	39	20855	2081
Brahmaputra	21261	~ 12	651335	182	118543	5656
Ganges	12037	~9	1016124	401	407466	932
Indus	5533	Up to 50	1081718	165	178483	978
Irrawaddy	8024	Not available	413710	79	32683	7742
Mekong	9001	~7	805604	71	57198	4963
Salween	1494	~9	271914	22	5982	7876
Tarim	1262	Up to 50	1152448	7	8067	4933
Yongze	28811	~18	1722193	214	368549	2465
Yellow	1438	~2	944970	156	147415	308
Total					1345241	

[a] The data were collected by the Global Runoff data center (GRDC) from the following most downward stations of the river basin: Chatly (Amu Darya), Bahadurabad (Brahmaputra), Faraka (Ganges), Pakse (Mekong), Datong (Yongze), Huayuankou (Yellow)

[b]Estimation of meltwater is difficult and varies in Upstream and downstream situation, approximates are given here.

Source: IUCN et al 2003; Mi and Xie 2002; Chalise and Khanal 2001; Merz 2004; Tara 1982; Kumar et al 2007; Chen et al 2007

2.0 Ecosystem services

Biodiversity and ecosystem functions supports ecosystem services mentioned in Fig. 2.

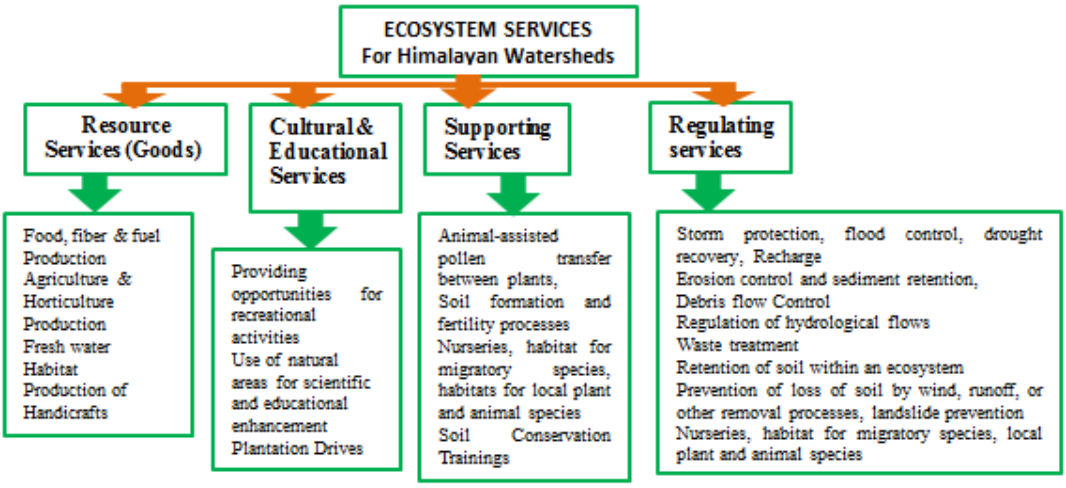


Fig. 2 Ecosystem services for Himalayan Watersheds

3.0 Threats and Consequences

3.1 Effect of Climate Change on the Himalayan Ecosystem

Mountain ecosystems are sensitive to global warming and show signs of fragmentation and degradation [Xu and Wilkes 2004; Körner 2004].Climate change has made the future of mountain indigenous people and their livelihoods more vulnerable and uncertain. The available scientific evidence suggests that climate change will place significant stress on the rural livelihoods of mountain people [ICIMOD, 2009].The impacts of climate change on forest ecosystems include shifts in the latitude of forest boundaries and the upward movement of tree lines to higher elevations; changes in species' composition and in vegetation types; and an increase in net primary productivity (NPP) [Ramakrishna et al. 2003]. Mountain ecosystems contain a series of climatically very different zones within short distances and elevations.

They display a range of micro-habitats with great biodiversity [Körner 2004]. The diversity in climatic and physical setting produces a markedly diverse flora and Soil erosion and sedimentation is one of the major environmental constraints, which results in frequent flooding in the plains downstream and damage to agriculture, life and infrastructure. The Himalayan Rivers also carry a very heavy sediment load especially during summer and rainy season which causes loss of productive soil and high rate of debris flow.

Himalaya is sensitive is ecologically to its various agro-ecological zones. The adverse impacts are clearly visible in the form of unplanned urbanization, loss of vegetation, poor crop production and other anthropogenic activities. The significant consequences arising due to climate change are Loss of biodiversity, volumetric flow variability of rivers, glacier recession, deforestation, land degradation, increased disasters, migration of native population. Since Ganges, Brahmaputra, Yamuna, and other major river systems originate in the Himalayas. Any changes in the Himalayan glacier dynamics and melting are expected to severely affect about 1.3 billions of people.

Table 4

Temperature trends by elevation zones for the period from 1970-2000(°C per year) fro eastern Himalayan Region

	Annual	Dec-Jan-Feb	Mar-Apr_May	Jun-Jul-Aug	Sep-Oct-Nov
Level1:<1Km	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02
Level2:1-4Km)	0.02	0.03	0.02	0.01	0,02
Level3:(>4Km)	0.04	0.06	0.04	0.02	0.03

Source: Sharma etal. (2009)

The Indian Himalayan Region harbours about 8000 species of flowering plants, i.e., nearly 50 % of the total flowering plants of India. Of this, nearly 30 % are endemic to the region. There are over 816 tree species, 675 edibles and nearly 1740 species of medicinal value in the Indian Himalayan Region. The Himalaya with its vast green cover acts as 'sink' for carbon dioxide. Annual carbon sequestration by the forests of western and northeastern Himalaya is just one of the important ecosystem services being performed by the Himalayan forests. This service needs to be therefore further strengthened and exploited for global good. Further, vast area under permanent snow cover and glaciers (about 17 % of Indian Himalayan Region), and about 30-40 % under seasonal snow cover, form a unique water reservoir. This feeds several important perennial rivers that provide water for drinking, irrigation, and hydropower. Indian Himalayan Region is home to nearly 4 % of the country's population, and is provider for their livelihoods. Change in climate could also cause infectious diseases transmitted by insects, i.e., vector borne diseases like malaria, yellow fever etc. Climate change induced hazards such as floods, landslides, and droughts will impose significant stresses on the livelihoods of mountain people and downstream populations. climate change is increasingly seen as a major threat to mountain biodiversity. Expansion and intensification of land use is a big source of biodiversity loss in mountain areas. In addition, Air temperatures have been rising globally, with variations in magnitude at the regional level. Individual organisms must either escape or adapt to changing environmental conditions, lest they go extinct

3.2 Land Use Changes and Agriculture

Soil is one of the most important natural resource of for most of Himalayan states whih is depleting gradually, day by day, as soil erosion in the area is increasing with the increase in deforestation for different developmental activities. A large shift in land use has been recorded especially in northern Himalayan regions due to rapid population growth, urbanization and deforestation.

Agricultural biodiversity plays a crucial role for adapting to altered climatic conditions through the genetic variability of crops and livestock species which can be bred to better adapt to climate change impacts. The introduction of modern crop varieties and breeds has led to the erosion of genetic diversity [Fowler and Mooney, 1990] with estimates that 75 % of the genetic diversity of agricultural crops has been lost since the beginning of the twentieth century [FAO,1997]. Now climate change poses an additional threat to agricultural biodiversity by increasing genetic erosion of landraces and threatening wild species, including crop wild relatives [Jarvis et al., 2008]. On the other hand, climate change will also bring new and enhanced demand for genetic resources. National and international breeding programmes for a number of crops are already targeting new varieties with adaptations to future climatic stresses. The effort to breed for traits valued both today and in the future is likely to increase the demand and value of genetic diversity. According to the IPCC AR4, up to 30 percent of the higher plant and animal species are likely to be at an increased risk of extinction if global average temperature increase exceeds 1.5 to 2.5 degree celsius over the present temperature [Campbell et al, 2009].

Changes in land cover and land use are among the most important drivers of climate change as they relate to carbon sequestration and nitrogen deposition [Lal, 2004; Foley et al., 2005]. Land-use and land-

cover changes contribute to local and regional climate changes [Chase et al., 1999] and global climate warming [Penner et al., 1994; Houghton et al., 1999]. They have a direct impact on biodiversity [Chapin et al., 2000; Sala et al., 2000], influencing the reduction in species' diversity [Franco et al. 2006]. These changes also affect the ability of biological systems to support human needs [Vitousek et al., 1997]

3.3 Urbanization and Population Pressure and Human Impacts

Increased urbanization, Industilization and population growth has posed a threat to ecosystem of Himalayan region. Lot of waste creation is creating disposal problems and creats unhygienic conditions. Mining activities in the region also creates vibration causing loosening of soil. Movement of large amount of vehicles on newly constructed roads also creates vibration and pollution in the region. Key public concerns about human impacts on biodiversity include effects on Rates of extinction, future options,productivity of ecosystems, and loss of economic opportunities.

3.4 Flood and Debris flow

Climate change has impacted the glacial ecosystem tremendously. Sixty-seven percent of glaciers are retreating at a startling rate in the Himalayas and the major causal factor has been identified as climate change [Ageta and Kadota, 1992; Yamada et al., 1996; Fushinmi, 2000]. Glacial melt will affect freshwater flows with dramatic adverse effects on biodiversity, and people and livelihoods, with a possible long-term implication on regional food security.

Indeed, average runoff is approximately twice as high in mountain areas as in lowlands, except in the humid tropics. Nevertheless, this observation only scratches the surface. The assumption that higher precipitation rates and lower evapotranspiration rates cause mountains to generate more runoff than lowlands is correct. But a comprehensive hydrological assessment requires consideration of additional factors that can be summarized as water availability and water use (Figure 2.2). Changes in the climate and in socio-economic structures will alter these two parameters. They may evolve quite differently from region to region, given that mountain regions are highly diverse in terms of their environmental, cultural, societal and economic development.

Runoff integrates climate-induced changes within a catchment. In terms of mountain rivers, a seasonal redistribution of runoff is expected, i.e. river regimes will change; however, total annual runoff volumes may or may not change, depending on annual precipitation levels. Greater variability of river flows is likely to be expected, as the damping effect of snow and ice storage will gradually diminish. Droughts and floods are expected to occur more frequently for the same reason.

The influence of large woody debris on the retention of organic matter and nutrients have been shown for streams [e.g., Bilby 1981, Richardson 1991], but to date there are few studies where either of these components of the stream ecosystem have been measured in response to restoration activities. Wallace et al. [1995] found large increases in organic matter retention and minor increases in solute storage when log placements were made in small streams. The diversity and productivity of macroinvertebrates also appears to increase as a result of log placements through the creation of more complex and retentive habitats [Wallace et al. 1995, Hilderbrand et al. 1997].

The Himalayan ranges represent a highly complex and diversified system both in terms of biological and physical attributes. It has variable climate altitude wise along South-North, East-West) which cause the variation in habitat within the region. The steep slopes and sharp gradients exhibits changes in climatic variables over very short distances.

These features consequently result into enhanced changes in hydrological processes, with accelerated direct runoff and erosion. Major rivers of the region have their origin from these mountains and are the source of water for a large proportion of the human population within and outside the mountain region. Many of the world's crops originate in mountains, a crucial resource that should be conserved for sustaining modern agriculture. Natural wealth in the region, including geological assets, forms an important part of the Himalayan eco-system. All this has contributed to a whole range of diversity in indigenous human habitations, cultures and knowledge systems. The region is largely inhabited by indigenous societies. Living in biodiversity rich areas of the country, the mountain people are dependent upon biodiversity for meeting with their livelihood needs. Therefore, sustaining biodiversity in the region also means protecting the interests of the people. The region serves as a rich repository of plant and animal wealth in diverse ecological systems. These ecosystems reflect a mosaic of biotic communities at various spatial and organizational levels. Recognition of the Himalaya as one among 34 global biodiversity hotspots aptly reflects its' wide ranging ecological significance. It is predicted that the resilience of many ecosystems will be threatened by an unprecedented combination of climate change, associated disturbances (e.g.

flooding, drought, wildfire, insects, etc) and other global change drivers (e.g. land use change, pollution, fragmentation of natural systems, and overexploitation of resources [IPCC 2007, CBD, 2009].

4.0 Strategic Programmes

Strategic programmes should look into the needs and prioritization, phasing and targeting of the programme to cater to needs. This may include the following activities:

Support data for research and management

- Baseline inventories of flora and fauna and their ecology
- Monitoring of changes as a result of protection and grazing pressures.
- Establishing Knowledge base
- Establishing research facilities and research programmes.
- Developing training and education prograrnmes.
- Preparing a management plan for biodiversity maintenance and enrichment.

4.1 Peoples' participation

Interests of the users of the rangeland resources, e.g., sedentary and nomadic pastoral communities, medicinal plant gatherers, trekkers and tourists need to be taken into account while formulating the management plan. A greater sensitivity to local culture could increase the success of both conservation and development projects.

4.2 Conservation Strategy

Dr. M.S. Swaminathan [1995] suggests that besides the above networking, legislative measures may also be enacted to preserve the biodiversity in general but the legislation should be pro-nature, pro-poor, pro-women and it should be titled as 'National Food Security Act'. It is becoming imperative that the economy be supplemented by activities allied to agriculture such as vegetable growing, horticulture, bee-keeping, poultary farming, dairy farming etc. Which should, in a phased manner, become vital components of the rural economic structure- as per environmental conditions and needs of the village people. The traditional subsistence agriculture is dominant in farming system. But their viability in terms of sustainable livelihood is insufficient. Therefore, the rate of out-migration from the region is high. Among the principal crops rice, wheat, millets, barley, pulses and oil-seeds are grown in the entire region. The ratio of pulses and oil seeds is comparatively low. Fortunately, the state has high diversity in food grains, vegetables, fruits, oil-seeds and pulses in all the altitudinal climatic zones, such as tropical, temperate, and cold. The feasibility of climatic conditions and diversity in crops may help for sustainable farming. In the Uttrakhand state-a major Himalayan state in India, Wheat occupies highest percent (33.54 %) in the total sown area, followed by rice (23.51 %) and millets (12.76 %). Cultivation of vegetables is extending and now accounts for 12.45 % of the total cropped area of the state.Whereas in the North eastern Himalayan states rice cultivation is more The economic viability of off-season vegetables, pulses and oil-seeds in the farming system of the state is noteworthy while the cropped area with these crops is very small. The area with off-season vegetables can be raised for sustainable livelihood because the environmental conditions are very suitable for this production. Resilience – the ability to revert to a stable equilibrium following 'shocks'- and 'sustainagility'- the ability to adapt by meeting needs in new ways , are the ecosystem properties that will be increasingly important for helping agriculture to maintain production in the face of climate change [FAO, 2011]. Diversity of crops, breeds and diversification of management strategies are the basis of these ecosystem properties.Often a small portion of a stream channel is treated with stream restoration without removing sources of degradation which may be higher in watershed [Kauffman et al. 1997].

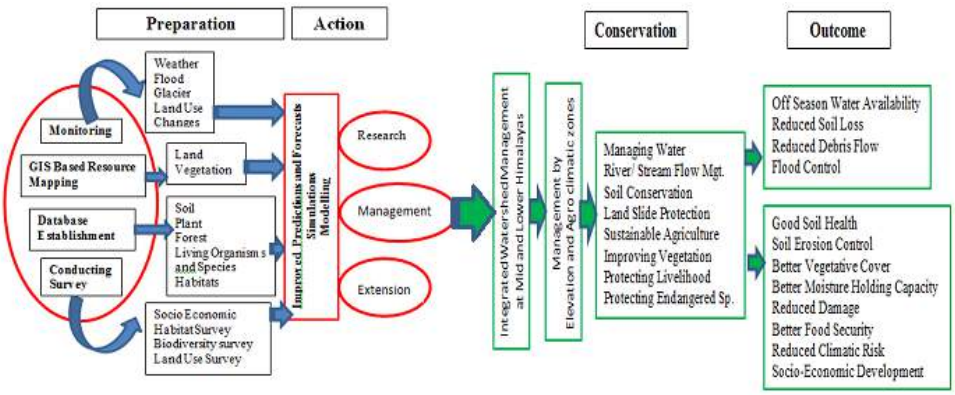


Fig.2:Biodiversity Conservation Model for Sustainable Himalayan Ecosystem

4.3 Bio-Diversity Conservation Model

An Integrated Approach to Biodiversity Conservation is required for Protection and Conservation of Species at Risk, to save and Protect the Precious and Endangered Plant and to Conserve soil and Vegetation and maintaining ecological sustainability.

- **Community-Based Biodiversity Conservation**

Enhancing Conservation and Livelihood Security in Biodiversity by Building Cooperation

- **Agrobiodiversity Conservation Conserving**

Through Traditional Seeds and Agriculture

- *Agrobiodiversity-Based Initiatives for Enhancing Livelihood Opportunities of Rural*
- *Policy Development to Support Biodiversity within Agricultural Systems of Hilly Region*

Capacity Building for Natural Resource Management Improving

- *Livelihoods and Governance Through Resource Management and Conservation Based on Indigenous Knowledge and Customary Practices*
- **Promoting Indigenous Knowledge for Biodiversity Conservation**

4.5 Biodiversity conservation model for Himalayan region

4.5.1Stages of Conservation

- Human Resource Development
- Agro-Ecosystem
- Forest Ecosystem
- Soil Conservation

4.5.2 Conservation Methodology

- Baseline inventories
- Monitoring of changes
- Conservation of soil, water, forests, rangelands, biodiversity and the protection of atmosphere.
- Development and dissemination of Ecofriendly Technologies
- Extending organizational and Government support
- Promotion of nutrition security at the household and individual level
- Promoting local culture
- Promoting access to knowledge

4.5.3 Targets

- Water Resource Development and Conservation & promoting community-based management,
- Identifying sustainable landuse practices
- Promotion of on-farm activities
- Value addition to all resources and adoption of environment-friendly technologies,
- Restoration of degraded ecosystems,
- Creation of conservation structures
- Over all Biodiversity conservation,
- Education and capacity building to ensure benefits
- Priority activities to improve livelihoods, income and environment of the Himalayan Region

4.5.4 Expected Outcome

Optimized soil loss
Maximized Economic Growth
Reduced ecological and Environmental Degradation
Sustainable Development
Reduced Landslides
Reduced Debris Flow
Over all Biodiversity conservation

Conclusion

The Himalayan region contains one of the most dynamic and complex mountain systems in the world. Climate change, Rapid urbanization and Population pressures are the major threat to Biodiversity and disaster occurring in the area. A proper strategic planning with a sustainable watershed management approach, is required to reduce the losses in the area. Maintenance of biodiversity by adopting proper planning and Model based approach can certainly reduce the major flood disasters, soil and sediment losses from the area. A proper Biodiversity conservation plan with participatory approach can same the Himalayan area from critical losses.

Bilby, R.E. 1981. Role of organic debris dams in regulating the export of dissolved and particulate matter from a forested watershed. Ecology 62:1234-1243.

Campbell, A., Kapos, V., Scharlemann, J.P.W., Bubb, P., Chenery, A., Coad,L., Dickson, B., Doswald, N., Khan, M.S.I., Kershaw, F., and Rashid, M., 2009. Review of literature on the Links between Biodiversity and Climate Change: Impacts, Adaptation and Mitigation. Secretariat of the Convention on Biological Diviersity, Montreal. Technical Series No.42.

Chase, T. N., Sr. Pielke, R. A., Kittel, T. G. F., Nemani, R. R., Running, S. W., 1999. 'Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter.' Climate Dynamics. 16: 93-105.

Chapin, F. S. III, Zavaleta, E. S., Eviner, V. T., Naylor, R. L., Vitousek, P., M., Reynolds, H. L., Hooper, D. U., Lavorel, S., Sala, O. E., Hobbie, S. E., Mack, M. C., Díaz, S., 2000. 'Consequences of changing biodiversity.' Nature. 405: 234-242.

Chemistry, pp 223- 248. New York: Plenum Publishing.

Houghton, R. A., Hackler, J. L., Lawrence, K. T., 1999. 'The U. S. carbon budget: contributions from land-use change.' Science. 285: 574-578.

Convention on Biological Diversity (CBD) Secretariat, 2009. Connecting Biodiversity and Climate change mitigation and adaptation; Report of the 2nd Adhoc Technical Expert Group on Biodiversity and Climate change, Montreal, Technical Series No. 41.

Dirnbock, T; Dullinger, S; Grabherr, G (2003). 'A regional impact assessment of climate and land-use change on alpine vegetation'. Journal of Biogeography 30: 401–417

FAO. 1997. The state of the World's Plant Genetic Resources for Food and Agriculture, Rome, Italy, FAO.510 pp.

FAO. 2011. Biodiversity for Food and Agriculture: Contributing to food security and sustainability in a changing world.

Fowler, C & Mooney, P., 1990. The threatened Gene: Food politics and the loss of genetic diversity. Cambridge, UK. Lutworth Press.

Franco, A. M. A., Hill, J. K., Kitschke, C., Collingham, Y. C., Roy, D. B., Fox, R., Huntley, B., Thomas, C. D., 2006. 'Impacts of climate warming and habitat loss on extinctions of species in low-latitude range boundaries.' Global Change Biology. 12: 1545-1553.

Gitay, H., Suarez A., Watson, R.T., Dokken, D.J., (eds.), 2002. Intergovernmental Panel on Climate Change, Technical paper V.

Herpinder Sandhu and Sukhbir Sandhu (2014). Linking ecosystem services with the constituents of human well being for poverty eleviation in eastern Himalayas, Ecological Economics107 (2014)65–75)

Hilderbrand, R.H., A.D. Lemly, C.A. Dolloff, and K.L. Harpster. 1997. Effects of large woody debris placement on stream channels and benthic macroinvertebrates. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 54:931-939.

IPCC 2007. Climate Change 2007: Synthesis Report.

ICIMOD (2009). The Changing Himalayas, International Centre for Integrated Mountain Development, Published by International Centre for Integrated Mountain Development GPO Box 3226, Kathmandu, Nepal

Kant, Shashi 1989. Photogeography of North Western Himalayas. The Academy of Environmental Biology, India, Muzaffarnagar, India.

Körner, C (2004) 'Mountain biodiversity, its causes and function'. Ambio 13: 11-17.

Jarvis, A., Lane,A., & Hijmans, R., 2008. The effect of climate change on crop wild relatives. Agr. Ecosyst. Environ., 126; 13-23.

John S. Richardson & Scott G. Hinch ecological objectives for stream and watershed restoration along the pacific coast of North America. Jrichard@interchg.ubc.ca

Kauffman, J.G., R.L. Beschta, N. Otting, and D. Lytjen. 1997. An ecological perspective of riparian and stream restoration in the western United States. Fisheries 22(5):12-24.

Richardson, J.S. 1991. Seasonal food limitation of detritivores in a montane stream: an experimental test. Ecology 72:873- 887.

Lal, R., 2004. 'Soil carbon sequestration to mitigate climate change.' Geoderma. 123: 1-22.

Foley, J. A., DeFries, R., Asner, G. P., Barford, C., Bonan, G., Carpenter, S. R., Chapin, F. S., Coe, M. T., Daily, G. C., Gibbs, H. K., Helkowski, J. H., Holloway, T., Howard E. A., Kucharik, C. J., Monfreda, C., Patz, J. A., Prentice, C., Ramankutty, N., Snyder, P. K., 2005. 'Global consequences of land use.' In Science. 570: 309.

National Mission for Sustaining the Himalayan Eco-System(NMSHES) –Mission Document(2010). Government of India Department of Science & Technology Ministry of Science & Technology, New Delhi.

Misri, B. 1981. A preliminary survey of grasses and legumes of Ladakh. Australian Plant Introduction Review 13: 37-45.

Nirmalya Das and Dr. Kamal Kanti Chattopadhyay, 2013 Change in Climate – A threat to Eastern Himalayan biodiversity Journal of Today's Biological Sciences: Research & Review (JTBSRR) Vol. 2, Issue 2, page 89-107, December 30, Available on: www.jtbsrr.in

Penner, J. E., Atherton, C. A., Graedel, T. E., 1994. 'Global emissions and models of photochemically active compounds.' In Prinn, R (ed) Global Atmospheric-Biospheric

Priti Kumari, Lalit M. Tewari (2009) Biodiversity in Uttrakhand Himalaya region Nature and Science, 2009;7(3), ISSN 1545-0740, http://www.sciencepub.net, naturesciencej@gmail.com

Rao, R.R., Biodiversity in India: Floristic Aspects, Bishen Singh Mahendra Pal Singh, Dehradun, 1994.

Samant, S. S., Dhar, U. and Palni, L. M. S., Medicinal Plants of Indian Himalaya: Diversity, Distribution, Potential Values, Gyanodaya Prakashan, Nainital, 1998.

Sala, O. E., Chapin, F. S., Armesto, J., Berlow, E., Bloomfield, J., Dirzo, R., 2000 'Global biodiversity scenarios for the year 2100.' Science. 287: 1770-1774.

Sharma, E., Chettri, N., Tsering, K., Shrestha, A. B., Fang Jing, Mool, P., Eriksson, M., 2009. Climate change impacts and vulnerability in the Eastern Himalayas. Kathmandu: ICIMOD.

Swaminathan, M.S. 1995. Voter for the Environment. The Hindustan Times, January 1, New Delhi, India.

Vitousek, P. M., Mooney, H. A., Lubchenco, J., Melillo, J. M., 1997. 'Human domination of earth's ecosystems.' Science. 277: 494-499.

Vold, T. and D.A. Buffett (eds.). 2008. Ecological Concepts, Principles and Applications to Conservation, BC. 36 pp. Available at: www.biodiversitybc.org

Wallace, J.B., J.R. Webster, and J.L. Meyer. 1995. Influence of log additions on physical and biotic characteristics of a mountain stream. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 52:2120-2137.

Xu, JC; Wilkes, A (2004) 'Biodiversity impact analysis in Northwest Yunnan, Southwest China'. Biodiversity and Conservation 13(5): 959-983

Zobel, D. B. and Singh, S. P., 1997 Himalayan forests and ecological generalizations. BioScience,11, 735–745.

CLIMATIC CHANGES AND THEIR EFFECTS IN HIMALAYAN REGION

RAJENDRA KUMAR ISAAC* AND MONISHA ISAAC**

**Professor Department of Soil Water Land Engineering and Management Sam Higginbottom Institute of Agriculture Technology and Sciences Deemed University, Allahabad, U.P. INDIA, Isaac_rk@hotmail.com*

***Youth Water Ambassador River Water User Association (India) Institute of Rural Development and Research Allahabad, U.P. INDIA*

Abstract

The study was conducted to assess the Climatic Change effect in Medium to low altitude areas of Himalayan region causing soil erosion, land use Change and debris effect in the area.

Land use changes and the various Climatic parameters including Rainfall, Temperature, Runoff from 1951 to 2013 were studied for four Himalayan locations namely Haridwar, Rudra Prayag, Uttar Kashi and Tehri Garwal of varying altitude were studied . It was observed that there is noticeable increment in temperature on all the four locations. Maximum increase of has been recorded at Haridwar and uttar Kashi (0.06 and 0.07 °C) (Elevation 314m). The rainfall at Haridwar, and Uttar Kashi has shown incremental trend whereas at Rudra Prayag and Tehri Garwal it has shown reducing trend.It was surprisingly observed that Mean rainfall intensity of 30 minutes duration has been increased at the rate of 0.1 mm/hours since 2000. The remote sensing study has shown reduction in ice cover and forest area and increase urbanization in last decade causing more runoff from the area.Study shows that change in climate parameters and land use have increased the disaster events in the mid Himalayan region. The situation is found to be alarming and more concreate measures for conservation, protection and management are required.

Introduction

The greater Himalayan region "the roof of the world" – contains the most extensive and rugged high altitude areas on Earth. The Himalayan region has the largest areas covered by glaciers and permafrost outside the Polar Regions. The water resources from this area drain through ten of the largest rivers in Asia, in the basins of which more than 1.3 billion people find their livelihoods(ICIMD,2009). The warming in the greater Himalayas has been much greater than the global average.

Concentration of carbon dioxide (CO2) and other trace gases in the atmosphere has increased over the last century, resulting in global warming. (Singha and Bengtssonb, 2005).

The warming in the greater Himalayas has been much greater than the global average: for example, 0.6 degrees Celsius per decade in Nepal, compared with a global average of 0.74 degrees Celsius over the last 100 years(ICIMD,2009). Various studies suggest that warming in the Himalayas has been much

greater than the global average of 0.74°C over the last 100 years (IPCC 2007a; Du et al. 2004).The Indian subcontinent depends on Monsoon rainfall. The Changes in total amount of precipitation in highly variable with the altitudes and both increasing and decreasing trends in different parts of the region.

Rainfall is a recognized trigger of landslides, and investigators have long attempted to determine the amount of precipitation needed to trigger slope failures, a problem of scientific and societal interest. Landslides triggered by rainfall are caused by the build up of water pressure into the ground (Campbell, 2000; Wilson, 1989). Groundwater conditions responsible for slope failures are related to rainfall through infiltration, soil characteristics, antecedent moisture content, and rainfall history (Wieczorek, 1996). High intense rainfalls produces to flash floods, landslides and debris flows in the region. In most studies the Himalayan region especially the high and medium altitude areas are excluded because of its extreme and complex topography and the lack of adequate rain gauge data. Climate change induced hazards such as floods, landslides, and droughts are imposing significant stresses on the livelihoods of Himalayan population and downstream populations.IPCC's Fourth Assessment Report (IPCC 2007a; 2007b) concludes that there is a more than 90 % probability that the observed warming since the 1950s is due to the emission of greenhouse gases from human activity. Temperature projections for the 21st Century suggest a significant acceleration of warming over that observed in the 20th Century (Ruosteenoja et al. 2003).

Mountain regions provide more than 50 % of the global river runoff, and more than one-sixth of the Earth's population relies on glaciers and seasonal snow for their water supply. The effects of climatic change are of tremendous importance to the often densely populated lowland regions that depend on mountain water for their domestic, agricultural, and industrial needs (e.g., Barnett et al. 2005; Graham et al. 2007).

Kim et al. (1991), working in Korea, related the cumulative rainfall for a 3-day period before the landslide triggering event to the total daily rainfall for the day of the slope failure, and determined that landslides in central South Korea were influenced by the antecedent precipitation, whereas landslides in southern South Korea were controlled by the amount and intensity of the daily rainfall. Therefore, higher atmosphere temperature and more liquid precipitation at higher altitude in the Himalayas will lead to rapid retreat of glaciers and downstream flooding in the coming future (Hasnain 2002, Kadota et al. 1993).Guzzetti et al., (2007) reviewed rainfall thresholds for the initiation of landslides worldwide.

Mandal and Maiti (2013) observed on Shivkhola watershed that the physical and anthropogenic processes are active on slope in an interactive combination. Construction of settlement, road and associated deforestation destabilize soil and slope. The steep soil becomes loose and friable, due to heavy runoff and became saturated by hydrological intervention leading to instability and threshold condition causing land slides and debris flow. It is essential to study the effects of Climate Change currently taking place at Himalayan region to assess the losses and to take disaster mitigation and management initiatives.

Materials and Methods

Study area

The study has been conducted for the four districts of Uttrakhand state located between 28° 43' – 31° 27' N latitudes and 77° 34' – 81° 02' E longitudes. The state is situated in the northern part of India shares international boundary with china in the north and with Nepal in the east the state has temperate climate except in the plain areas where the climate is tropical with temperature ranging from sub 0°C to 43° C . The region, being situated centrally in the long sweep of the Himalaya, forms a transitional zone between the per-humid eastern and the dry to sub-humid western Himalaya. The average annual rainfall of the state, as recorded is 1,547 mm. With an altitudinal variation ranging from 200 m to more than 8,000m above mean sea level.

Uttarakhand is a disaster prone state. Landslides, forest fires, cloudbursts and flashfloods are seasonal in nature and these strikes at a certain period of the year with high frequency. Earthquakes are the most devastating in the mountains and are unpredictable. Apart from frequent cloudbursts in hilly regions of the State which cause a great deal of damage to life and property in hills. There are frequent droughts in the State as main stays of agriculture in the hills are mainly rains. Each year many districts face drought like conditions which result in failure of the crops.

Extensive literature has been searched and the Landsat data of 30 m resolution was acquired for the Uttrakhand area and analysed for land use Changes. Rainfall data of 1951 to 2010 was acquired from India water portal and analyzed to interpret the results. Extreme value Gumbel probability method was followed to estimate the rainfall intensity for different recurrence intervals. The runoff was estimated by curve number method.

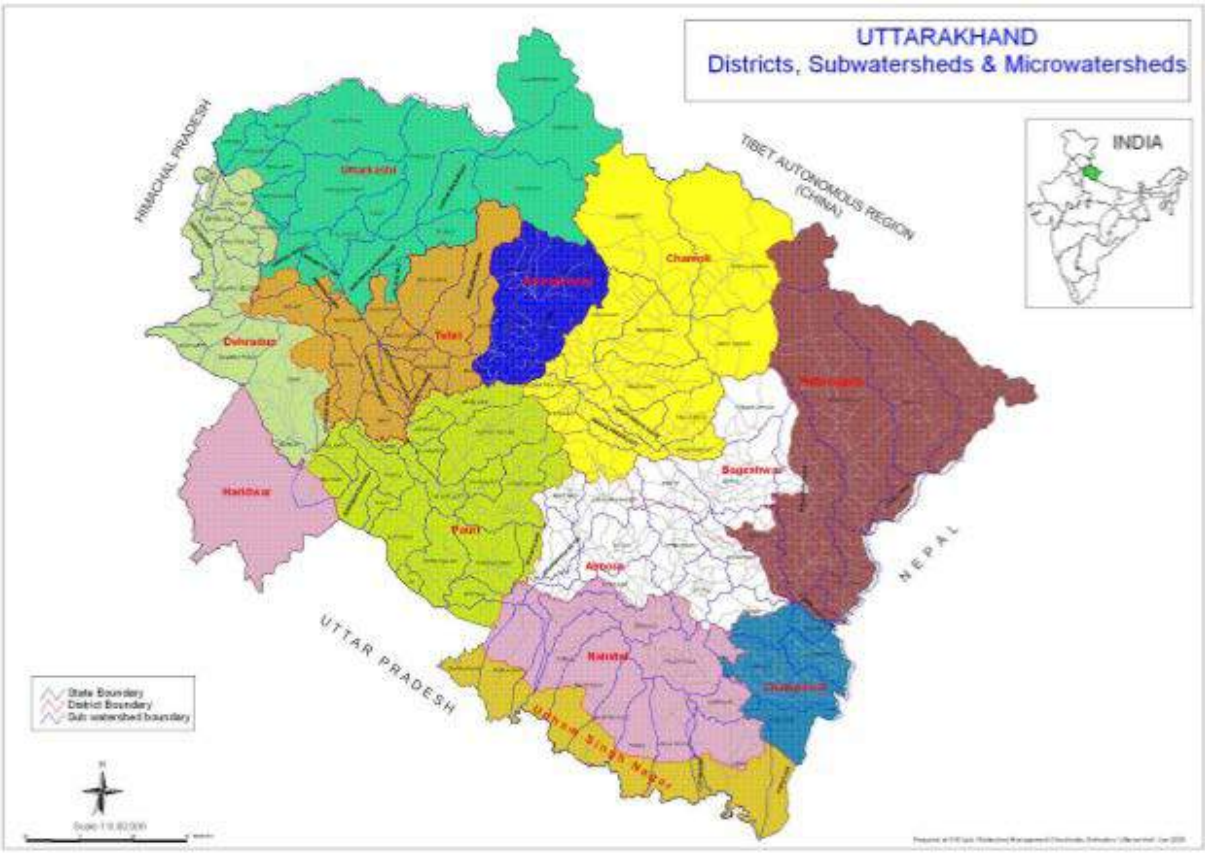


Fig. 1 shows the map of various districts under Uttrakhand, India. Of the geographic area of 53483 Sq.Km. about 19 % is under permanent snow cover, glaciers and steep slopes where it is not possible to grow trees due to physical limitations. The four districts under consideration for study has been mentioned in Table 1 Table 2. Shows the different Soil types distribution with varying climatic zones in Uttarakhand, India. The area includes Ganges basin.

Table 1

Selected Districts under study with their Physical details

Zone	Selected Districts	Elevation	latitude	longitude
Mid Himalayas	Tehri Garwal	1750	30.3012	78.5661° E
Mid Himalayas	Uttar Kashi	1352	30.9287°N	78.4752° E
Sub-Himalayas	Rudra Prayag	895	30.2844	79.0645° E
Sub-Himalayas	Haridwar	314	29.9457	78.1642° E

Table 2

Different Soil Types distribution in Uttarakhand

Sl.No.	Soil zones	Altitude (m)	Climatic Zones	Types of soil
I	Shiwalik and Doon areas	300-900	Moist	Dry Jalod soil
II	Lower Himalayas	900-1800	Dry-Temperate	Grey forests soil
III	Upper Himalayas	1800-3000	Moist Temperate	Grey deciduous soil
IV	Alpine areas	3000 & above	Moist Temperate	Himani soil

Table 3

Glaciated areas in the Himalayan range

Drainage basin	No of glaciers	Total area (km2)	Total ice reserves (km3)
Ganges River	6,694	16,677	1971
Brahmaputra River	4,366	6,579	600
Indus River	5,057	8,926	850
Total	16,117	32,182	3,421

Source: Qin 1999

Results and Discussion

Analysis of Land use Changes

Figure 1 to 4 shows the analysis and variation in land use at uttrakhand. The analysis shows that there is 8 percent increase in settlement area from 2002 to 2010 and 7 percent decrease in forest area the ice cover has also been reduced from 7 percent to 5 percent.

Fig 6- 9 shows the rainfall trend at selected places at different elevations. Hardwar (Elevation 314m) and Uttar kashi (Elevation1352m) shows the increasing trend of monsoonal rainfall for all four months June, July , August and September respectively. Whereas July and August rainfall at Rudraprayag (Elevation 895m) and Tehri Garwal (Elevation 1750m) showed the downward trend.

Fig 10 shows the variation of rainfall at Haridwar. The pattern shows that the rainfall mostly decreased till 1990 but sufficient increment has been noticed from 2000 onwards.

The elevation wise study of rainfall shows that there is considerable in increment in the rainfall of Uttarkashi for all the months (Fig.11). Precipitation is the main source of water in Uttarakhand, accumulating as snow on the mountain slopes in the Trans and Great Himalayan region.

Variation in Temperature

Fig. 12. Shows the Decadal temperature variation trend 1951-2014. The temperature has shown increasing trend at all the places. The increase was found to be more at lower elevation places. Notable increase in temperature from 1951 to 2014 has been recorded at Haridwar (2.355067°C), Rudra Prayag (2.254767°C), Uttar Kashi (0.5192°C) and Tehri Garwal (0.354867°C) respectively. Percentage wise greater change has been recorded for 2000-2010 and 2010-2014) for low elevation places.From available studies, it has been found that temperatures in Nepal are increasing at a rather high rate. The warming seems to be consistent and continuous after the mid-1970s. The average warming in annual temperature between 1977 and 1994 was 0.06 ºC/yr (Shrestha et al. 1999).

Rainfall Intensity

Figure 14 and Fig. 15 shows the rainfall intensity for 1 minutes, 2 minutes, 30 minutes and 60 minutes. It is evident from the figure that there is notable year wise increase in rainfall intensity values . Figure 16 shows the continuous increase in intensity after 2009. The impacts of climate change in the Eastern Himalayan region including changes in the hydrological regime, an increase in hazard frequency and intensity, and impacts on human health. There is evidence of noticeable increases in the intensity and frequency of many extreme weather events in the region such as heat waves, tropical cyclones, prolonged dry spells, intense rainfall, snow avalanches, thunderstorms, and severe dust storms has also been reported by Cruz et al. 2007.

Runoff

Fig 18 shows the occurrence of climate disaster events from 2000 to 2013. The study shows there is notable occurance of events since 2002. It is to be noted that there was apparently no major event reported from 1980 to 2000. The intensity of events was found to be increased from 2006 onwards. It may be observed that the combination of factors like increase runoff, increasing trend of total rainfall as well as rainfall intensity and the most important the change in settlement pattern viz. increased urbanization and decrease in forest cover as made to prone the selected areas of the Himalayan region more disaster prone. Increase in total rainfall, rainfall intensity and runoff is creating surface flow velocities above the critical limits causing excessive soil erosion in the watersheds and high flow velocities in the mountain rivers especially at mid Himalayas leading high rate of debris flow and losses in the form of productive soil, vegetation and waste materials. Change in ice cover due to increased temperature also shows melting of ice leading to high runoff. Glacial melting can also lead to formation of GLOFs (Glacial Lake Outburst Floods) and heavy flows initially followed by dry spells. There are four major river systems in the state, viz. the Bhagirathi – Alaknanda, Ganga, the Yamuna-Tons and the Kali constituting nearly 900 glaciers, in addition to other sources of water such as lakes, streams, rivulets and springs. The state has witnessed a long-term decreasing trend of stream discharges, decline in capacities of the lakes, increase in surface runoff on hillsides, increase in floodwater, decrease in base flow water in channels and rivers, and recurrent soil erosion and landslips. In the sub basins dominated by glaciers, means increased downstream flows in the short term, but in the long term, runoff is expected to decrease with the retreating glaciers, causing major reductions in flow and significantly affecting downstream livelihoods and ecosystems (Bates et al. 2008).

Sudden changes in critical variables like temperature and precipitation adversely affecting the ice cover, glacial flows and hence making noticeable alteration in life and livelihoods of communities downstream. The population has high dependency on agriculture and water resources which are dependent on climate change.

Conclusions

The study shows the drastic changes in Climatic parameters and change in land use at the mid Himalayan region at the altitude of 314 m to 1784 m. Ice and snow cover and forest has been considerably reduced. Combined effect of increasing temperature, Rainfall and Runoff and urbanization at mid Himalayan region is causing increase in various climatic disasters including flow of excessive amount of debris flow at the downstream due to steep slopes. Since a large human population is dependent on the water, agriculture resources of the region, more concreate conservation, protection and watershed Management measures are required to reduce the economic, physical and losses of life due to increased disasters.

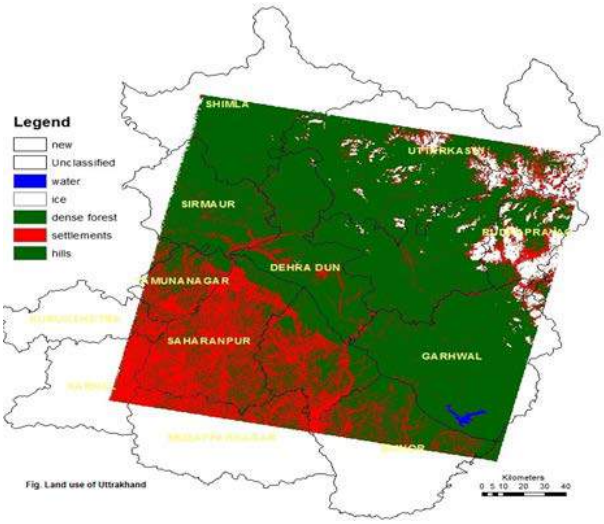


Fig. 2. Remote sensing Image for UttraKhand For 2002.

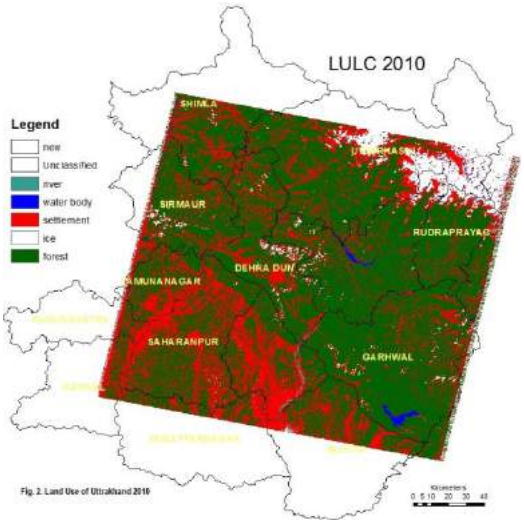


Fig 3. Remote sensing Images for Uttrakhand For 2010.

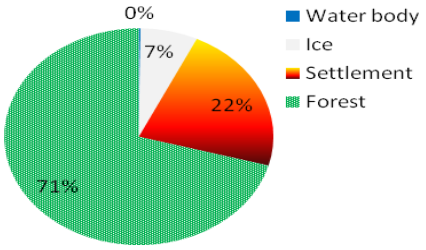


Fig.4 Land Use at Uttrakhand 2002

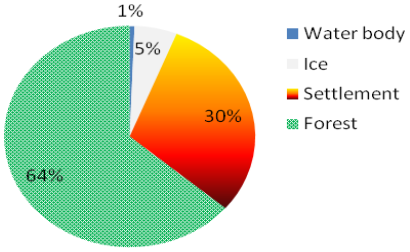


Fig. 5 Land use at Uttrakhand in 2010

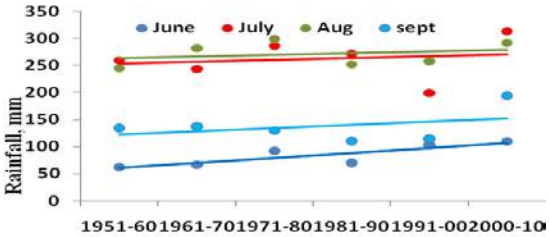


Fig.6 Rainfall trend at Haridwar from 1951-2010

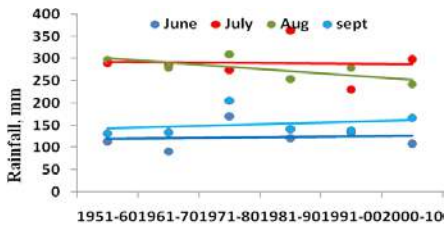


Fig. 7 Rainfall trend of Rudra Prayag from 1951-2010

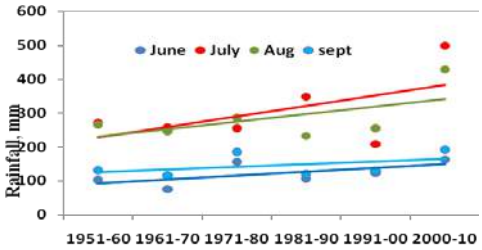


Fig.8 Rainfall trend of Uttar kashi from 1951-2010

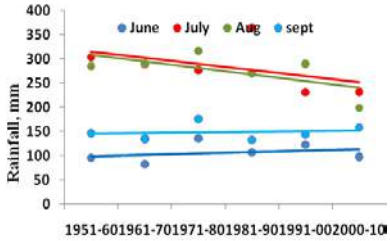


Fig. 9 Rainfall trend of Tehri Garwal from 1951-2010

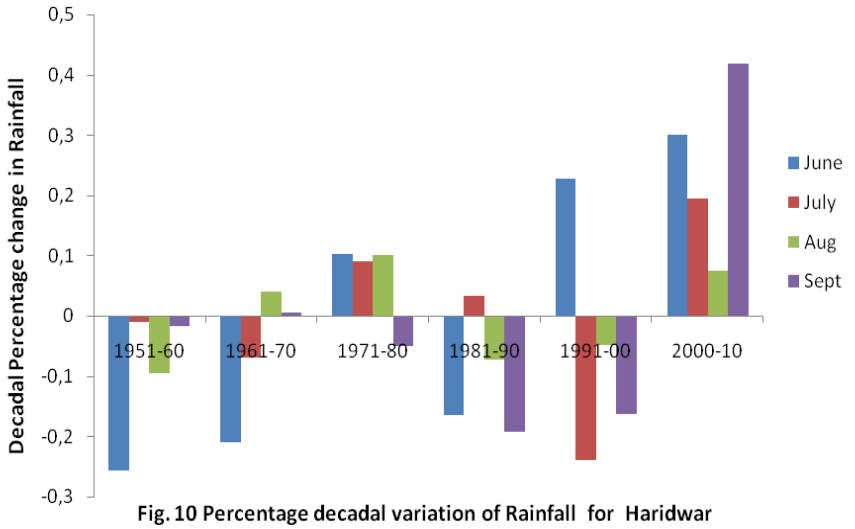


Fig. 10 Percentage decadal variation of Rainfall for Haridwar

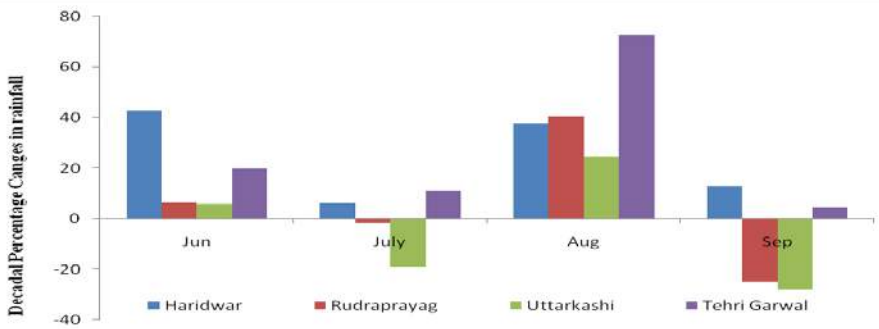


Fig. 11 Elevation wise variation in Rainfall for different months

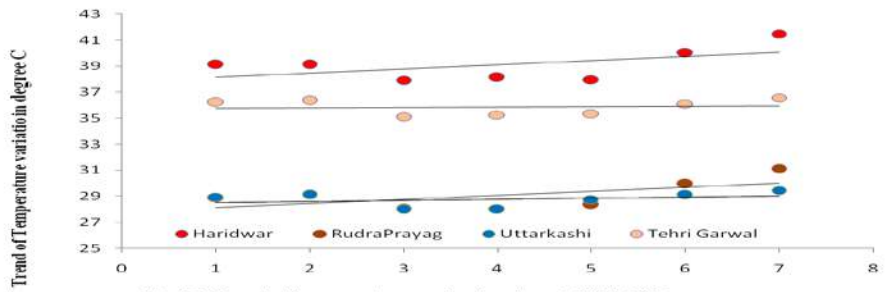


Fig. 12. Decadal temperature varioation trend 1951-2014

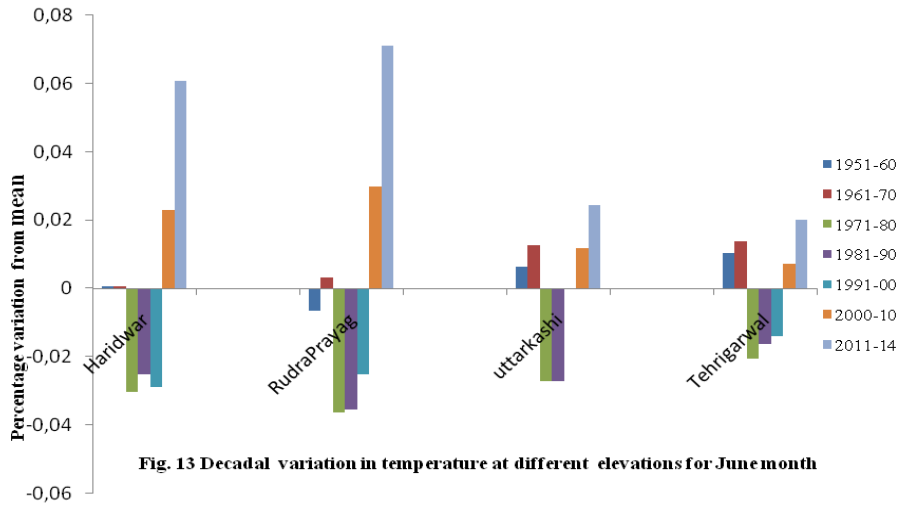


Fig. 13 Decadal variation in temperature at different elevations for June month

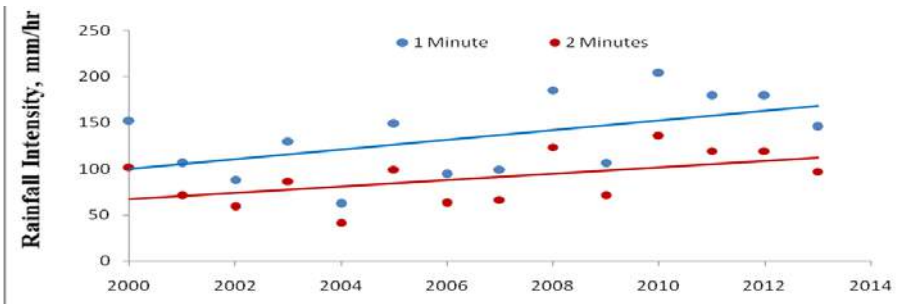


Fig.14 Year wise variation in Mean monthly rainfall in

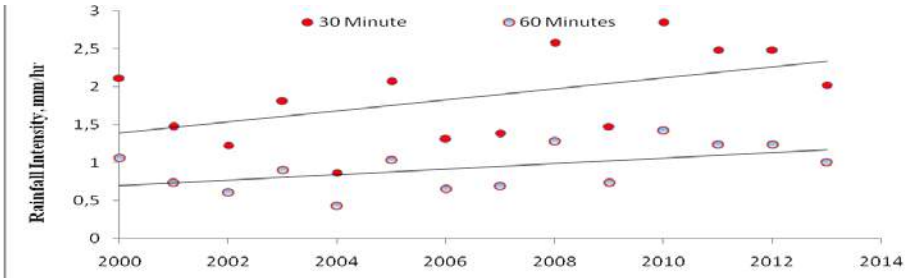


Fig. 15 Year wise increase in Rainfall intensity

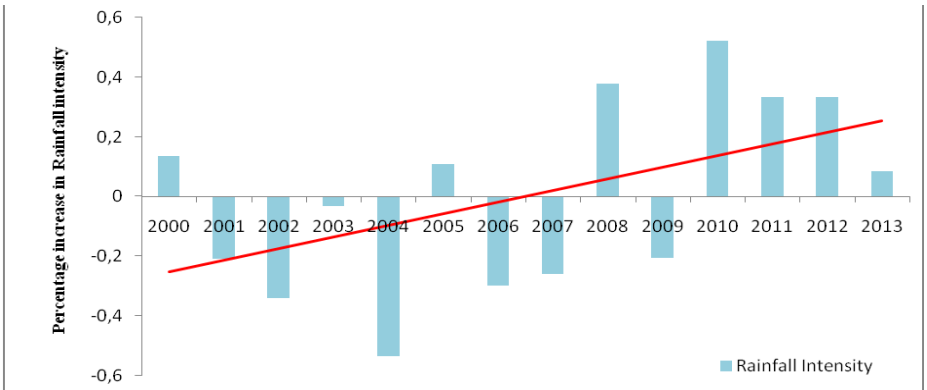


Fig. 16 Variation of Rainfall intensity at >300 to <1500 m Elevation

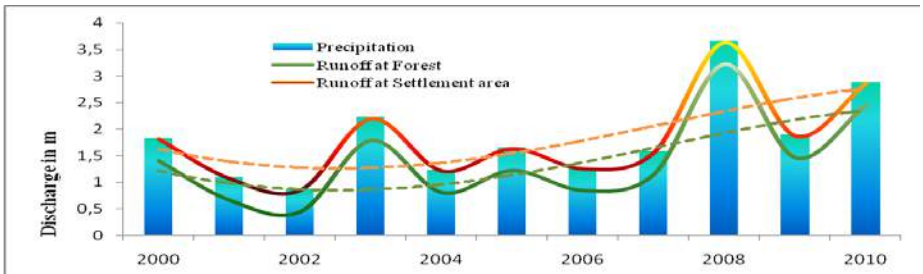


Fig. 17 Mean Variation in Runoff in Himalayan Region

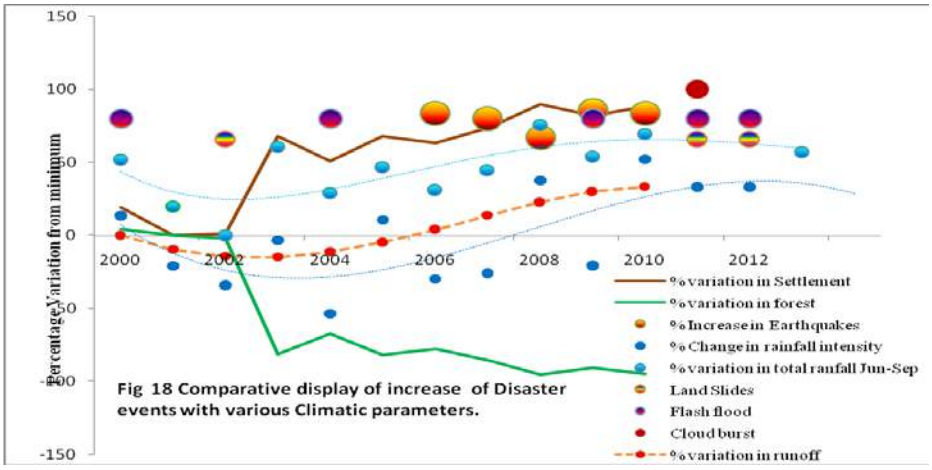


Fig 18 Comparative display of increase of Disaster events with various Climatic parameters.

Barnett, TP; Adam, JC; Lettenmaier, DP (2005) 'Potential impacts of a warming climate on water availability in a snow-dominated region'. Nature 438(17): 303-309.

Campbell RH (1975) Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California. In: US Geological Survey Professional Paper 851. Washington DC: U.S. Government Printing Office, 51 pp.

Campbell, BD; Stafford Smith, BD (2000) 'A synthesis of recent global change research on pasture and rangeland production: reduced uncertainties and their management implications'. Agriculture, Ecosystems and Environment 82: 39–55.

Chase, TN, Sr Pielke, RA; Kittel, TGF; Nemani, RR; Running, SW (1999) 'Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter'. Climate Dynamics 16: 93-105.

Chapin, FS III; Zavaleta, ES; Eviner, VT; Naylor, RL; Vitousek, PM; Reynolds, HL; Hooper, DU; Lavorel, S; Sala, OE; Hobbie, SE; Mack, MC; Díaz, S (2000) 'Consequences of changing biodiversity'. Nature 405: 234-242.

Cruz, RV; Harasawa, H; Lal, M; Wu, S; Anokhin, Y; Punsalmaa, B; Honda, Y; Jafari, M; Li, C; Huu, NN (2007) 'Climate change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability'. In Parry, ML; Canziani, OF; Palutikof, JP; van der Linden, PJ; Hanson, CE (eds) Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, pp 469-506. Cambridge: Cambridge University Press.

Du, MY; Kawashima, S; Yonemura, S; Zhang, XZ; Chen, SB (2004) 'Mutual influence between human activities and climate change in the tibetan plateau during recent years'. Global and Planetary Change 41: 241-249.

Franco, AMA; Hill, JK; Kitschke, C; Collingham, YC; Roy, DB; Foxs, R; Huntley, B; Thomas, CD (2006) 'Impacts of climate warming and habitat loss on extinctions of species in low-latitude range boundaries'. Global Change Biology 12: 1545-1553.

Gao, X J; Li, DL; Zhao, ZC; Giorgi, F (2003) 'Climate change due to greenhouse effects in Qinghai-Xizang Plateau and along the Qianghai-Tibet Railway'. Plateau Meteorol. 22(5): 458–463.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C.P. 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. Meteorol. Atmos. Phys., online first version, DOI 10.1007/s00703-007-0262-7.

Graham, LP; Hagemann, S; Jaun, S; Beniston, M (2007) 'On interpreting hydrological change from regional climate models'. Climate Change: 81(supp1): 97-122.

Hasnain, S. I., 2002: Himalayan glaciers meltdown: impact on South Asian Rivers. IAHS Pub No. 274, pp 1-7.

Kadota, T., Seko, K. and Ageta, Y. 1993. Shrinkage of glacier AX010 since 1978, Shorong Himal, east Nepal. In: Young, G.J. (ed.) Snow and Glacier Hydrology (Proc. Kathmandu Symp. Nov. 1992) IAHS Publ. No. 218, 145-154.

Houghton, RA; Hackler, JL; Lawrence, KT (1999) 'The U.S. carbon budget: Contributions from land-use change'. Science 285: 574-578.

IPCC (2007a) Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S; Qin, D; Manning, M; Chen, Z; Marquis, M; Averyt, KB; Tignor, M; Miller, HL (eds)]. Cambridge and New York: Cambridge University Press.

IPCC (2007b) Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Parry, ML; Canziani, OF; Palutikof, JP; van der Linden, PJ; Hanson, CE (eds)]. Cambridge: Cambridge University Press.

International Centre for Integrated Mountain Development(2009). The Changing Himalayas GPO Box 3226, Kathmandu, Khumaltar, Lalitpur, Nepal Tel +977-1-5003222 email info@icimod.org www.icimod.org.

Kim SK, Hong WP, Kim YM (1991) Prediction of rainfall-triggered landslides in Korea. In: Landslides (Bell DH, ed). Rotterdam: A.A. Balkema, 2: 989–994.

Mandal Sujit and Maiti Ramkrishna (2013).Assessing the triggering rainfall-induced landslip events in the shivkhola watershed of darjiling Himalaya, West Bengal. European Journal of Geography Volume 4, Issue 3: 21-37 October 2013.

Pratap Singha,, Lars Bengtssonb* (2005) Impact of warmer climate on melt and evaporation for the rainfed, snowfed and glacierfed basins in the Himalayan region Journal of Hydrology 300 (2005) 140–154.

Qin, D. (1999). Map of Glacier Resources in the Himalayas. Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences. Science Press, Beijing, China.

Ruosteenoja, K; Carter, TR; Jylhä, K; Tuomenvirta, H (2003) 'Future climate in world regions: an intercomparison of model-based projections for the new IPCC emissions scenarios'. The Finnish Environment 644: 83. Helsinki: Finnish Environment Institute.

Sala, OE; Chapin, FS; Armesto, J; Berlow, E; Bloomfield, J; Dirzo, R (2000) 'Global biodiversity scenarios for the year 2100'. Science 287: 1770-1774.

Shrestha, A. B., Wake, C. P., Mayewski, P. A., and Dibb, J. E. (1999). Maximum temperature trends in the Himalaya and its vicinity: An analysis based on temperature records from Nepal for the period 1971-94. Journal of Climate 12, 2775-2787. 153.

Vitousek, PM; Mooney, HA; Lubchenco, J; Melillo, JM (1997) 'Human domination of Earth's ecosystems'. Science 277: 494499.

Wieczorek, G.F., 1996, Landslide triggering mechanisms, in Turner, A.K., and Schuster, R.L., eds., Landslides: Investigations and Mitigation: Transportation Research Board, Special Report 247, Chapter 4, p. 76–90.

Wilson, R.C., and Wieczorek, G.F., 1995, Rainfall thresholds for the initiation of debris fl ows at La Honda, California: Environmental & Engineering Geoscience, v. 1, no. 1, p. 11–27.

Wilson RC (1989) Rainstorms, pore pressures, and debris flows: a theoretical framework. In: Landslides in a semi-arid environment (Morton DM, Sadler PM, eds). California: Publications of the Inland Geological Society, 2: 101–117.

Wieczorek GF (1996) Landslide triggering mechanisms. In: Landslides: Investigation and Mitigation (Turner AK, Schuster RL, eds). Washington DC: Transportation Research Board, National Research Council, Special Report, 76–90.

Yao, TD; Guo, XJ; Lonnie, T; Duan, KQ; Wang, NL; Pu, JC; Xu, BQ; Yang, XX; Sun, WZ (2006) 'δ18O Record and Temperature Change over the Past 100 years in Ice Cores on the Tibetan Plateau'. Science in China: Series D Earth Science 49(1): 1-9.

A DEM BASED APPROACH FOR DELINEATING HAZARD ZONES IN THE VALLEYS OF DEBRIS FLOW BASINS

KAIHENG HU[1,2], PU LI[1,2,3], YONG YOU[1,2], AND FENGHUAN SU[1,2]

[1]*Key Laboratory of Mountain Hazards and Earth Surface Processes, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China*

[2]*Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences & Ministry of Water Conservancy, Chengdu 610041, China*

[3]*University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

Correspondence to: Kaiheng Hu (khhu@imde.ac.cn)

Debris flow risk is increasing owing to population growth and increasing constructions in the areas located in debris-flow prone mountainous regions all over the world, such as southwestern mountains in China (Cui et al., 2005; Ma et al., 2013), Alps Mountains in Europe (D'Agostino and Marchi, 2001), and western coastal mountains in America (Gartner et al., 2014). Many hazard assessment methods have been developed to determine the probability of occurrence and magnitude of hazards, or predict runout distance and inundation area of a future debris flow during the last few decades (O'Brien et al., 1993; Hungr et al., 1995; Iverson et al., 1998; Wei et al., 2003; Rickenmann, 2005; Quan Luna et al., 2013). These quantitative methods can be divided into empirical, flow routing, physically based analytical, and numerical methods (Hurlimann et al., 2008).

Inspired by the empirical model proposed by Berti and Simoni (2007) and the flow routing model by Huggel et al. (2003), we developed a DEM (digital elevation model) based method that can extract inundated hazard zones of different event magnitudes in valleys of debris-flow basins. Our model has the advantage of minimum data requirements, and it does not depend on the additional empirical-statistical relationships between the cross-sectional area and volume. Moreover, it can be easily implemented in GIS software and output hazard intensity values at a local scale.

The basic assumption of this method is that the ratio of peak discharges of any two cross sections in a debris-flow basin is a power function of the ratio of their flow accumulation areas. Combining the advantages of the empirical and flow routing models of debris-flow hazard zoning, this method with minimal data requirements has the ability to produce hazard intensity values at different event magnitudes. The algorithms used in this method are designed in the framework of grid-based geographic processing and implemented completely on ArcGIS platform and a Python scripting environment. Qipan basin in the Wenchuan county of Sichuan province, southwest China where a large-scale debris-flow event occurred on July 11, 2013 was chosen as the test case for the method. The hazard zone identified by the method showed good agreement with the real inundation area of the event. The proposed method can help identify small hazard areas in upstream tributaries and the developed model is promising in terms of its application in debris-flow hazard zoning.

Berti, M. and A. Simoni.: Prediction of debris flow inundation areas using empirical mobility relationships, Geomorphology, 90(1-2), 144-161, 2007.

Cui, P., Chen, X., Waqng, Y., Hu, K., and Li, Y.: Jiangjia Ravine debris flows in south-western China, in: Debris-flow hazards and related phenomena, Springer, 565-594, 2005.

D'Agostino, V., and Marchi, L.: Debris flow magnitude in the Eastern Italian Alps: data collection and analysis, Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial & Planetary Science, 26, 657-663, 2001.

Gartner, J. E., S. H. Cannon, et al.: Empirical models for predicting volumes of sediment deposited by debris flows and sediment-laden floods in the transverse ranges of southern California, Eng. Geol., 176, 45-56, 2014

Huggel C, Kääb A, Haeberli W, et al. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps[J]. Nat. Hazard Earth Sys., 3(6), 647-662, 2003

Hürlimann, M., Rickenmann, D., Medina, V., and Bateman, A.: Evaluation of approaches to calculate debris-flow parameters for hazard assessment, Eng. Geol., 102, 152-163, 10.1016/j.enggeo.2008.03.012, 2008.

Hungr, O.: A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches, Can. Geotech. J., 32, 610-623, 1995.

Iverson, R. M., Schilling, S. P., and Vallance, J. W.: Objective delineation of lahar-inundation hazard zones, Geological Society of America Bulletin, 110, 972-984, Doi 10.1130/0016-7606(1998)110<0972:Odolih>2.3.Co;2, 1998.

Luna, B. Q., Blahut, J., Kappes, M., Akbas, S. O., Malet, J.-P., Remaître, A., van Asch, T., and Jaboyedoff, M.: Methods for Debris Flow Hazard and Risk Assessment, in: Mountain Risks: From Prediction to Management and Governance, Springer, 133-177, 2013.

Ma, C., Hu, K.-h., Zou, Q., and Tian, M.: Characteristics of clustering debris flows in Wenchuan earthquake zone, J. Mt. Sci., 10, 953-961, 10.1007/s11629-013-2410-5, 2013.

O'Brien, J., Julien, P., and Fullerton, W.: Two - Dimensional Water Flood and Mudflow Simulation, J. Hydraul. Eng., 1993.

Rickenmann, D.: Runout prediction methods, in: Debris-flow hazards and related phenomena, Springer, 305-324, 2005.

Wei, F. Q., Hu, K. H., Lopez, J. L., and Cui, P.: Method and its application of the momentum model for debris flow risk zoning, Chinese Sci. Bull., 48, 594-598, Doi 10.1360/03tb9126, 2003.

LAB TEST FOR MECHANICS ON DEVELOPMENT AND CHARACTERISTIC OF GLOFS

LIU JIANKANG, YANG SHUN, YANG DONGXU AND SHI SHENGWEI

Technical Center for Geological Hazard Prevention and Control, CGS/Institute of Exploration Technology, CAGS, Chengdu 611734, China. E-mail: j_jiankang@hotmail.com

Abstract. Under laboratory conditions, this paper mainly focused on the development and characteristics of dam failure caused by surges. Conclusions are obtained as followed: Different from dam failure caused by overtopping, surge condition is the key influenced factor which does most impact on the mechanism of dam failure. Surge condition influences the rate of breach formation and development, inducing different characteristics of outflow under different surge conditions. When the surge conditions is sufficient, breach caused by headward erosion formed is completed quickly, producing a fast development of breach, a higher discharge outburst and a sharp flow process. Conversely, breach is completed by circle surges, producing a slow development of breach, a smaller discharge outburst and a gentle flow process.

Keywords: Surges, GLOFs, Laboratory test, Mechanism of dam failure, Peak discharge.

Introduction

Contemporary glacial lake in high mountains is the outcome by glacier advancing or retreating since the last glacial period, and two types of Ice-dammed Lake and Moraine Lake are defined. Nearly half a century, following the global climate change, GLOFs in alpine area occur frequently all over the world, including Himalaya Range[Richardson SD&Reynolds JM, 2000; Richardson SD,2010; Ives JD et al., 2010; Iturrizaga L, 2005; Cenderelli DA&Wohl EE, 2001], Tianshan Mountains[Janský B et al., 2009], the Alps[Huggel C et al., 2002; Huggel C et al., 2003; Huggel C et al., 2004; Haeberli W, 1983], Caucasus[Seinova IB & Zolotarey E, 2003], Cordillera[Lliboutry L et al.,1977; Hoblitt RP et al., 1998; Clague, JJ&Evans SG, 1997; Clague, JJ&Evans SG, 2000] and Scandinavia Mountains[Hedda Breien et al., 2008], causing serious economic losses and casualties. In Himalaya, since the 1930s, there is a consistent tendency for GLOFs, giving a cumulative occurrence of outburst disaster more than 33 times [Richardson SD&Reynolds JM, 2000]. China is one of countries with the most glacial lakes and GLOFs, which occur mainly in Himalaya Mountains in southeastern Tibet and partly in Tianshan Mountains in Xinjiang, evolving huge floods and debris flows, and eventually inducing serious damage in these areas. In Tibet, since the 1930s, 14 moraine lakes have occurred 18 times of GLOFs, forming several huge scale of debris flow.

According to statistics, in Himalaya, GLOFs caused by surges have accounted for more than half of the total events. In Tibet, 12 GLOFs of Moraine Lake have also been investigated, revealing that 75 % of failures result from surges caused by icefall, and 25 % from seepage/piping or others. However, the failure mechanism of glacial lake is mainly resort to landslide and debris flow dams or even embankments, ignoring the influence of surges caused by icefall in lake. Therefore, there are no existing breach models that can reliably predict breach formation through landslide dams or embankments. Discharge prediction may be within an order of magnitude, causing that these existing models should be used with caution and as a referable tool only.

Mainly by using laboratory test, this paper is to analyze the hydraulic characteristics of the breach formation process and its resulting flood under surge conditions, revealing the differences on mechanism compared with dam failure caused by overflow, proposing that surge condition is the key influenced factor which does most impact on the mechanism of dam failure.

Design of experiments

Experimental model

Yet the mechanism of dam failure caused by overtopping is complex to explain, not to mention how easy it is to make clear that mechanism of failure by surges. In view of the complexity of the dynamic process of GLOF, model in this research only meet part of similarity criterion in geometry, do part of simulations, to find out the regularity of the surge condition on dam failure. In accordance with the experimental purpose and site conditions, we determine every kind of similarity scale according to geometry scale 1:1000 and other limit condition. The model device is composed of a flume, wave generation and collecting tank, as shown in Figure 1.

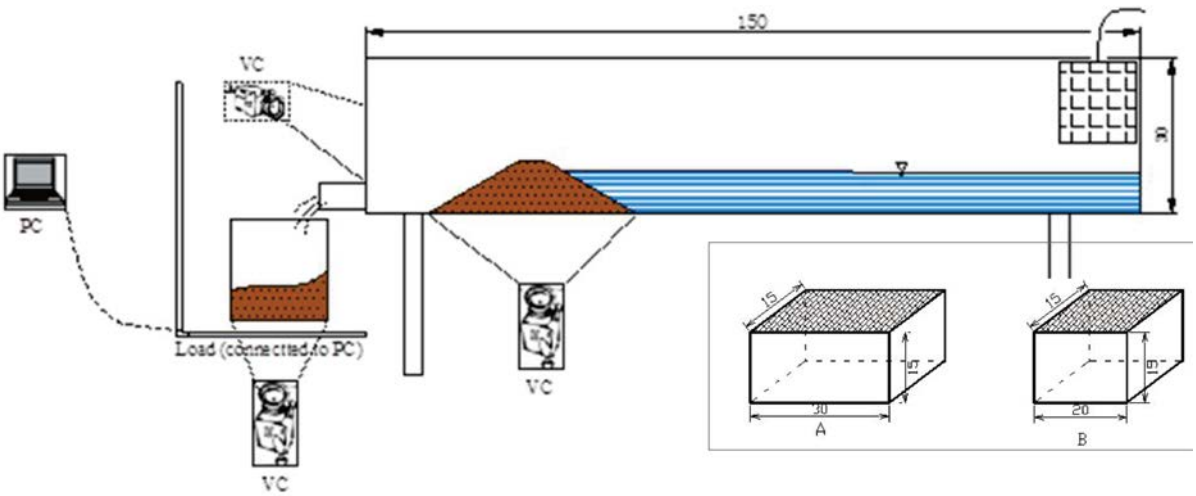


Fig. 1. Sketch of model device (Unit: cm).

Experimental materials

Experimental materials to simulate end moraine are mainly silica sand with a particle size of less than 10mm, the parameters as shown in Table 1.

Table 1

Parameters of experimental materials

Item	Dry density (g/cm^3)	Saturated density (g/cm^3)	Particle size（mm）				
			D_{25}	D_{50}	D_{75}	D_{90}	C_u
silica sand	1.44	1.85	0.29	0.55	1.10	2.21	1.94

Experimental groups

The experimental group totals 12 series, dividing into two types, as shown in Figure 1, to simulate different scale of ice or glacier avalanche by two kinds of wave generation. Also, initial height of surge can be obtained by regulating the release position of wave generation, experimental parameters as shown in Table 2. Through lab test, this paper is to analyze the influence of surge condition on failure mechanism of GLOF, including characteristics of breach formation process, duration and peak discharge of its resulting flood.

Table 2

Parameters of experimental series

No.	Wave generation	Water depth H_0(cm)	Amplitude of initial surge A_0(cm)	No.	Wave generation	Water depth H_0(cm)	Amplitude of initial surge A_0(cm)
SY-	Device A 5 kg	8.3	4.7	SY-7	Device B 3.5 kg	9.2	2.9
SY-		9.2	4.9	SY-8		9.0	3.8
SY-		9.0	4.7	SY-9		9.0	3.9
SY-		9.2	4.6	SY-10		9.1	4.0
SY-		9.0	4.9	SY-11		9.1	4.1
SY-		9.0	5.1	SY-12		9.3	2.0

Breach formation process under surge condition

Under condition of overflow, with the continuous water inflow from upper, water rises in lake and overtops on the crest of dam, causing that infiltration and sediment transport occur in the downstream slope, generally resulting a breach. According to the lab test on embankments, Visser[Visser PJ, 1998] has divided the process of dam failure into 5 stages: Firstly, steepening in the downstream slope; Secondly, headward erosion in the downstream slope, which leads to the top width decreasing until disappeared, inducing a growth of breach flow; Thirdly, down-cutting of crest; Fourthly, strong lateral erosion of breach, which leads to the breach width widening; Fifthly, weak lateral erosion of breach. Similarly, Hanson[Hanson GJ et al., 2005] has put forward a theory of 4 stages division method called rill erosion, gully erosion, headward erosion to crest, down-cutting and breach widening.

Different from dam failure caused by overtopping, GLOFs mainly occur under conditions of little or even none inflow. According to the lab test, 4 stages are divided in this paper to describe the failure process under surge condition.

Stage 1: Overtopping by initial surge to form embryonic breach

Initial surge occurs after the start of device of wave generation, heading to dam model settled in the end flume. When the surges reaches the dam body, they quickly climb and overtop the crest, inducing a disturbance in the upstream slope, causing that sediment is transported to the downstream slope, as shown in Figure 2A. Once the dam crest is overtopped by these initial surges, severe erosion occurs in the downstream slope to form an embryonic breach. These surges reflected by dam body go back to the upper lake, inducing another disturbance in the upstream slope, as shown in Figure 2B.

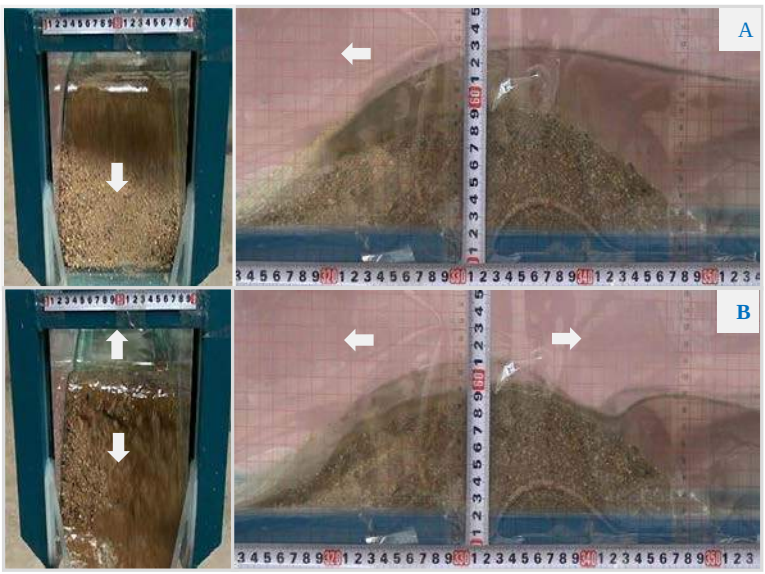
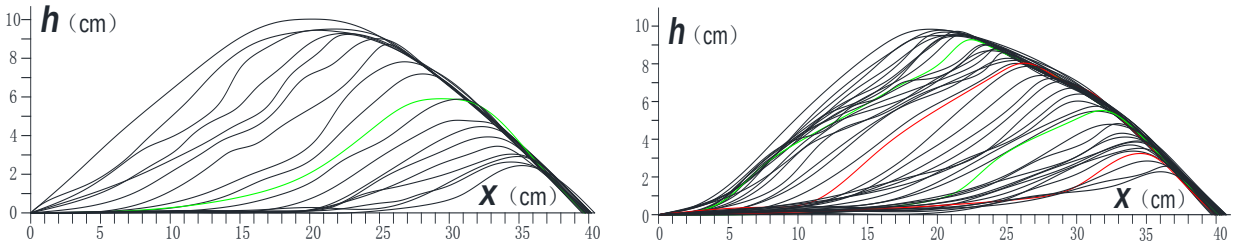


Fig. 2. Evolution of the initial surges (SY-2).

On the one hand, under a scour by initial surges, down-cutting occurs in the lowest part of crest, qualifying a condition for the formation of embryonic breach. On the other hand, eroded by overtopping surges, lots of sediment is washed away, resulting gully erosion in the downstream slope. Lab tests show that, under same conditions, the bigger the initial surges, the severer erosions happen in the downstream

slope, which affects the rate of breach formation caused by subsequent surges. Figure 3 is the comparison of development process of dam failure for different initial surges, with an amplitude of A_0 =4.9 cm (SY-2) and A_0=2.0 cm (SY-12). In the figure, the area enveloped between line 1 and 2defines the volume eroded by overtopping surges, and the width between lines defines the rate of down-cutting and headward erosion. In contrast, erosion caused by initial surges in test of SY-2 is larger than SY-12, the same is the breach formation rate.



No.: SY-2, A_0=4.9 cm No.: SY-12, A_0=2.0 cm

Fig. 3. Evolution of dam failure caused by surges.
(Legend: right for the upstream slope, left for the downstream slope)

Stage 2: Cycle erosion by subsequent surges to form final breach

Initial surges reflected by dam body go back to the flume, forming series of subsequent waves, causing circle erosion with an intensity down compared to the initial surge and former. Lab tests show that, in the process of overtopping, infiltration occurs by overflow in the surface of downstream slope, causing the shear strength decreases sharply when saturated or nearly saturated. As the downstream slope is steep, about 17~30 degree, the saturated surface slides downward and gets deposited in fans at the foot, as debris flow, and continue to move and eventually transported to the downstream under condition of subsequent surge overflows. When a certain amount of cycle erosions complete, obvious gullies appear in the downstream slope and gradually become deepened and broadened caused by headward erosion, until connected to the upstream slope.

As shown in Figure 3, when the surge condition is sufficient, the width between form lines is sparse, representing a fast erosion rate of breach. Inversely, the width is intensive for a slow erosion rate of breach. Nearly 20 s after the initial surge, the height of dam only lowers about 3 cm down, accounting for sharp energy dissipation during the process of evolution, causing that the magnitude and erosion ability of these subsequent surges decrease. However, subjected to repeat erosion, dam height is gradually reduced to let more water overflow, forming an obvious breach in the place connected the downstream slope and the dam crest.

Lab tests show that, the frequency required to form an obvious breach ranges from 1 time to 17 times, which mainly depends on lab conditions. Statistical analysis figures out that, using the amplitude (A_0) parameter to evaluate the magnitude of initial surge, conclusion of that frequency required is less in the condition of a larger magnitude of initial surge can be obtained.

Stage 3: Intensive erosion of breach to induce a fast dam failure

As breach is created by surges, headward erosion caused by overflow reaches the upstream slope, to make crest become vulnerable. Thus, the dam height gradually decreases as the overflow increases, generating an obvious down-cutting erosion. Figure 3 shows that, in the period of height decreased from 7 cm to 3 cm, these form lines are the sparsest in all stages of dam failure, with a gradient of about 25 degrees in the downstream slope, demonstrating that the breach erosion in this stage is the most severe in all time.

As breach is deepened by scouring, overflow passed by the spillway increases, causing an enhancement of lateral erosion to the bottom of breach, so as to drive collapse of breach occur and accelerate the rate of dam failure. Therefore, the peak discharge of outburst flood usually appears in this stage.

Stage 4: Weak erosion of breach

As the headward erosion reaches the foot of the upstream slope, a large amount of the capacity of lake has been released in the stage 3, leaving a little capacity with a lower water level, causing that the outburst flow becomes smaller with decreasing erosion ability. Figure 3 shows that, form lines in this stage is intensive, characterizing a decreasing rate of erosion.

Characteristics of outburst flood caused by surges

Dam failure caused by overtopping is a result of constant inflow, which rises the water level in lake and induces overtopping, producing a dam failure with a relatively stable and continuous process. Rela-

tively, dam failure caused by surges, especially GLOFs, is synchronously influenced by the rising water level and surges, producing a dam failure with an unstable or not continuous process. According to the lab test, 3 features are divided in this paper to describe Characteristics of outburst flood caused by surges.

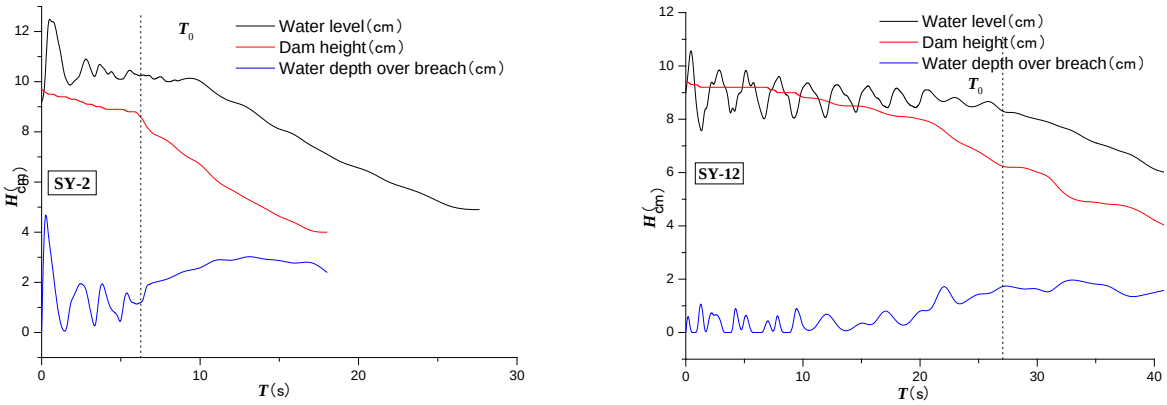
Feature 1: Circle surge is a direct factor of the formation of breach

Be lack of water supply from outside of lake, the main mode of breach formation is by caused by surges. In order to analyze the influence of surge on dam failure, two stages of surge flow and overtopping are divided for the whole process. Defined $\boldsymbol{T}_0$ as the end time of surge stage and the dotted line as the dividing line, as shown in Figure 4, we can get that time from the beginning to $\boldsymbol{T}_0$ is for the stage of surge flows, and time from $\boldsymbol{T}_0$ to the end is for the stage of overtopping. Figure 4 also shows that, the courses of surges and dam erosion in the stage of breach formation have the following 3 characteristics.

1. Unstable flow, which is a result of overtopping by surges, is the main factor which erodes the dam crest and the downstream slope. Figure 4 shows that, from the beginning of initial surge to the time of breach completed, the flows over breach are not stable and continuous, tracking surge cycles perfectly.

2. From the beginning to the end of surges, dam height decreases slowly, clearly contrast to the erosion rate after in the stage after the time of breach completed.

3. Compared experimental results of two tests in Figure 4, it can be found that, when the initial surge is larger, dissipation rate of the subsequent surges is faster, and the duration and frequencies of surges are less.



No.: SY-2, A_0=4.9 cm　　No.: SY-12, A_0=2.0 cm

Fig. 4. Evolution of lake level, dam height and water depth over breach in the process of dam failure caused by surges.

Feature 2: Characteristics of outburst flood and sediment transport associated with breach formation

Illustrated with an example of test SY-12, Figure 4 and 5 shows that, before the breach completed, form lines in this stage are intensive which represents slow erosion, due to the small magnitude of surge overflows without stability and continuity. According to data collected for the process of outburst flood and sediment transport, as shown in Figure 5, relationship between breach erosion rate and outburst flood and sediment transport can be found in another perspective.

1. Before the breach completed, the outburst flood and sediment transport are synchronously tracking surge cycles perfectly, with characteristics of small magnitude, discontinuous and unstable, representing slow erosion rate of breach formation. When the initial surge is small, such as test SY-12, the majority of sediment eroded by surges will deposit at the toe of the downstream slope, due to a low sediment transport capacity.

2. After the breach completed, the outburst flood increases, resulting an enhancement in sediment transport, causing severe scour to breach. Therefore, the amount of sediment transport per time also shows an increase trend.

3. After the time of peak discharge, defined as $\boldsymbol{T}_m$, the outburst flood decreases gradually, resulting a decline in sediment transport.

Feature 3: Relation between outburst flood hydrograph and surge condition

As mentioned above, the rate of embryonic formation and development of the breach is relative fast for sufficient condition of surges, but relative slow for insufficiency. Therefore, the process of outburst

flood hydrograph is under different surge conditions. Taking tests of SY-2 and SY-12 as examples, as shown in Figure 6, relationships between outburst flood hydrograph and surge condition have the following 3 characteristics.

1. In sufficient condition of surges, the outburst flood spurts to its peak, with a relative fast increasing rate. However, in insufficient condition, the outburst flood reaches its peak after a period of time of circle surges, with a relative slow increasing rate.

2. The outburst flood hydrograph has a larger peak discharge in sufficient condition of surges, but a smaller peak discharge in insufficient condition.

3. The outburst flood hydrograph has a sharp process in sufficient condition of surges, but a gentle process in insufficient condition.

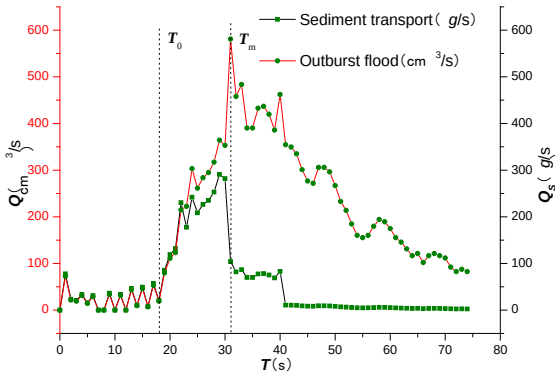


Fig. 5. Flood hydrograph of dam failure caused by surges (SY-12).

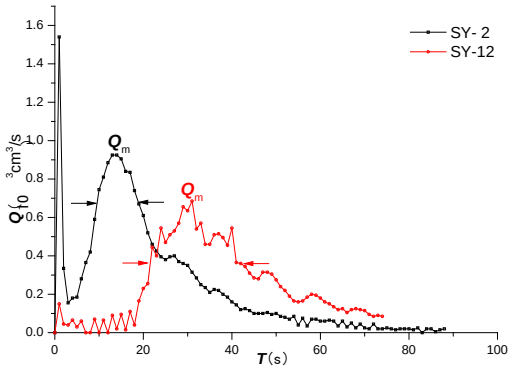


Fig. 6. Comparison of flood hydrograph of dam failure under different surge condition.

Summary

According to the results of experiential test, a detailed analysis of the hydraulic characteristics of the development process and outburst flood of dam failure under surge conditions is drawn, as the following conclusions.

1. Surge condition is the key influenced factor which does most impact on the mechanism of dam failure. Embryonic breach caused by headward erosion is completed quickly for sufficient condition of surges, but by discontinuous and decaying erosion of circle surges for insufficient condition.

2. After the breach completed the erosion rate of down-cutting rises sharply, causing that the outburst flood spurts to its peak in a short time, with the largest sediment transport capacity in whole process.

3. The failure mechanism is the main reason which causes difference to the process of outburst flood. The hydrograph of GLOFs has a sharp process with a large peak discharge in sufficient condition of surges, but a gentle process with a small peak discharge in insufficient condition.

Acknowledgements

This research was financially supported by national natural science foundation of china (41402315, 41371038), China geological survey project (DD20160279).

Cenderelli DA and Wohl EE. Peak discharge estimates of glacial lake outburst floods and “normal” climatic floods in Mount Everest region, Nepal. Geomorphology, 40 (2001) 57-90.

Clague JJ and Evans SG. The 1994 jökulhlaup at Farrow Creek, British Columbia, Canada. Geomorphology, 19 (1997) 77-87.

Clague JJ and Evans SG. A review of catastrophic drainage of moraine dammed lakes in British Columbia. Quaternary Science Reviews, 19 (2000) 1763-1783.

Haeberli W. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. Annals of Glaciology, 4 (1983) 85–90.

Hanson GJ, Cook KR, Hunt SL. Physical modeling of overtopping erosion and breach formation of cohesive embankments. Transactions of the ASAE, 48(5) (2005) 1783−1794.

Hedda Breien, Fabio V. De Blasio, Anders Elverhøi, and Kaare Høeg. Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway. Landslides, 5 (2008) 271–280.

Hoblitt RP, Walder JS, Driedger CL, Scott KM, Pringle PT, and Vallance JW. Volcano Hazards from Mount Rainier, Washington. U.S. Dept. of the Interior, U.S. Geological Survey, Open-File Report(1998) 95-273.

Huggel C, Kääb A, Haeberli, W, Teysseire P, and Paul F. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps. Canadian Geotechnical Journal, 39 (2002) 316–330.

Huggel C, Kääb A, Haeberli W, and Krummenacher B. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. Natural Hazards and Earth System Sciences, 3 (2003) 647–662.

Huggel C, Haeberli W, Kääb A, Bieri D, and Richardson SD. An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. Canadian Geotechnical Journal, 41 (2004) 1068–1083.

Iturrizaga L. Historical glacier-dammed lakes and outburst floods in the Karambar valley (Hindukush-Karakoram). Geo Journal, 63 (2005) 1-47.

Ives JD, Shrestha RB, and Mool PK. Formation of Glacial Lakes in the Hindu Kush-Himalayas and GLOF Risk Assessment. International Centre for Integrated Mountain Development, Kathmandu, May 2010.

Janský B, Engel Z, Šobr M, Beneš V, Špaček K, and Yerokhin S. The evolution of Petrov lake and moraine dam rupture risk (Tien-Shan, Kyrgyzstan). Nat Hazards, 50 (2009) 83–96.

Lliboutry L, Arnao BM, Pautre A, Schneider B. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. Journal of Glaciology, 18 (1977) 239–254.

Richardson SD, Reynolds JM. An overview of glacial hazards in the Himalayas. Quaternary International, 65/66 (2000) 31–47.

Richardson SD. Remote sensing approaches for early warning of GLOF hazards in the Hindu Kush Himalayan region. Prepared for the 22nd United Nations International Strategy for Disaster Reduction (UN/ISDR), June 2010.

Seinova IB and Zolotarey E. The evolution of glaiers and debris flow in the vicinity of Elbrus, Central Caucaus. In: D. Richenmann & C. Cheng-lung(Eds). 3rd International conference on Debris flow Hazards Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment, Davos, PP. (2003) 189-198.

Visser PJ. Breach growth in sand-dikes. Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering. Report No.98-1. Delft, the Netherlands: Delft University of Technology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Hydraulic and Geotechnical Engineering Division. (1998).

INFLUENCE OF ICE CONTENT ON THE RUN-OUT OF ROCK-ICE AVALANCHES

QINGQING YANG[1,*], ZHIMAN SU[2], ZHIHAO LI[1], FEI CAI[3]

[1]*Faulty of Geosciences and Environmental Engineering, Southwest Jiaotong University, Chengdu 610031, China*

[2]*Key Laboratory of Mountain Hazards and Surface Process, CAS & Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, 610041, China*

[3]*Department of Civil and Environmental Engineering, Gunma University, Kiryu 376-8515, Japan*

** Corresponding author: Qingqing YANG, email: yangqq_71@126.com*

Abstract: Rock-ice avalanches in high-mountain regions can have an extremely high mobility and an enormous destructive potential. A series of flume tests was conducted tosimulate the propagation of rock-ice avalanches. Gravel and gravel-sized ice block with varied proportions were mixed and released to investigate the effects of ice content on the run-out of gravel-ice mixtures. Test results show that the grave-ice mixtures movedfarther than gravel only. The run-out of the mixture with 10% ice content increased by 49% compared to gravel only. This indicates that a small amount of ice also played a key role to enhance the mobility of gravel-ice mixtures. With increasing ice content (20%-40%), the run-out exhibited an oscillatory decrease.The shorter run-outs may be caused by segregation between gravel and ice. With further increasing ice content (50%-), the run-outs increased. One of the possible cause was that these mixtures behaved like a coherent mass which moved farther. This effort will contribute to further understand the propagation mechanisms of rock-ice avalanches, and also provide scientific basis for prediction and mitigation.

Key words: rock-ice avalanche, flume test, ice content, run-out

SHAOJIE ZHANG
Institute of Mountain Hazards & Environment, CAS, Chengdu, China

A new definition of topographic unit for its use as mapping unit in geotechnical or physically based landslide analysis is presented, along with an automated delineation algorithm which is applicable to medium resolution DEM at regional scales. The new definition of topographic unit is based on terrain patches with homogeneous slope (gradient) and aspect (orientation). The algorithm for delineation of Homogeneous Aspect and Slope Topographic Unit uses morphological image analysis and 3-D vector similarity to tessellate a DEM into topographic units following this definition and user guidelines. This algorithm was tested in the Jiangjia watershed, Yunnan Province, China by comparing its results with a practical alternative, which is based in slope-unit delineation by hydrological analysis. Results show that the new algorithm performs similarly or better than slope-unit delineation, with visible improvements detecting changes of slope in the direction of the water flow. Other advantages are the fully automated morphological image analysis approach which requires little preprocessing of the DEM, and better control over segmentation parameters without recurring to grid generalization techniques.

PRECIPITATION WATER VAPOR CHARACTERISTICS IN SMALL WATERSHEDS OF MOUNTAIN AREA INVERSED BY GROUND-BASED GPS

SU PENGCHENG[1, 2], LI YONG[1, 2]
1. Key Laboratory of Mountain Hazards and Surface Process, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, 610041; 2. Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, 610041.

Abstract. This study aims to establish a quantitative relationship between vapor and rainfall in a small debris flow valley through inversing precipitation water vapor (PWV) by ground-based GPS. Observation data in Jiangjiagou Valley of Yunnan Province and Wuxiangang Valley of Sichuan Province indicate that PWV and precipitation are consistent and that changes in PWV are closely related to precipitation. Both preliminary PWV and effective PWV contribute to the precipitation, and rainfall occurs when the accumulations of precedent PWV and effective PWV are related by a power function. The PWV is an indicator of precipitation and can be applied to rainfall forecasting in small valleys. This indicator helps to improve the accuracy and efficiency in predicting mountain hazards.

1 Introduction

Precipitation has a key function in triggering mountain hazards, such as debris flows and landslide (Iverson et al., 1997; Wei et al., 2015). However, many difficulties are encountered in monitoring and forecasting rainfall in such a small debris flow valley, which is mostly below 10 km^2 (Li et al., 2002). Current precipitation forecasting methods are usually based on satellite, radar, gauge station, or numerical simulation (Boudouris, 1963; Thayer, 1974; Huffman et al., 2007; Liu et al., 2010; Liu, 2010; Li et al., 2013) and are available only at large scales (Xu et al., 2002; Sheng et al., 2006; Huffman et al., 2007; Xue, 2007; Gao et al., 2012; Ji et al., 2014). Thus, the demands of forecasting of debris flows in small valleys cannot be satisfied.

Studies indicate that vapor detection is helpful in improving forecast precision (Ding and Hu, 1998; Li and Chen et al., 2005; Xu et al., 2006; Li et al., 2012). Water vapor data can generally be obtained through radiosonde detection, satellite remote sensing, and ground-based GPS signal inversion. Both radiosonde detection and satellite remote sensing apply only at a large scale. Thus, ground-based GPS is the final choice for the present purpose; ground-based GPS is superior in its high spatial and temporal resolution, high precision, and all-weather and near real-time operation (Bevis et al., 1992; Rocken et al., 1995; Li et al., 1999; Flores et al., 2000; Cao et al., 2005; Tang et al., 2010). PWV inversed by ground-based GPS has been proven to be a good indicator for the rainfall process in small watersheds in mountain areas, but no quantitative relationship is available between precipitation and water vapor. This study attempts to establish such a relationship based on data in Jiangjiagou Valley in Yunnan and other debris

flow valleys in the Wenchuan earthquake area and to seek a critical condition of PWV for rainfall prediction.

1.1 Study area and data source

The study is conducted in two regions that have different geographic and climate conditions but are seriously affected by frequent mountain hazards, including landslide and debris flow. The two regions are the Jiangjiagou Valley (JJG Valley) in northeast Yunnan, and the Wuxiangang Valley (WXG Valley) in northwest Sichuan, which was hit by the M 8.0 Wenchuan earthquake in 2008.

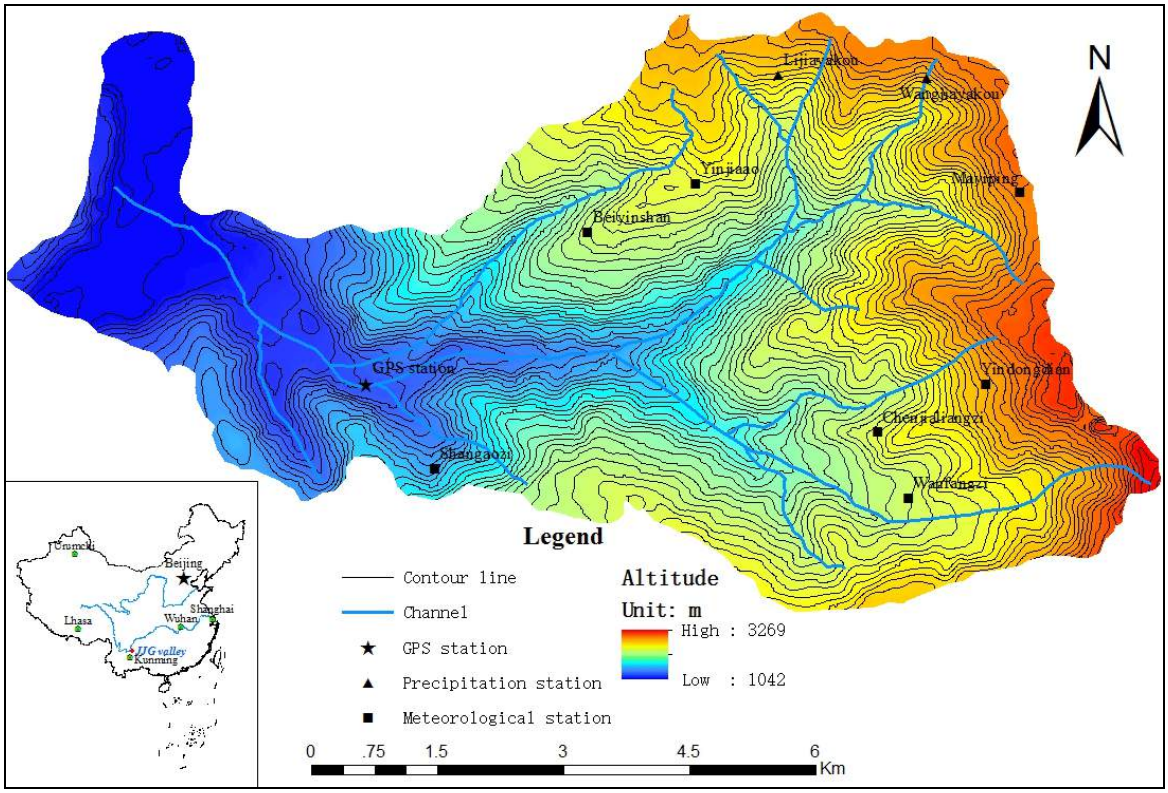


Figure 1. Location and topography map of JJG Valley.

Figure 2. Debris flow activity of JJG Valley.

The JJG Valley is located in the Xiaojiang watershed and has an obviously stereoscopic climate characteristic with a large average annual precipitation. Climate conditions vary from subtropical dry hot valley with an altitude less than 1600 m, a warm temperate semi-humid region with an altitude between 1600–2200 m, to a temperate humid mountain area with an altitude larger than 2200 m; the corresponding average annual precipitations change from 600 mm to 50 mm and to 1200 mm (Du et al., 1987; Wu et al., 1990; Zhang et al., 1998).

JJG Valley has an area of 48.6 km^2. Its mainstream length is 13.9 km, and its elevation ranges between l042 and 3269 m (Figs. 1 and 2). The distribution of precipitation is uneven, and annual precipitation increases with altitude. The rainstorm center mostly appears in the region with an altitude of 2500–3000 m in the rainy season. The action of debris flow has a very high frequency in JJG Valley during the rainy season (12 to more than 20 times) because of its complex surface configuration. Given the monsoon climate and atmospheric circulation, precipitation of rainy season (May to October) accounts for more than 85 % of the annual precipitation.

The other site is WXG Valley, in which a village was buried and which had the most serious casualties in the Wenchuan earthquake area during the M 8.0 earthquake in 2008 (Xu et al., 2008; Chen and Booth, 2011; Cui et al., 2011; Liang et al., 2014). In this area, a large landslide was induced by a rainstorm and turned into debris flow of more than 2×10^6 m^3 on July 10, 2013 (Figs. 3 and 4). The landslide is located in the southeast edge of Longmenshan Mountain, southeast to one of the rainstorm centers of Sichuan Province, and northwest in the leeward slope of Minjiang River with dry weather. The average annual rainfall in this area is more than 1200 mm, 80 % of which is concentrated in the rainy season (May to September).

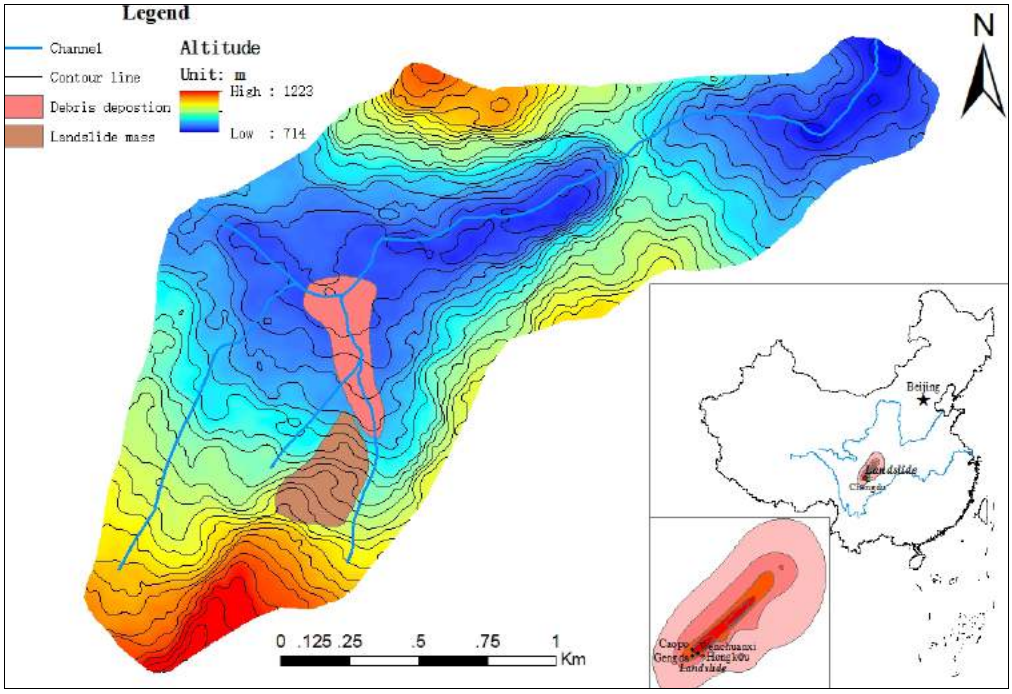


Figure 3. Location and topography map of WXG Valley.

Figure 4. Landslide converted into debris flow and run-out of 1200 m in WXG Valley (a. landslide mass b. debris flow deposition).

The PWV data are collected by ground-based GPS, and the precipitation data came from automatic weather station. The PWV data of JJG Valley came from a self-built ground-based GPS station (103°08'E, 26°14'N) and were translated by a CDMA wireless transmission module. The PWV data were transmitted by using GPSNET, and weather observation data were collected by the software TingmData-Logger V6.0 (Fig. 5). The PWV data of WXG Valley came from the GPS observation network of the Seismological Bureau of Sichuan Province. This comprehensive GPS network observation system is mainly combined with static millimeter-level positioning, real-time dynamic positioning at centimeter level, earthquake/ionosphere coupling disturbance monitoring, and PWV monitoring. The GPS stations that operated in the network basically achieved continuous coverage of economically developed areas and the western Sichuan key monitoring area.

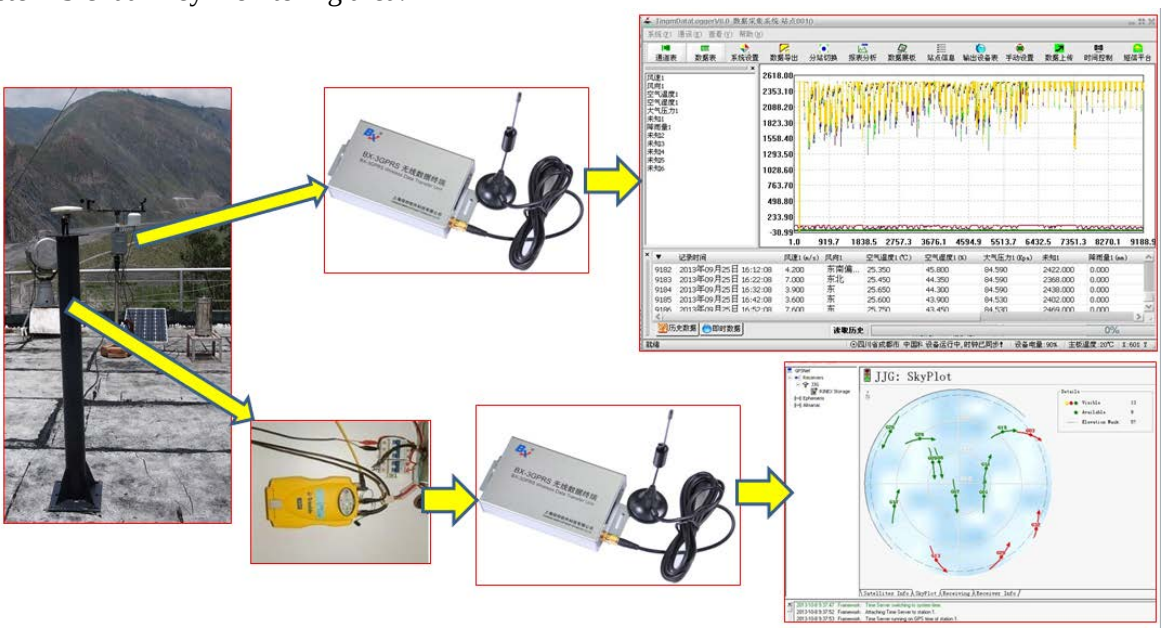


Figure 5. Wireless transmission module of ground-based GPS in JJG Valley.

2 Ground-based GPS inversion method

2.1 Principle of PWV inversion method

The principle of ground-based GPS inversion is that PWV can be calculated according to GPS signal delay caused by water vapor in the atmosphere. A GPS satellite signal is delayed when it passes through the atmosphere, because it is refracted by the ionosphere and neutral atmosphere that slow down its speed and distort its travel path (Wang et al., 1999; Sui and Xu, 2003; Wang et al., 2007; Li et al., 2010).

The signal delay due to the ionosphere can be corrected up to millimeter-level precision; thus, this delay can be ignored. The concern is the neutral atmosphere delay, or the zenith total delay (ZTD), which is composed of zenith hydrostatic delay (ZHD) and zenith wet delay (ZWD).

ZHD accounts for more than 90 % of ZTD and has good correlation with the ground pressure; ZHD can be calibrated to millimeter level. The ZWD can be derived from ZTD and ZHD, and has a positive correlation with PWV (Flores et al., 2000).

$$PWV = \Pi \times ZWD, \tag{1}$$

where Π is the conversion factor, which depends on the weighted average atmospheric temperature, T_m.

$$\Pi = \frac{10^6}{\rho_w R_v \left(k_2^{'} + k_3 / T_m\right)}, \tag{2}$$

$$k_2^{'} = k_2 - k_1 \frac{R_d}{R_v}, \tag{3}$$

where T_m varies with seasons and regions, and is linearly related to ground temperature; T_m is determined by Bevis empirical formula ($T_m = a + bT_s$), with a=70.2 and b=0.72 (Bevis et al., 1992). Normally, k_1, k_2, and k_3 are constants related to the refractive index (Boudouris, 1963; Thayer, 1974; Wang et al., 1999; Sui and Xu, 2003; Xu et al., 2006; Wang et al., 2007; Li et al., 2010).

2.2 Software and steps of PWV inversion

Original data of ground-based GPS are interpreted by using GAMIT software developed by MIT and the Scripps. Four stations of the International GPS Service for Geodynamics (IGS) were added to improve the precision. These stations are the shao station (Shanghai), urum station (Urumqi), lhasa station (Lhasa), and wuhn station (Wuhan) (Sui and Xu, 2003; Xu et al., 2006; Cao et al., 2005). The interpretation is performed as follows:

1) Data are collected from ground-based GPS stations, IGS stations, and meteorological station documents;

2) ZTD data are obtained by batch processing of GAMIT software;

3) PWV is interpreted by using software processing instructions sh.metutil (the meteorological data are provided by the global pressure and temperature model of Boehm and Schuh).

3 Critical PWV for precipitation

3.1 Data sources

Long sequences of PWV and rainfall in different time scales (10, 30, and 60 min) are collected in JJG Valley, and only the 60 min precipitation that occurred at 10:30 on July 9, 2013 is available for WXG Valley (Figs. 6–8).

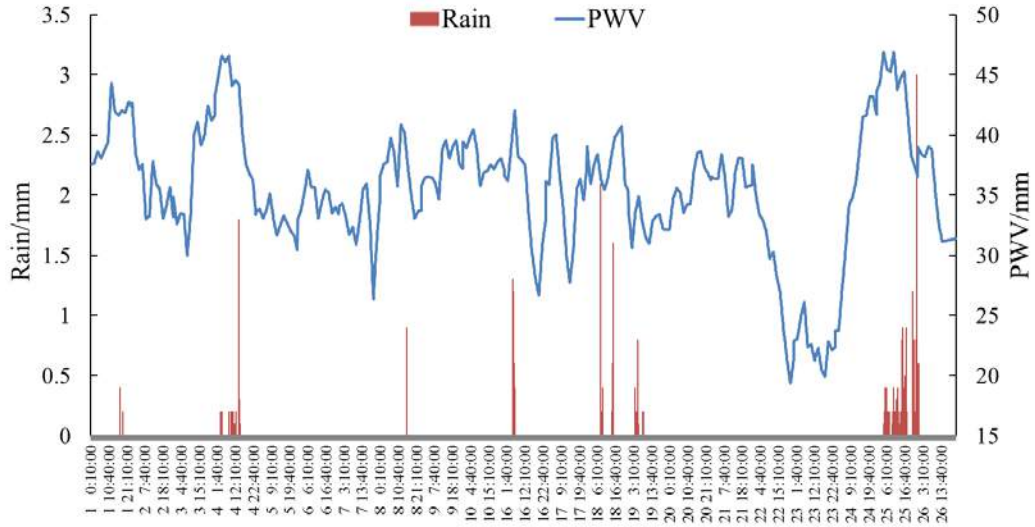


Figure 6. PWV and real precipitation in 10-min scale from August 1 to 26 in JJG Valley.

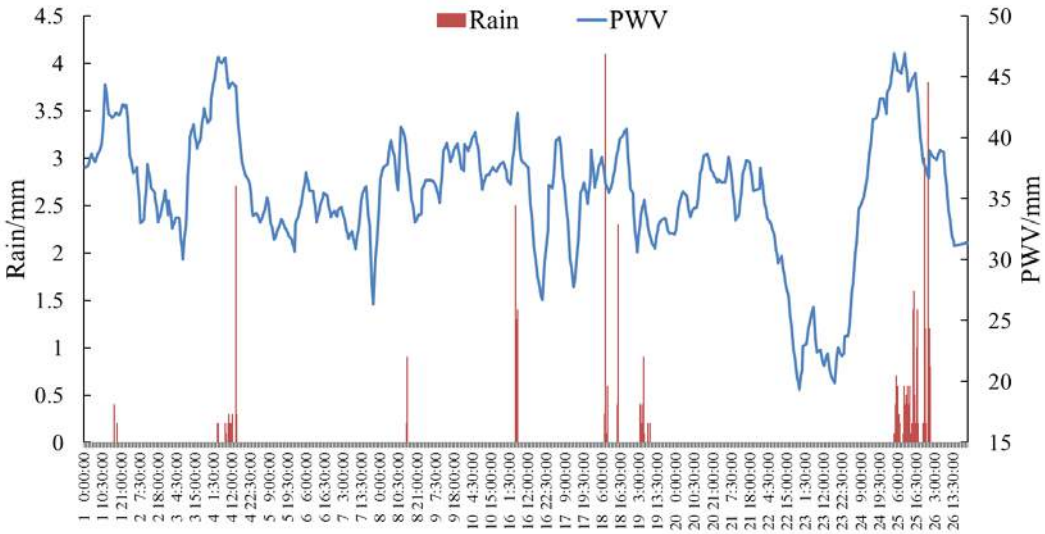


Figure 7. PWV and real precipitation in 30-min scale from August 1 to 26 in JJG Valley.

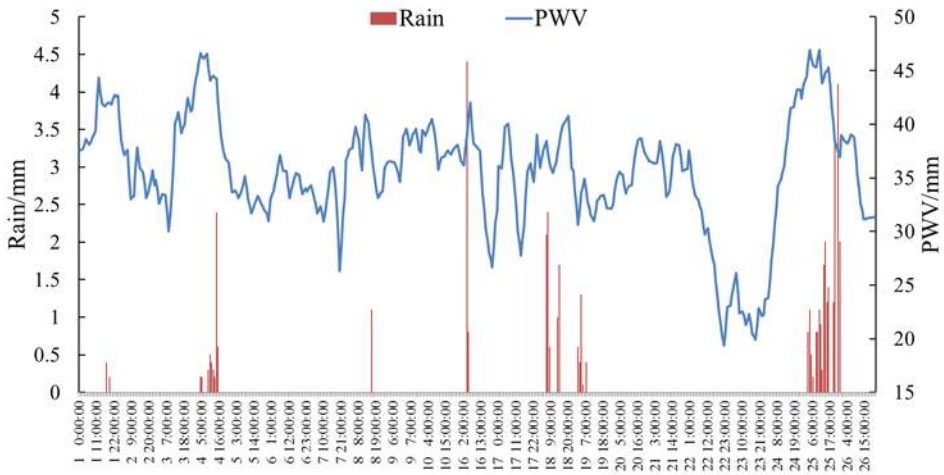


Figure 8. PWV and real precipitation in 60-min scale from August 1 to 26 in JJG Valley.

Original PWV and real precipitation were collected according to field debris flow observation records (Figs. 6–10). A comparison of the PWV and rainfall data indicates that they have good corresponding relation by contrasting between PWV and precipitation in different time scales (10, 30, and 60 min) and that precipitation usually occurred during PWV continuous keeping for the high value region. In addition, the relationship in 10 min is better than in 30 and 60 min (Figs. 6–8). The PWV and real precipitation in three time scales from August 1 to August 26 (10, 30, and 60 min) in JJG Valley are contrasted. The result shows that PWV presented a certain cycle of ups and downs, and that the maximum value could reach 47 mm and the minimum value could reach 20 mm. Among the three time scales, maximum rainfall intensity of 10 min appeared at 23:00 of August 25, and precipitation reached 3 mm/10 min (debris flow occurred later). This result is also observed in WXG Valley (Fig. 10).

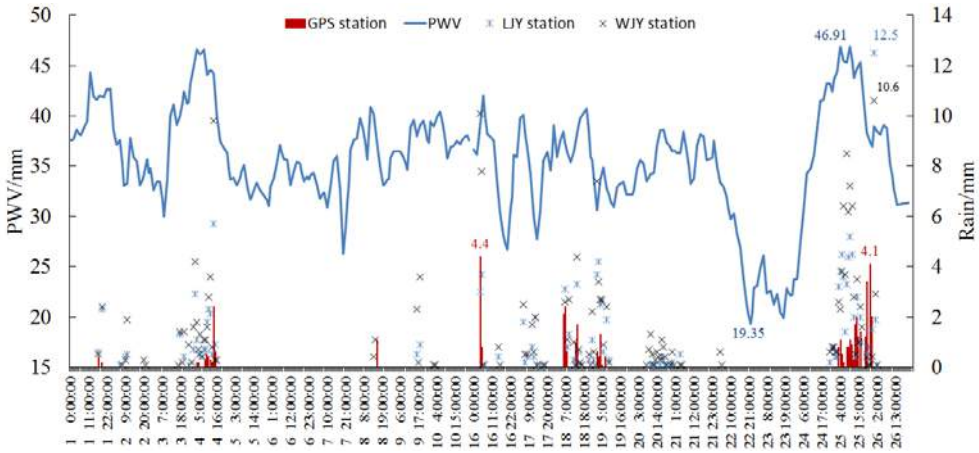


Figure 9. Contrast between PWV and rainfall during a long sequence data of debris flow case in JJG Valley.

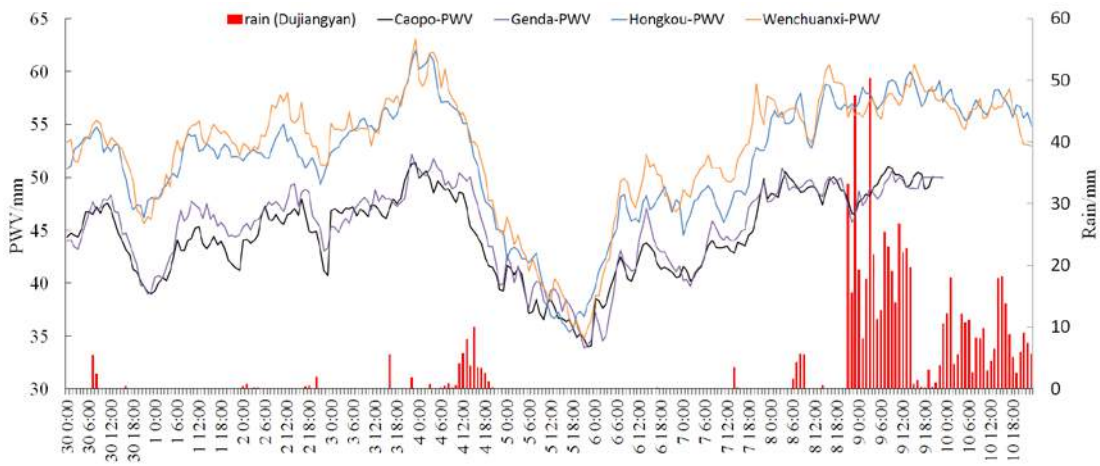


Figure 10. PWV and real precipitation in 60-min scale from July 3 to 16 near WXG Valley.

3.2 Relationship between precedent PWV and effective PWV

3.2.1 Precedent PWV and effective PWV

For further analysis and combined with the precipitation, a long PWV sequence can be divided into many subsequences according to the minimum value of PWV. The short sequence of PWV will be divided into precedent PWV (P_{pre}) and effective PWV (P_{eff}). P_{pre} are PWV from the minimum value to the beginning of precipitation from P_{t0} to P_{R0}, and P_{eff} are PWV during the precipitation process from P_{R0} to P_{Re} in a short sequence process (Fig. 11). Hence, the accumulation of previous PWV (S_{pre}) can be defined as □□□□=∑□□□□ (P_{t0}–P_{R0}), and the accumulation of effective PWV (S_{pre}) can be defined as □$_{eff}$=∑□$_{eff}$ (P_{R0}–P_{Re}).

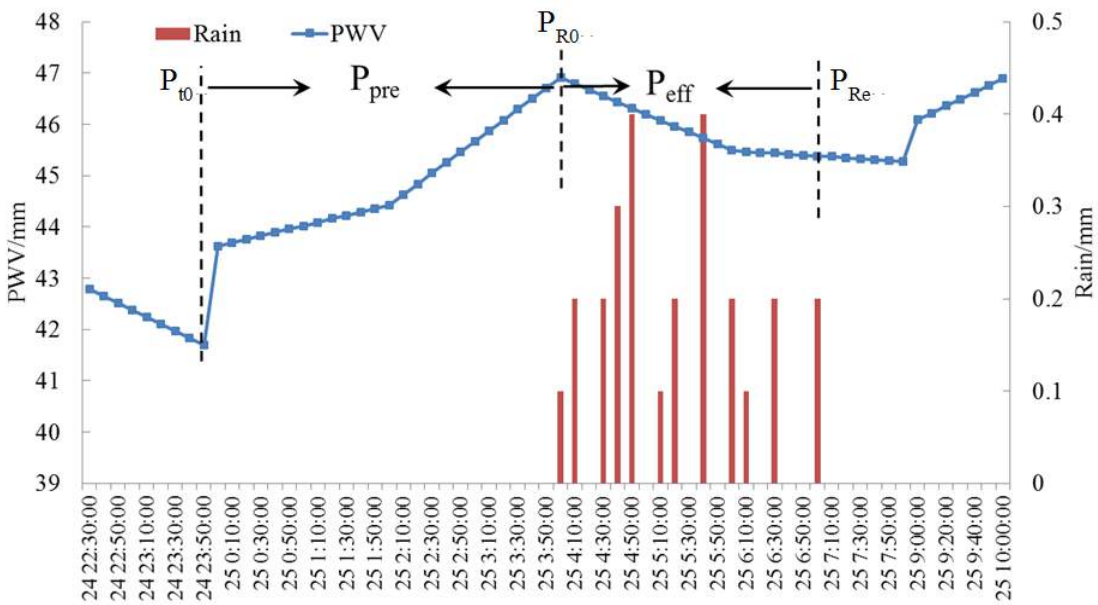


Figure 11. Short sequence data of PWV and corresponding real precipitation.

3.2.2 Critical line between P_{pre} and P_{eff}

A rainfall event is associated with the accumulation processes of PWV, and precipitation usually occurred after the peak and high value area of PWV. The relationship between P_{pre} and P_{eff} has been analyzed to study the converting conditions from PWV to precipitation. P_{pre} and P_{eff} are present on different timescales in relation to 12 rainfall processes in JJG Valley and 19 rainfall processes in WXG Valley (Figs. 6–9). The definition of S_{pre} and S_{eff} on the function fitting showed that, in different time scales, both met the law of power function ($S_{eff} = aS_{pre}^{b}$) and obtain the fitting curve. The fitting functions are $S_{eff} = 1.903S_{pre}^{-0.5408} \times 10^{3} + 47.26$, $S_{eff} = 8.803S_{pre}^{-3.08} \times 10^{7} + 297.9$, $S_{eff} = 2.218S_{pre}^{-1.81} \times 10^{6} + 764.4$ from 60 min to 30 min and to 10 min, respectively; the goodness-of-fit curve increased from 0.6180 to 0.6667 and to 0.7086 with the increase of time accuracy from 60 min to 30 min and to 10 min (Figs. 12a–c). In other words, the goodness of fit could increase with the increase of time precision (Fig. 12d). P_{pre} and P_{eff} of the short sequences were obtained at two time scales (60 and 30 min) in WXG Valley. The obtained S_{pre} and S_{eff} showed similar regular between S_{pre} and S_{eff} as follows: $S_{eff} = 3.721S_{pre}^{-2.087} \times 10^{6} + 321.8$ and $S_{eff} = 7.261S_{pre}^{-1.245} \times 10^{4} + 107.5$ in 60 and 30 min, respectively; the goodness-of-fit curve values were 0.6303 and 0.6640, and the critical line of the 30 min time scale is also parallel to that of the 60 min time scale (Fig. 13). No precipitation data were available in the 30 min time scale; thus, precipitation in 60 min was used as replacement. In this case, the precipitation that occurred within an hour should be identified by two time scales of 30 min. Using the fitted curve as the critical line of PWV showed that splashes without precipitation were mostly below the critical line. S_{eff} could be obtained by the corresponding S_{pre}; thus, the precipitation duration could be estimated. By contrast, under the condition of known S_{pre}, the minimum S_{eff} could be determined through the critical lines. Comparing the critical lines with the actual precedent precipitable water vapor could provide a reference for rainfall warning.

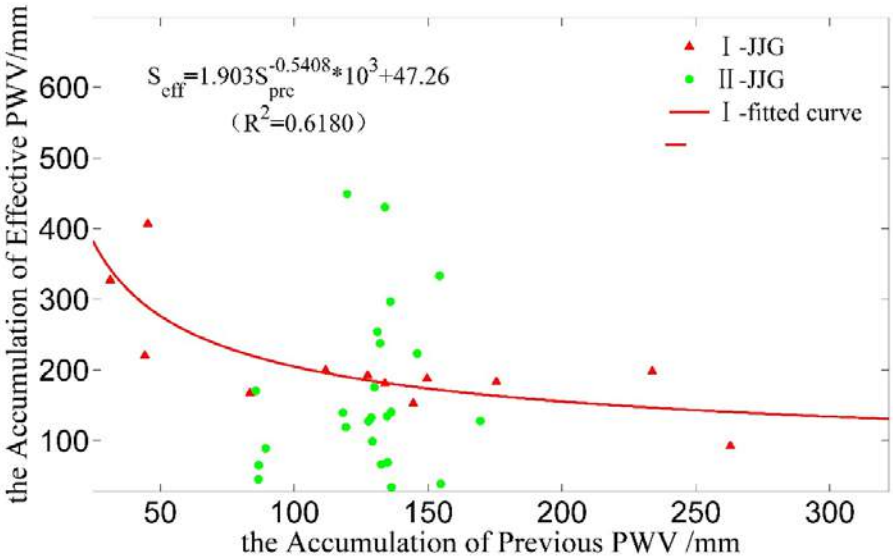


Figure 12a. Fitting curve and critical line of P_{pre} and P_{eff} in 60min time scales in JJG Valley.

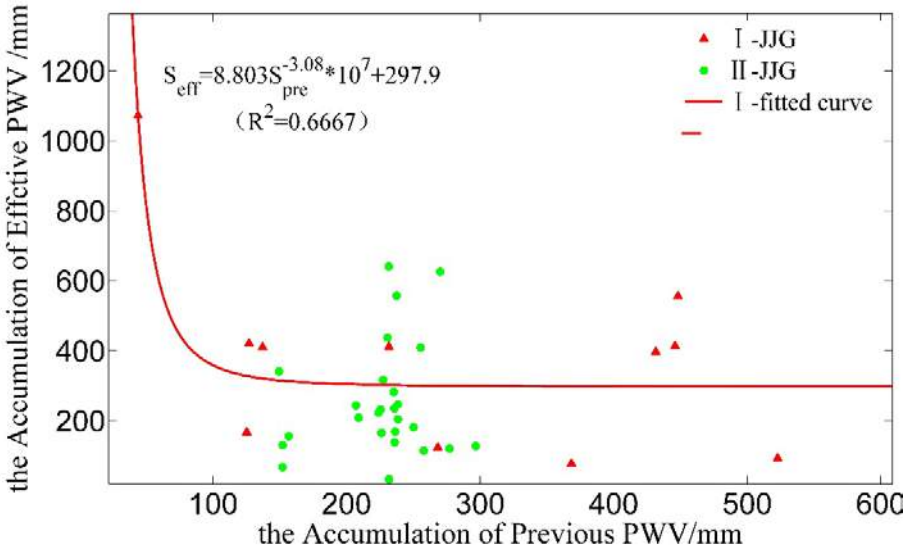


Figure 12b. Fitting curve and critical line of P_{pre} and P_{eff} in 30 time scales in JJG Valley.

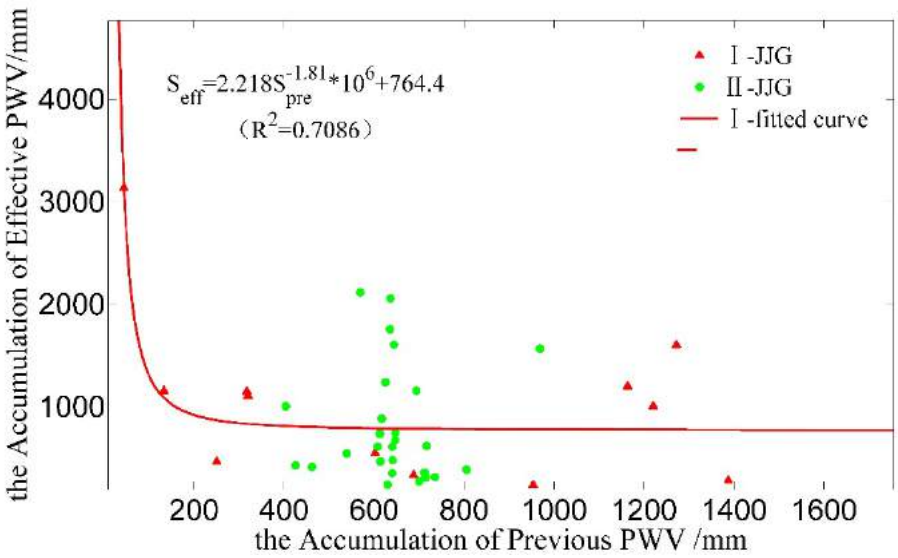


Figure 12c. Fitting curve and critical line of P_{pre} and P_{eff} in 10min time scales in JJG Valley.

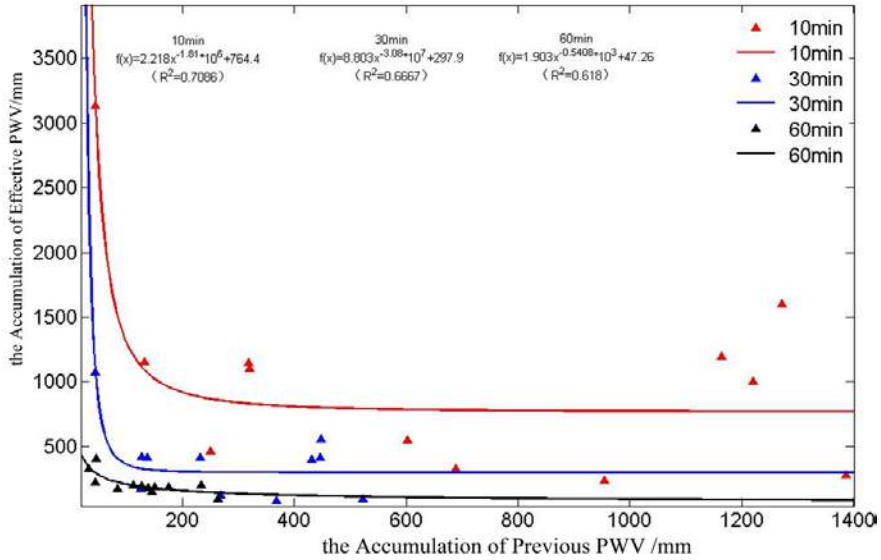


Figure 12d. Contrast of fitting curve and critical line in different time scales

Figure 12. Fitting curve and critical line of P_{pre} and P_{eff} in different time scales in JJG Valley. (a. 60 min b. 30 min c. 10 min d. Contrast of different time scales).

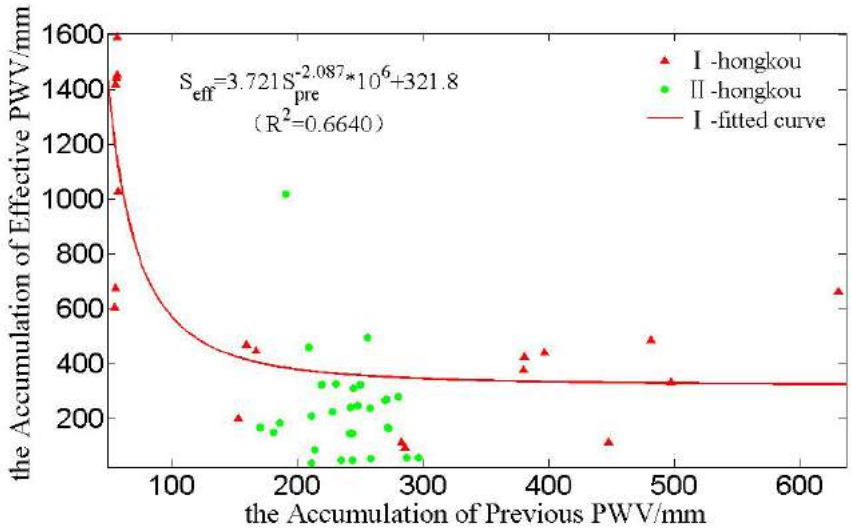


Figure 13a.

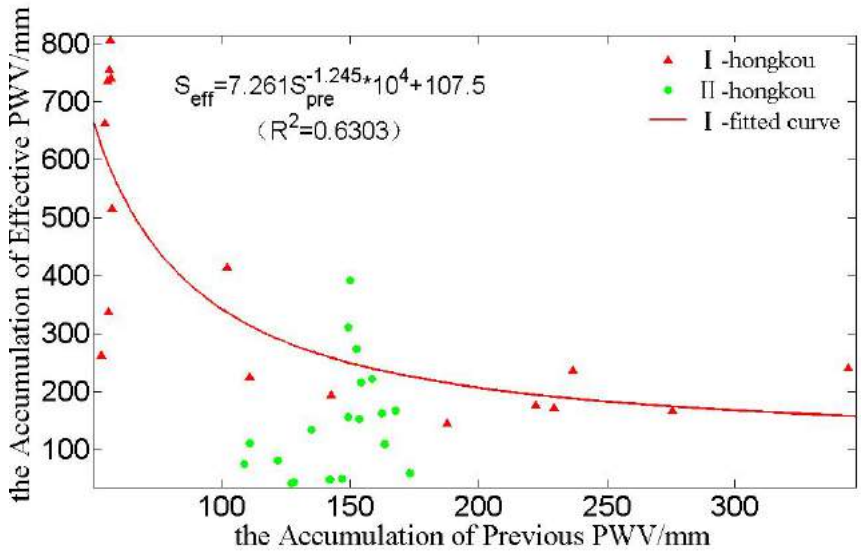


Figure 13b.

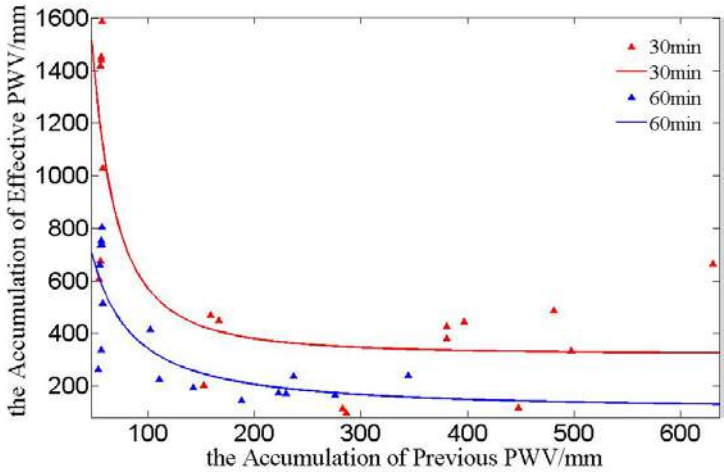


Figure 13c.

Figure 13. Fitting curve and critical line of P_{pre} and P_{eff} in different time scales in WXG Valley region (a. 60 min b. 30 min c. Contrast of different time scales).

3.3 Comparison of PWV critical lines between in JJG and WXG

A comparison of the two critical lines between JJG Valley and Hongkou station of 30 and 60 min time scales (Fig. 14) showed that Hongkou station was significantly higher than JJG Valley. Specifically, under the same precipitable water vapor conditions, rain will occur more easily in JJG Valley than in Hongkou station. Further speculation for precipitation with the same numerical conditions showed that Hongkou station needed a higher PWV level than JJG Valley.

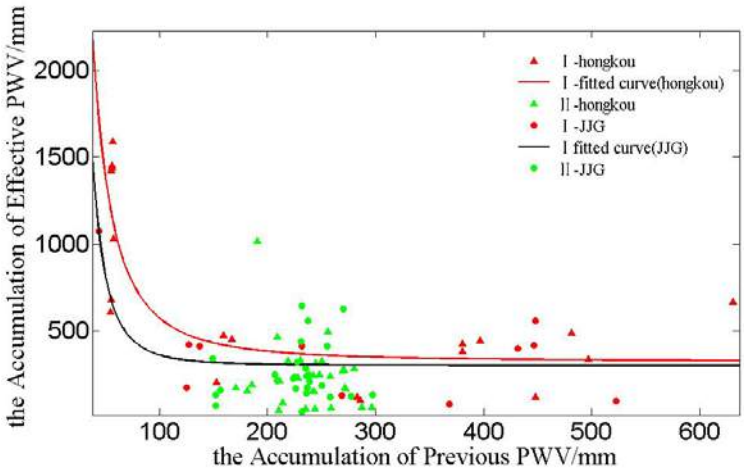


Figure 14a

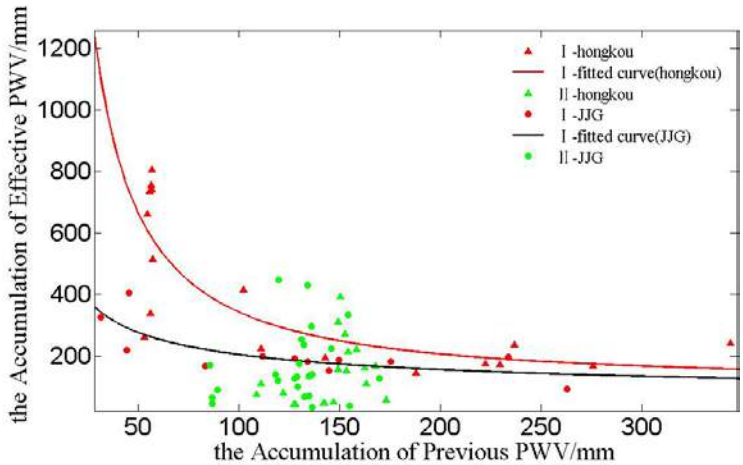


Figure 14b

Figure 14. Comparison of critical lines in different time scales between JJG Valley and WXG Valley (a. 30 min b. 60 min).

3.4 Application in precipitation warning

The critical line is useful in precipitation warning because of three reasons. First, the warning time is determined, and the PWV process is acquired. Second, two nodes before the warning time are determined, and S_{pre} and S_{eff} are obtained. Third, the relationship between a point and critical line is determined; if this point was above the line, then either rain would occur and a warning will be issued or not.

Therefore, during a long sequence between PWV and real precipitation (Fig. 15a), we use a short sequence as a warning case. Specifically, 18:00 on June 26 was used as the warning time in Hongkou (the time accuracy of precipitable water vapor was 60 min). Then, S_{pre} was 125.75 mm, and S_{eff} was 261.61 mm at the moment. The point was above the critical line, and thus, rain would occur; observation data proved that precipitation occurred at 18:00 with intensity of 15.7 mm/h (Fig. 15b). Another case is examined, in which 6:00 on June 29 was used as a warning time in Hongkou station. Then, S_{pre} was 261.66 mm, and S_{eff} was 585.16 mm at the moment. The point was also above the critical line, and thus, rain would occur; observation data proved that precipitation began at 6:00 and continued until 16:00 with an accumulated rainfall of 9.1 mm (Fig. 15c). Moreover, 21:00 on July 17 was used as a warning time in Hongkou station. Then, S_{pre} was 356.48 mm, and S_{eff} was 197.74 mm at the moment. The point was below the critical line, and thus, rain would not occur; observation data proved that no precipitation had occurred (Fig. 15d).

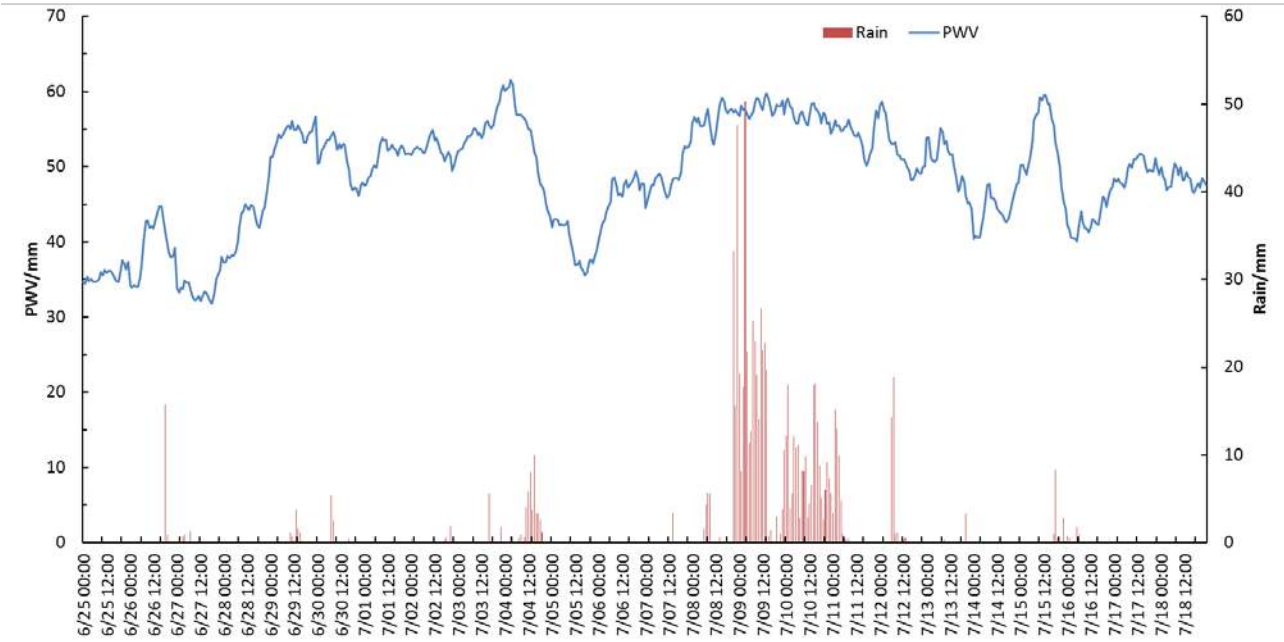


Figure 15a. Long sequence between PWV and real precipitation in Hongkou station.

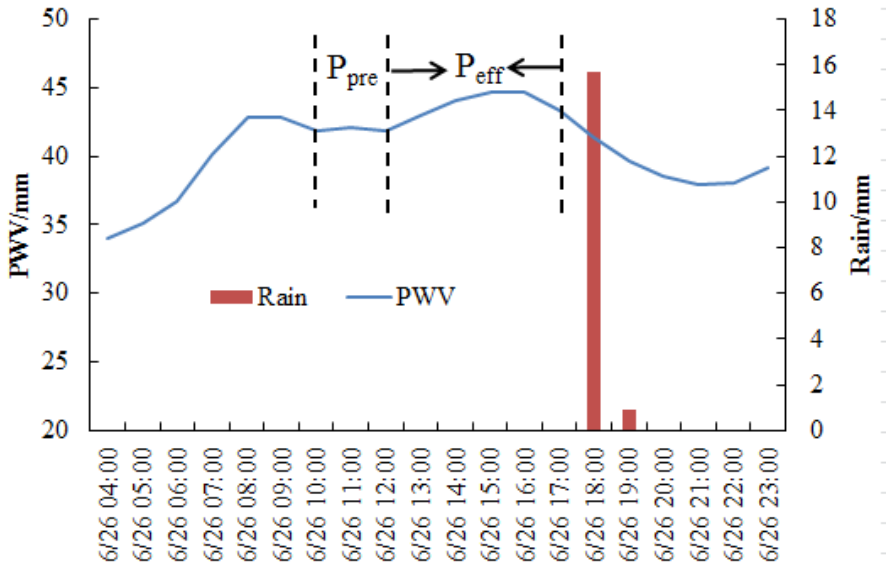


Figure 15b. Warning case with single rainfall process.

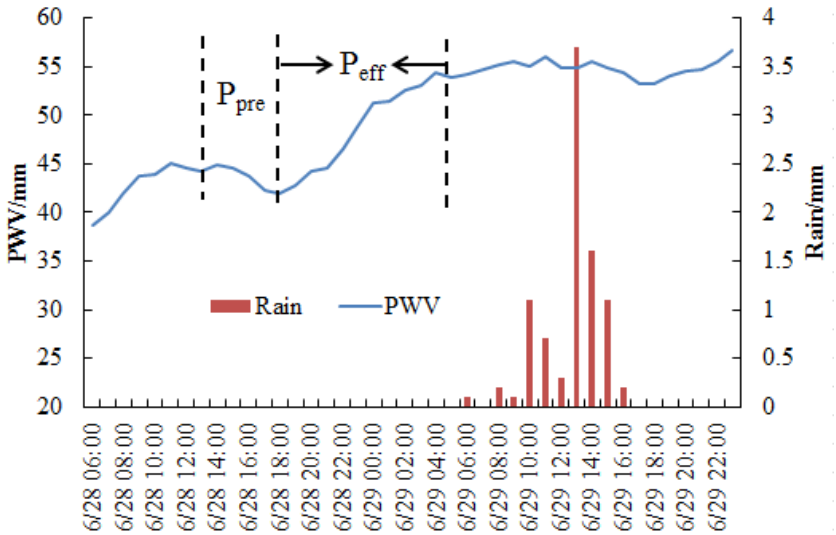


Figure 15c. Warning case with continous rainfall process.

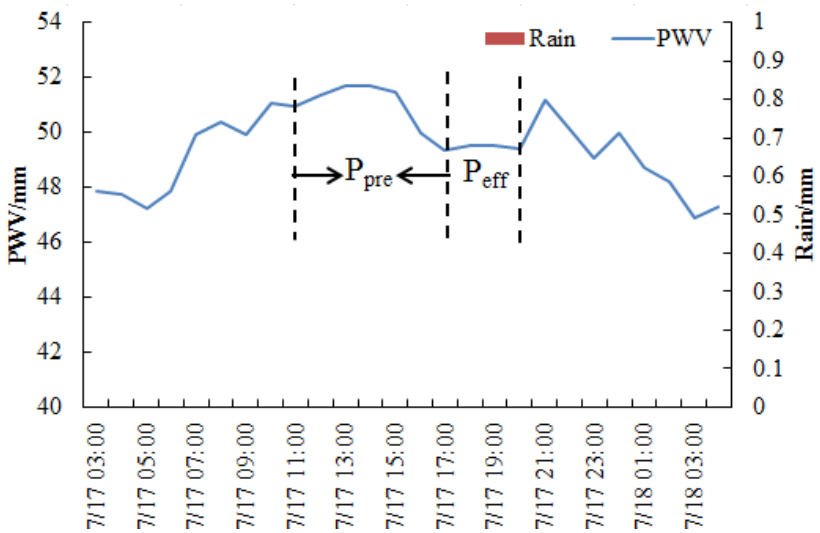


Figure 15d. Warning case with no rainfall process.

Figure 15. Calculation process of S_{eff} and S_{pre} and warning examples in different situations.

a. Long sequence between PWV and real precipitation in Hongkou station,
b. Warning case with single rainfall process,
c. Warning case with continous rainfall process d. Warning case with no rainfall process.

4 Conclusions and discussion

Precipitation is a key triggering factor for the occurrence of mountain hazards. According to an analysis and comparison between PWV and the precipitation data through the ground-based GPS station and rainfall sites in JJG Valley and WXG Valley, changes in PWV were closely related to precipitation and can serve as a valuable guideline. P_{pre} and P_{eff} both contributed to the precipitation, and their accumulations (S_{pre} and S_{eff}) satisfied the distribution of power function ($S_{eff} = aS_{pre}^{b}$), which provided the basis for judging the occurrence of precipitation. This study helped to establish the quantitative relationship between PWV and rainfall, and showed that inversing PWV by ground-based GPS had an important reference value for the basis of the analysis of local precipitation change and development trend of small valleys in mountain areas. The important value of PWV in a debris flow valley scale is also demonstrated preliminarily. The PWV inversed by ground-based GPS can be an important factor in precipitation forecast and help to improve the accuracy and efficiency of predicting precipitation of mountain hazards in small watersheds. Accordingly, the following preliminary conclusions are obtained:

(1) PWV and the precipitation data in JJG Valley and WXG Valley indicate that a change in PWV is closely related to the precipitation.

(2) S_{pre} and S_{eff} met the law of power function in different time scales and were proportional to the accuracy of time during the rainfall process. The power function provides the critical line of PWV.

(3) A comparison of the critical line of JJG Valley and WXG Valley found that rain would occur more easily in JJG Valley than in WXG Valley under the same PWV conditions, and that WXG Valley needed a higher PWV than JJG Valley under similar precipitation conditions.

(4) P_{pre} and P_{eff} contributed to the precipitation, and their accumulations (S_{pre} and S_{eff}) met the distribution of power function ($S_{eff} = aS_{pre}^{b}$), which provided the basis for judging the occurrence of precipitation.

(5) The critical line of PWV was preliminarily introduced into precipitation warning, which provided an important basis for early warning of local precipitation. The critical line of PWV is important for early warning of local precipitation for the occurrence of mountain hazards. This indicator helps to improve the accuracy and efficiency of precipitation in predicting debris flow.

Acknowledgements

This research was financially supported by the Open Fund of Key Laboratory of Mountain Hazards and Land Surface Processes of the Chinese Academy of Sciences, the West Light Foundation of the Chinese Academy of Sciences, the Sichuan Science and Technology Support Project (2015SZ0214) and the National Natural Science Foundation of China (41471011).

Bevis M, B U singer S, Herring T A, et al. GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positing System[J]. J.Geophys, Res., 1992, 997:15787-15801.

Bevis M, Businger S, Chiswell S, et al. GPS Meteorology: Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water [J]. Appl. Meteor., 1994, 33:379-386.

Boudouris G. On the index of refraction of air, the absorption and dispersion of centimeter waves in gases [J]. Res.Natl.Bur.Stand., 1963,67:631-684.

Cao Yunchang, Fang Zongyi, Xia Qing. Relationship between GPS precipitable water vapor and precipitation [J]. Journal of applied meteorological science, 2005, 16(1):54-59. (in Chinese).

Chen Y, Booth D C. The Wenchuan Earthquake of 2008: Anatomy of a Disaster [M]. Springer, Science Press, 2011.

Cui Peng, He Siming, Yao Lingkan, et al. The Formation Mechanism and Risk Control of Wenchuan Earthquake disaster [M]. Beijing: Science Press, 2011. (in Chinese) .

Ding Yihui, Hu Guoquan. A Study on Water Vapor Budget over China during the 1998 Severe Flood Periods [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2003, 61(2):129-145. (in Chinese).

Du Ronghuang, et al. Xiaojiang Debris Flow Comprehensive Investigation and Prevention Planning Study [M]. Chongqing: Science and Technology Literature Publishing House, Chongqing Branch. 1987:31-84. (in Chinese).

Flores A L, P Gradinarsky, P Elosegui. Sensing atmospheric structure: Tropospheric tomographic results of the small-scale GPS campaign at the Onsala Space Observatory [J]. Earth Planets Space, 2000, 52: 941~945.

Gao Xiaorong, Liang Jianyin, Li Chunhui. Radar Quantitative Precipitation Estimation Techniques and Effect Evaluation [J].Journal of Tropical Meteorology, 2012, 28(1):77-88. (in Chinese) .

Huffman G.J., Adler R.F., Bolvin D., et al. The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis Quasi-Global, Multi-Year, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scale [J]. Journal of Hydro meteorology, 2007, 8(1):38-55.

Iverson, R.M., Reid, M.E., Lahusen, R.G. Debris-flow Mobilization from Landslides [J]. Annual Review of Earth and Planetary Science, 1997, 25: 85-138.

Ji Tao, Yang Hua, Liu Rui, et al. Applicability analysis of the TRMM precipitation data in the Sichuan-Chongqing region[J]. Geographical Science Progress, 2014, 33(10):1375-1386. (in Chinese).

Li Bai, Gu Qingtong, Li ruiyi, et al. Analyses on Disastrous Weather Monitoring Capability of CINRAD and Future Development [J]. Meteorological Monthly, 2013, 39(3):265-280 (in Chinese).

Li Guoping, et al. Ground-Based GPS Meteorology [M]. Beijing: Science Press.2010:97-129. (in Chinese).

Li Yanxing, Hu Xinkang, Zhao Chengkun. Study on data processing program for GPS monitoring network [J]. Acta Geodaetica et Cartographica Sinica, 1999, 28(1):62-66. (in Chinese).

Li Ying, Chen Lianshou, Xu Xiangde. Numerical Experments of the Impact of Moisture Transportation on Sustaining of the Landfalling Tropical Cyclone and Precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2005, 29(1):91-98. (in Chinese).

Li Yong, Hu Kaiheng, Cui Peng et al. Morphology of Basin of Debris Flow [J]. Journal of Mountain Science. 2002, 20: 1-11. (in Chinese).

Liang Jingtao, Cheng Yuliang, Wang Jun, et al. Remote Sensing Investigation and Formation Mechanism on Wulipo Landslide of July 10, 2013 in Sanxi Village, Dujiangyan, Sichuan Province[J]. Journal of Engineering Geology, 2014 (06):1194-1203. (in Chinese)

Liu Junfeng, Chen Shengren, Han Chuntan, et al. Advances in Water Science, 2010, 21(3):343-348. (in Chinese).

Liu Xiaoyang, Yang Hongping, Li Jiantong, et al. CINRAD Radar Quantitative Precipitation Estimation Group System [J]. Meteorological Monthly, 2010, 36(4):90-95. (in Chinese).

Rocken C, Hove T, Iohnson J, et al. GPS/STROM-GPS sensing of atmospheric water vapor for meteorology [J]. J Atmos Oceanic Technology, 1995, 12(3): 468-478.

Sheng Chunyan, Pu Yifang, Gao Shouting. Effect of Chinese Doppler Radar Data on Nowcasting Output of Mesoscale Model [J].Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2006, 30(1):93-107. (in Chinese).

Sui Lifen, Xu Qifeng. The Investigates on the Choice of the IGS Standard Station in the GPS Data Processing [J]. Journal of Institute of Surveying and Mapping, 2003, 20(1):1-3. (in Chinese).

Tang Renmao, Chen Yingying,Ye Jianyuan. The Comparison of Water Vapor Content Retrieved by Radiosonde, Ground Station and Satellite Data[J].Scientia Meteorologic Sinica, 2010, 30(3): 373-377.

Thayer G D. An improved equation for the radio refractive index of air [J]. Radio Sci., 1974, 9: 803-807.

Wang Xiaoya, Zhu Wenyao, Yan Haojian, et al. Preliminary results of precipitable water vapor monitored by ground-Based GPS[J]. Chinese journal of atmospheric sciences, 1999, 23(5):605- 612 (in Chinese).

Wang Yong, Liu Yanping, Liu Lintao, et al. The study of calculating precipitable water vapor using GPS zenith tropospheric delay without meteorological data [J]. Science of surveying and mapping, 2007, 32(3):122-124. (in Chinese) .

Wei Fangqiang, Gao Kechang, Jiang Yuhong, et al., Principles and Methods of Debris flow Forecasting [M]. Beijing:Science Press.2015. (in Chinese).

Wu Jishan, Kang Zhicheng, Tian Lianquan, et al. Observation and Study of Jiangjiagou Debris Flow in Yunnan Province[M]. Beijing: Science Press, 1990:1-4. (in Chinese) .

Xu Ping, Yin Jiyao ,Wu Peizhi, et al. Choice Experiment of IGS Stations in Data Processing of Beijing GPS Network[J]. Journal of Geodesy and Geodynamics, 2006, 26(1):49-55. (in Chinese) .

Xu Xiwei, Wen Xueze, Ye Jianqing, et al. The Ms8.0 Wenchuan Earthquake Surface Ruptures and its Seismogenic Structure [J]. Seismology and Geology, 2008, 30(3):597-629. (in Chinese).

Xu Zhifang, Xu Yumao,Ge Wenzhong. The Impact of Using Radar and Satallite Data on Meso-Scale Model Numerical Simulation [J].Scientia Meteorologica Sinica, 2002, 22(2):167-175. (in Chinese).

Xue Jishan. Talking Numerical Weather Prediction with Forecasters [J]. Meteorological Monthly, 2007, 33(8):3-11. (in Chinese).

Zhang Jun, et al. Debris Flow Observational Data Sets in Jiangjia Gully Yunnan [M]. Beijing: Science Press, 1998. (in Chinese).

AN INNOVATIVE METHOD FOR MEASURING THE DYNAMIC BASAL FRICTION OF GRANULAR ASSEMBLIES

SU ZHIMAN[1], YANG QINGQING[2,] *, CAI FEI[3], LI ZHIHAO[2]

[1] *Key Laboratory of Mountain Hazards and Surface Process, CAS & Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, China*

[2] *Faculty of Geosciences and Environmental Engineering, Southwest Jiaotong University, China*

[3] *Department of civil and environment engineering, Gunma University, Japan*

**Corresponding Author: YANG Qingqing, E-mail: yang_71@126.com*

Abstract. Recent studies have pointed out the importance of the basal friction on the dynamics of rock avalanches, landslides, and debris flows, which consist in large-scale flows of grains in different sizes. In this paper, we proposed an innovative method to measure the dynamic basal friction coefficient of granular assembles, and also developed new relationships between the dynamic basal friction angle, the velocity, the displacement, and the time. A trajectory tracking system was designed to capture the time-displacement of granular assemblies during their sliding. The acceleration functions, which were used to calculate the dynamic friction angle, were then deduced based on the measured displacement. It is found that power law described well the time-displacement curve of the granular assemblies. Logarithm laws that related dynamic friction angle to displacement and time were both in a descending trend, which indicates the velocity-weakening feature of dynamic friction for granular assembles. A cyclical quick-slow pattern in the increment of velocity is shown in the velocity-time curve. The duration of slow period was shorter. This cyclical pattern indicates that there existed intermittent fast-rearrangement which resulted in smaller dynamic friction and faster acceleration. The differences between static and dynamic friction angles were measured for different granular assembles, which were up to about 20 % at the early sliding

distance of 10 cm. Besides, the dynamic friction angle decreased 0.21° on average 1 cm. The results highlighted the difference between static and dynamic friction of granular assembles, and also revealed the sharp decrease of dynamic friction angle at the early sliding. The proposed method would contribute to develop space-time evolution of dynamic friction of granular assembles, and also provide a basis to understand the mechanism of long run-out geophysical flows.

Keywords: granular assemblies, dynamic basal friction, static basal friction, inclined plane testing

Introduction

Granular assembles on inclined surfaces are often encountered in engineering applications involving the transport of materials such as minerals and cereals, but also in geophysical situations. Rock avalanches, landslides, and pyroclastic flows are natural events consisting of large-scale flows of particulate solids (Pouliquen, 1999). It is well known that friction plays an important role in the propagation of flowing granular media, and eventually brings the flows to rest. Friction describes the shear resistance of a flowing granular medium and, in continuum simulations of these events, encodes information about grain-scale and contact-scale processes in a single parameter (Hurley and Andrade, 2015). Thus, the understanding of frictional properties of granular assemblies is of prime importance for the description and prediction of geophysical event, as well as in industrial processes.

However, the behavior of assemblies of grains can be very complex even in the simple case of dry cohesionless particles (Midi, 2004). Still, the flows of these dry granular materials are not easy to describe. Depending on the way it is handled, a granular material can behave like a solid (quasi-static regime), a liquid (inertial or dense regime), or a gas (rapid regime). The material in the quasi-static regime is often described using soil plasticity model (Nedderman, 1992), and a kinetic theory has been developed for the material in the rapid regime (Campbell, 1990). The intermediate regime of inertial granular flows has, unlike the quasi-static and rapid cases, eluded a unified modeling approach (Hurley and Andrade, 2015; Midi, 2004). Due to the lack of general constitutive laws, granular assembles have been extensively studied both experimentally and numerically, in particular in inertial granular flows. Researchers have made important process in understanding the complex behavior of inertial granular flows in recent years. Da Cruz et al. (2005) proposed a linear relationship between friction coefficient μ and a single dimensionless number I for 2D simple shear flows. Jop et al. (2006) also proposed a nonlinear relationship between μ and I for 3D flows.

The concept of a soild, Coulomb-type friction represents the most widely used model for the description of frictional contact problems (Andreotti et al., 2013; Malla et al., 2014). The Coulomb's coefficient of friction μ can be either in the form of a static coefficient, μ_s, that is valid then the material is just about to fail, or a smaller dynamic coefficient, μ_d, that is valid then the material is actually sliding (Nedderman, 1992). The focus in the present studies is on the constant static friction coefficient (Malla et al., 2014), which is denoted as the ratio of the frictional shear stresses and normal stresses that correspond to tangential and normal forces, respectively. However, the behavior may be far from for granular assembles than for solid-on-soild friction. The onset of flow on inclined planes is not described precisely by the simple solid friction law (Pouliquen and Forterre, 2002). It has been shown that steady uniform flows are observed in a range of inclination angles. This implies that the bed shear stress is not a simple solid friction but has a velocity dependence in order to balance the gravity for different inclinations (Pouliquen and Forterre, 2002; Lucas et al., 2014). The actual velocity-dependent dynamic friction coefficient appears not to have been measured or computed for granular assembles on inclined planes. Significant microscopic rearrangement events may occur during the propagation of granular flows.

This paper proposed a method to measure the dynamic basal friction properties of granular assembles by an inclined plane. Relationships between the dynamic basal friction angle, the velocity, the displacement, and the time were studies.

2 Methods

The basal friction of granular assemblies decreases when the materials begin to move. The decreased friction is smaller than the sliding force, which means the granular assembles accelerate. If the acceleration is able to obtain, the dynamic friction can be then deduced.

In this paper, an innovative method in testing dynamic basal friction of granular assemblies was proposed. The procedure of the method is shown as followings:

(1) Granular materials were poured into a sample container with a reference line.

(2) The plane was inclined slowly until the container just started to slip, and the inclination of the plane was the maximum value of the static friction angle.

(3) The displacement $s(t_n)$ at the moment of t_n was recorded by a video camera, and displacement-time curve was obtained.

(4) The acceleration $a(t_n)$ was deduced by taking second derivative of $s(t_n)$.

(5) The dynamic basal friction angle can be calculated by equal (1)

$$\tan\beta(t_n) = \tan\alpha - a(t_n)/g \quad (1)$$

where $\beta(t_n)$ is the dynamic basal friction angle at the moment of t_n.

It is noted that the sample container should be made by smooth and light material to neglect the influence of container in the movement of granular material. Otherwise, the influence of the container on the dynamic basal friction should be considered.

3 Testing and Results

The experimental set-up is showed in Fig. 1. The dimension of the plane is 50 cm × 50 cm. The plane can be freely inclined at an arbitrary angle by raising or descending a lifter. A digital inclinometer was placed on the plane to facilitate the measurement of the inclination in real time. Granular materials were filled into a PVC cylindrical container with 10 cm in height and diameter. Since its deformation was negligible compared to the granular assembles in it, the housing cylinder can be assumed to be rigid.

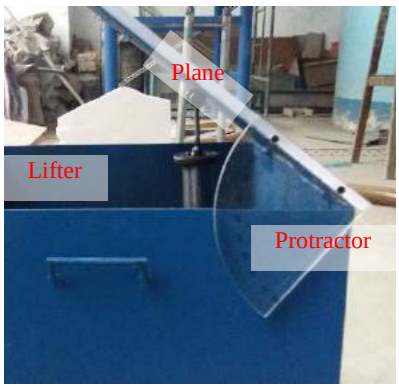


Fig. 1. Experimental set-up.

A trajectory tracking system was designed to capture the time-displacement of the reference line marked on the container (Fig. 2) by a video camera. The camera operates at 25 frames per second, namely the time interval of consecutive frames is 1/25 s. The granular assembles travelled about 10 cm due to the limited dimension of the plane, and thus the evolution of the dynamic friction angle measured in this work is confined to the early sliding distance of about 10 cm.

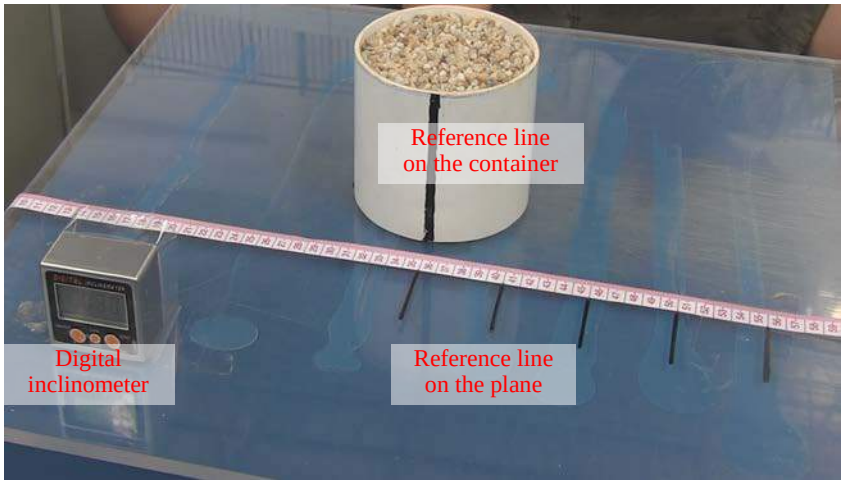


Fig. 2. Trajectory tracking system.

The validity of this method was examined by comparing with laboratory observations. The granular materials used in the experiments were middle particles (4~5 mm; referred as fine content 0 %), fine particles (0.5~1mm; referred as fine content 100 %), or combination of them (half and half; referred as fine content 50 %).

Fig.3 shows that power law described well the displacement-time curve for the three materials. The power number of the displacement-time relationship was larger than 2 for the three materials. It implies that the acceleration expression was an increasing function after taking a second derivative of the displacement-time function. In other words, the dynamic friction angle would decrease with time or displacement. The space-time evolution of the dynamic friction matched well with logarithmic law (Figs. 4 and 5).

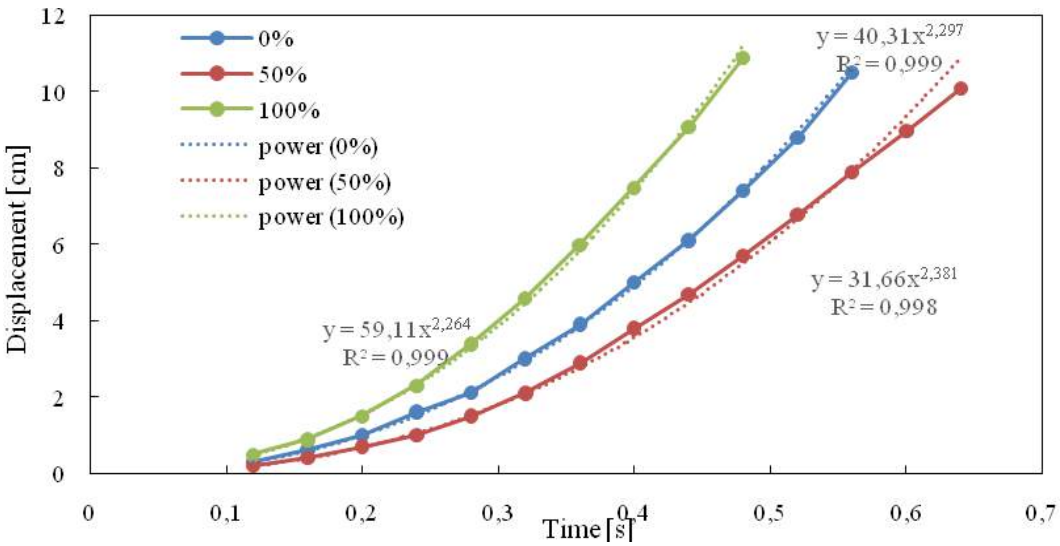


Fig. 3. Displacement-time curves for the three granular materials.

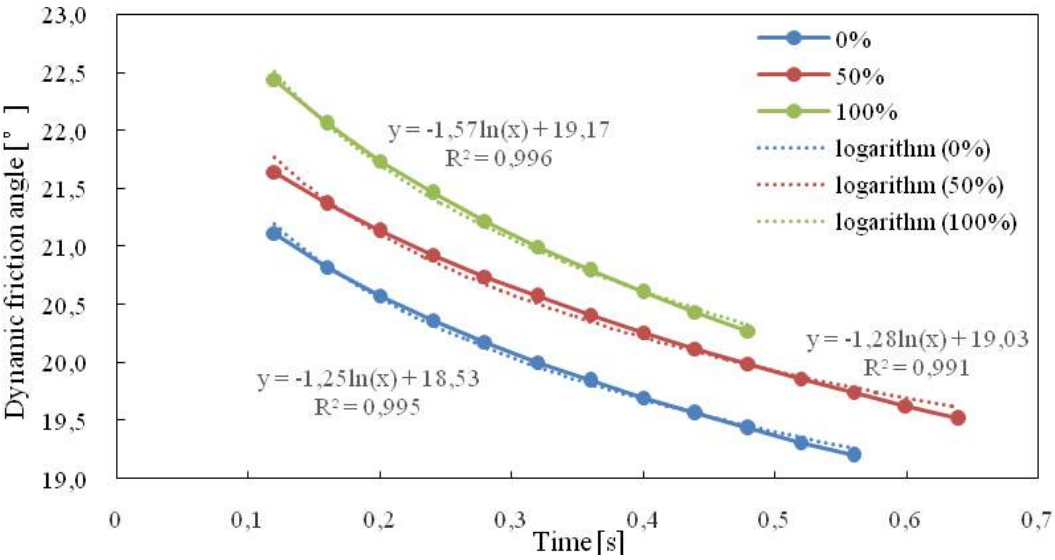


Fig. 4. Dynamic friction angle-time curves for the three granular materials.

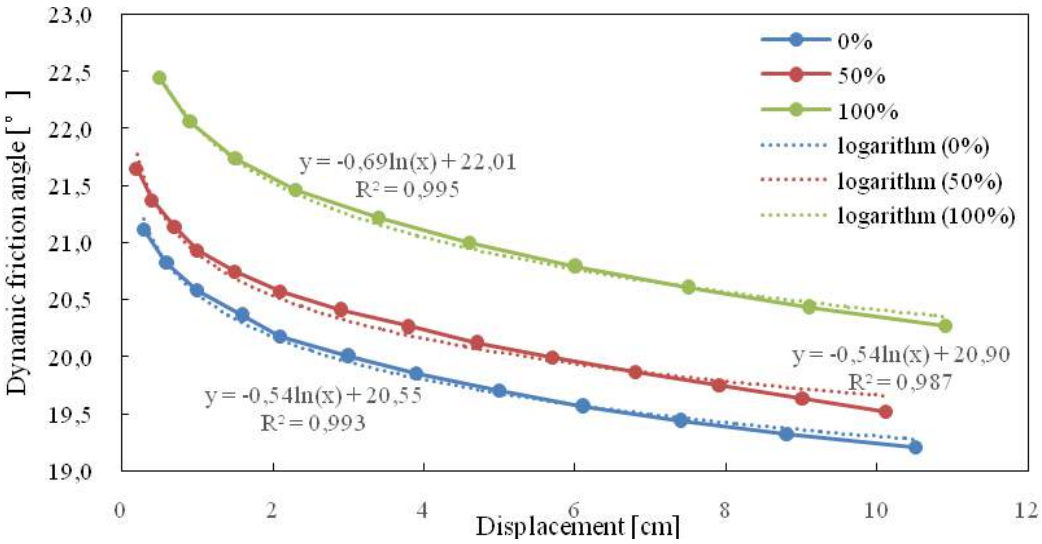


Fig. 5. Dynamic friction angle-displacement curves of granular materials in different proportion.

4 Discussions

The measured static friction angle of the granular assembles with fine content of 0 %, 50 %, and 100 % was 24.3°, 23.95°, and 27.1°, respectively. This shows that the static friction angle of the middle sand (fine content 0 %) was lower than that of the fine sand (fine content 100 %) for monodisperse materials, and the static friction angle of the bidisperse materials (fine content 50 %) was lower than that of the monodisperse materials (fine content 0 % and 100 %). This was consistent with the conclusions drawn by others (Goujon et al., 2007; Linares-Guerrero et al., 2007; Moro et al., 2010; Phillip et al., 2006; Yang et al., 2015). The consistency also indicates that the static friction coefficient of the granular assembles can also be measured correctly by this method. At the low velocity of the granular assembles, the camera can be clearly captured the displacement of the reference line on the container, which can satisfy the requirement of the precision of the data used for fitting the equation of the acceleration. The relationship of displacement-time was described well by power function, and that of dynamic friction-displacement was described well by logarithmic function. The highly fitted curves demonstrates the reliability of space-time evolution of the dynamic friction angle. Thus, the friction properties of granular assembles can be well obtained by the method proposed in this paper.

The mean velocity during an interval time was regarded as the instantaneous velocity at the middle of the interval time due to the short duration of the interval time (0.04 s). Fig. 6 shows the velocity-time curve of each material. A cyclical quick-slow pattern in the increment of velocity was obvious. The duration of slow period was shorter. This cyclical pattern indicates that there were many intermittent rapid-rearrangement of the granular assembles when they were sliding, which resulted in smaller dynamic friction and faster acceleration.

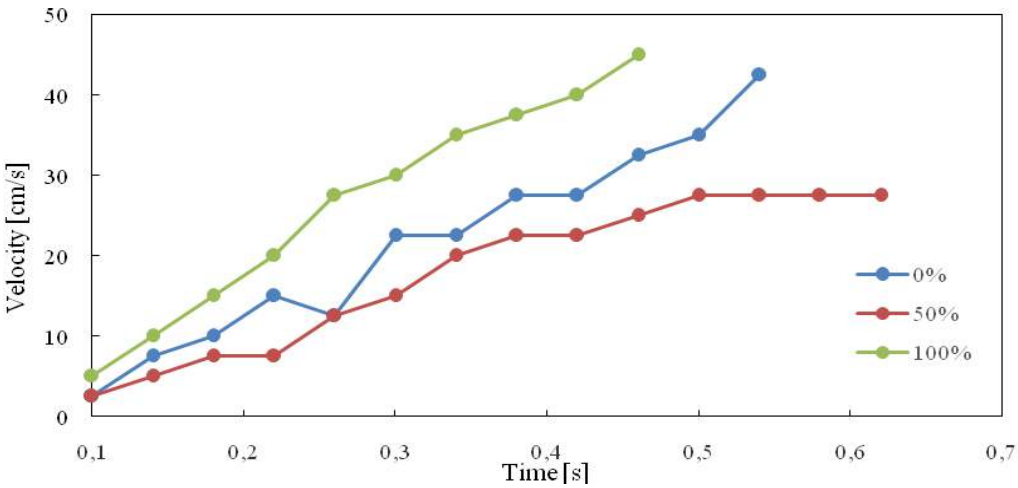


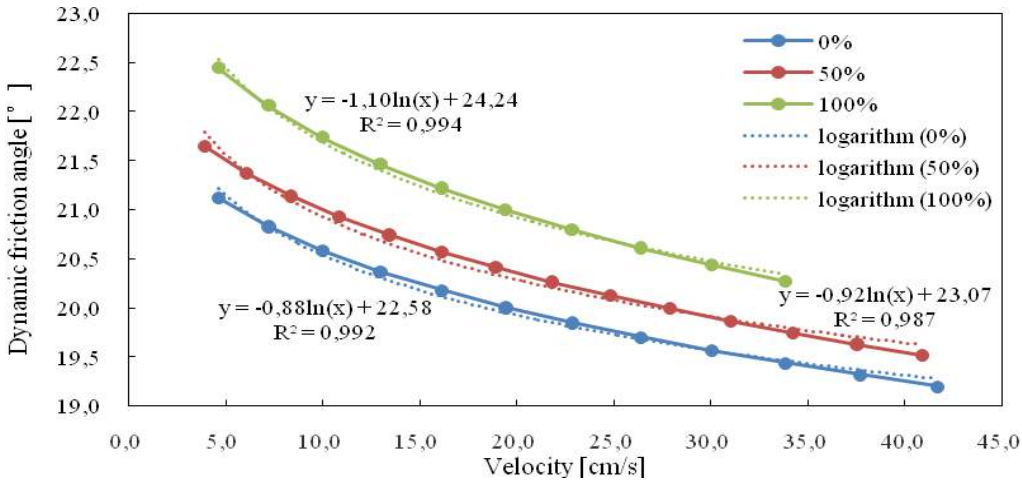
Fig. 6. Velocity-time curves of granular materials in different proportion.

It is easy to deduce functions expressing relationships between velocity and dynamic friction angle, as shown in Fig. 7. The relationships indicates the velocity-weakening feature of dynamic friction in granular assembles.

Dynamic friction angle is usually smaller than static one (Nedderman, 1999). Based on the proposed method, the difference between the two friction angles was obtained. The difference was up to about 20 % at the early displacement of 10 cm. besides, the dynamic friction angle decreased 0.21° on average 1 cm. The results highlighted the difference between dynamic and static friction of granular materials, and reveal the sharp decrease of dynamic friction angle at the early sliding.

If the logarithmic equation (Fig. 5) still held, theoretically, the dynamic basal friction angle would be 14.2°, 14.7°, and 14.0° after the materials travelled 1 km. The reduction of the dynamic friction can be interpreted as resistance reduction due to the increase of the velocity. If other resistance reduction effects are incorporated, the basal dynamic friction would further decreased. This would provide a basis for the low friction coefficient used in back analysis for the high-speed long run-out of geophysical flows.

Due to the limited dimension of the inclined plane, the space-time evolution of the dynamic friction angle is confined to the early sliding distance of about 10 cm. It suggests that a longer plane and high-speed video should be used in the future in order to collect more detailed information. The space-time features of dynamic friction serves as a key parameter in modeling geophysical flows. Furthermore, some factors such as grain composition, size ratio, thickness of granular assembles, and roughness of the plane have been found to have influences on frictional properties and needs to be considered in future work.



Conclusions

(1) The proposed method was able to obtain the static friction angle and the acceleration which was used to deduce the dynamic friction angle with the space-time features at the early sliding.

(2) The displacement-time curve of the granular assemblies matched well with the power law. The logarithm law described well the dynamic friction angle-displacement curve with a descending trend, which indicates the velocity-weakening feature of dynamic friction in granular assembles.

(3) A cyclical quick-slow pattern in the increment of velocity is shown in the velocity-time curve. The duration of slow period was shorter. This cyclical pattern indicates that there were many intermittent quick-rearrangement which resulted in smaller dynamic friction angle and faster acceleration.

(4) The results highlighted the difference between dynamic and static friction of granular materials and reveal the sharp decrease of dynamic friction angle during the first sliding stage.

Acknowledge

Many thanks owe to the financial support by the Chinese State Key Basic Research Program (project 2013CB733201) and the National Natural Science Foundation of China (project No. 41402244). The authors also gratefully acknowledge the experimental assistance of YANG Yalun, YE Lingfeng, LIU Boling in Southwest Jiaotong University.

Andreotti B., Forterre Y., Pouliquen O. (2013). Granular media between fluid and solid. Cambridge University Press.

Campbell C. S. (1990). Rapid granular flows. Annual Review of Fluid Mechanics 22: 57-92.

Da Cruz F., Emam S., Prochnow M., Roux J., Chevoir F. (2005). Rheophysics of dense granular materials: discrete simulation of plane shear flows. Physical Review E 72(2): 021309.

Goujon C., Dalloz-Dubrujeaud B., Thomas N. (2007). Bidisperse granular avalanches on inclined planes: A rich variety of behaviors. The European Physical Journal E 23: 199-215.

Hurley R. C., Andrade J. E. (2015). Friction in inertial granular flows: competition between dilation and grain-scale dissipation rates. Granular Matter 17: 287-295.

Jop P., Forterre Y., Pouliquen O. (2006). A constitutive law for dense granular flows. Nature 441: 727-730.

Linares-Guerrro E., Goujon C., Zenit R. (2007). Increased mobility of bidisperse granular avalanches. Journal of Fluid Mechanics 593: 475-504.

Lucas A., Mangeney A., Ampuero J. P. (2014). Frictional velocity-weakening in landslides on Earth and on other planetary bodies. Nature Communication, doi: 10.1038/ncomms4417.

Malla R. B., Schillinger D., Vila L.J. (2014). Experimental determination of friction coefficient and mobilization force for a laterally confined granular column. Granular Matter 16: 843-855.

Midi (2004). On dense granular flows. The European Physical Journal E 14: 341-365.

Moro F., Faug T., Bellot H., Ousset F. (2010). Large mobility of dry snow avalanches: Insights from small-scale laboratory tests on granular avalanches of bidisperse materials. Cold Regions Science and Technology 62: 55-66.

Nedderman R.M. (1992). Statics and kinematics of granular materials. Cambridge University Press, Oxford.

Pouliquen O. (1999). Scaling laws in granular flows down in rough inclined planes. Physics of Fluids 11(3): 542-548.

Pouliquen O., Forterre Y. (2002). Friction law for dense granular flows: application to the motion of a mass down a rough inclined plane. Journal of Fluid Mechanics 453: 133-151.

Phillips J. C., Hogg A. J., Kerswell R. R., Thomas N. H. (2006). Enhanced mobility of granular mixtures of fine and coarse particles. Earth and Planetary Science Letters 246: 466-480.

Yang Q. Q., Su Z. M., Cai F., Ugai K. (2015). Enhanced mobility of polydisperse granular flows in a small flume. Geoenvironmental Disasters 2:12.

FRICTIONAL PROPERTIESOFBIDISPERSE GRANULAR ASSEMBLIES ON AN INCLINED PLANE

SU ZHIMAN[1,] *, CAI FEI[2], YANG QINGQING[3], LI ZHIHAO[3]

[1]*Key Laboratory of Mountain Hazards and Surface Process, CAS& Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, China*
[2] *Department of civil and environment engineering, Gunma University, Japan*
[3]*Faculty of Geosciences and Environmental Engineering, Southwest Jiaotong University, China*
**Corresponding Author: Zhiman SU, E-mail: szmiyqq@imde.ac.cn*

Abstract:Recent studies have pointed out the importance of the basal friction on the dynamics of rock avalanches, landslides, and debris flows, which consist in large-scale flows of grains in different sizes.Inclined planetestings were conducted to investigate the basal friction of bidisperse granular assemblies, characterized by the size ratio, the proportion of fine grains,and the thickness. Results show that (1) 53 % in all of the assemblies continually slide after the first sliding, while other assemblies experience secondary sliding when the inclined angle is increased; (2) When the thickness of assemblies was designed as 10 cm, the basal friction angles firstly decreased and then increased with the proportion of fine grains. The variation tendency is consistent with the conclusions drawn by other researchers. When the thickness was 5 cm, the trend of basal friction angle was similar with the cases of 10 cm but exhibited an oscillatory behavior. In the cases of 15 cm in thickness, the basal friction angles first decreased and then increased twice, which are totally different with the cases of 5cm and 10 cm. (3) The basal friction did not closely related to the height of the container when in the same proportion. Thesetest results indicates that secondary sliding was a distinct friction characteristic. A secondary sliding may contribute to the abrupt-sliding of nature landslides. The influence of thickness of assemblies on the basal friction was extremely complicated, which may not only related to the variation of overlying pressure, but also to the density and size distribution of grains. This effort was contributed to further reveal the frictional characteristics of granular materials.

SEDIMENT DISASTER POTENTIAL STUDY OF ISOLATED COMMUNITY IN MOUNTAIN AREA

TSAI, YUAN-FAN[1], CHAN, CHUN-HSIANG[2], CHANG, CHENG-HSIN[3]
[1]*Department of Social and Regional Development, National Taipei University of Education, No.134, Sec. 2, Heping E. Rd., Da-an District, Taipei City 106, Taiwan (R.O.C.), tyf@tea.ntue.edu.tw*
[2]*Department of Geography, National Taiwan University, No. 1, Sec. 4, Roosevelt Rd., Taipei 10617, Taiwan (R.O.C.), d04228002@ntu.edu.tw*
[3]*Department of Civil Engineering, Tamkang University, No.151, Yingzhuan Rd., Tamsui Dist., New Taipei City 25137, Taiwan (R.O.C.), cc527330@mail.tku.edu.tw*

Due to worldwide climate change, the frequency of critical rainfall events and rainfall distribution patterns in Taiwan have been changed, as the result, the occurrences of various sediment disasters also raise in mountain areas. This phenomenon causes serious damages especially in some mountain areas which have inconvenient traffic situation and sensitive environment regions, thus, these areas have higher potential to become isolated island where people cannot leave one place to the other through any transportation tools on the ground.

In order to face and adapt isolated effect caused by critical rainfall events, this study collects all isolated effect related cases and constructs their disaster factors, then estimates the blocking probability of isolated island potential in each village based on access road in various disaster potential regions. This study focuses on high potential regions and evaluates multiple sediment disaster risks. Categories of sediment multi-hazard include landslide, debris flow, deposition and erosion of channel and even compound disaster (flood damage) caused by serious sediment movement. To design a multiple sediment disaster risk evaluation, the minimum stock in emergent shelters and the proper condition of themselves are necessary.

Moreover, combine public participation advices and disaster prevention decisions in local areas to generate the consensus based on theoretical and practical conditions at the same time. At last, self-disaster prevention community construction can reduce the losses from disaster through growing up disaster prevention consensus and helping the development of local disaster prevention association.

DEBRIS FLOW BLOCKING RIVER IN THE UPPER REACHES OF MINJIANG RIVER AFTER THE WENCHUAN EARTHQUAKE, CHINA

XIE HONG[1], LI YONG[1], SU PENGCHENG[1], YU BIN[2]
[1]*Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China;*
[2]*Chengdu University of Technology, Chengdu 610051, China*

Abstract. Epicenter of the Ms8.0 Wenchuan earthquake in 2008 is located in Yinxiu town in the upper stream of Mingjiang River. The earthquake has greatly promoted the debris flows in the area, debris flow is very active with high frequency and huge magnitude. There is high potential of blockage of the Minjiang River by debris flows in the future, which are not only directly damage reconstruction after the earthquake, but also it is dangerous for security of residential area along the Mingjiang River.

1 Overview of the Upper Minjiang

Minjiang joins Yangtze with the largest annual runoff, about 90 billions m^3, and the upper reaches of 340 km length are located in the upstream of Dujiangyan. It originates from the Qinghai-Tibet Plateau and rushes in the gorges in the Longman Mountains from the north to south, passing through several counties and cities of the western Sichuan (Fig. 1), covering an area of 23034 km^2.

Fig. 1. Location of the Upper Minjiang.

2 Disasters of river blockage

The most often blocked part of Minjiang is the 80km Dujiangyan-Wenchuan section, which is located in the gorge area with the largest variation of relief, and where is also of the highest intensity of earthquake, between IX and XI. The river was frequently blocked by rainstorm-induced debris flows in the six years after the earthquake (Xie et al., 2008; Cui et al., 2008; Yin et al., 2009; Chen and Booth, 2011; Wei et al., 2011). In particular, 27 debris flows occurred on July 10, 2013, caused 29 deaths and missing's, blocked the river and formed 27 dammed lakes, which threatened the counties, towns, and villages, as well as highways, factories, power stations along the river, and resulted in loss of 3.8 billion (RMB)（Fig.2 and Fig.3).

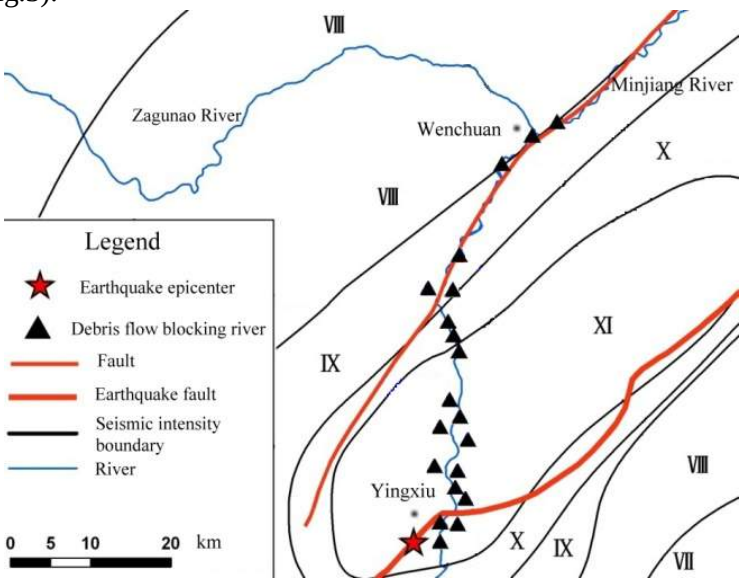


Fig. 2. Blocking sites and earthquake intensity along Mingjiang (Wenchuan-Dujiangyan section).

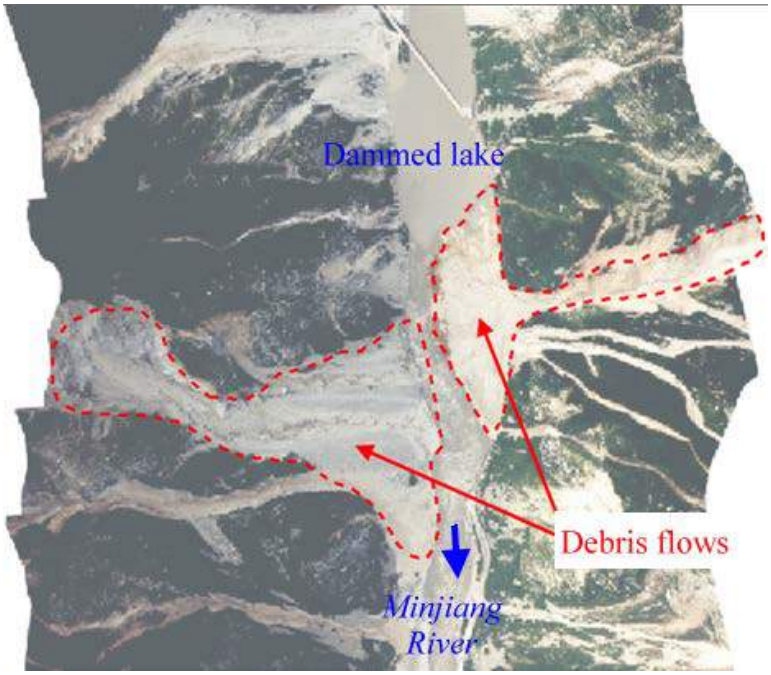


Fig. 3. Photo of the blocking event in July, 2013.

3 Major events of river blockage

3.1 Debris flow in Mozi Gully

The first debris flow after the quake occurred in Mozi Gully on July 14, 2008, which buried the bridge on the G213 Highway and 500m of road, and blocked Minjiang (Su et al., 2012). Since then, temporary blockage often occurred in rainy season. The sediments of debris flows dammed the river and formed lakes, submerged 19 families for a long time (Fig.4).

Fig. 4. Debris flow blocking river (Left: Yinxing Gully; Right: Guanshan Gully).

3.2 Debris flows in Hongchun and Shaofang Gully

On August 14, 2010, the Hongchun and Sahofang gullies on the left bank of Minjiang poured 8×10^5 m^3 of debris flows into the river and formed a dam 100m wide and 350~400m long, which elevated water level up to 11m (Tang et al., 2011; Yu et al., 2008). Then the dam was washed out and the river turned to the right and rushed into the newly constructed town, killed 10 deaths and 21 missing's.

3.3 Debris flows in Gaojia Gully

Gaojia is a highly active gully of debris flow since the earthquake, and the debris flow on July 3, 2011 blocked the river and destructed the highway and bridge on the opposite bank.

3.4 Debris flow in Qipan Gully

On July 10, 2013, debris flow in Qipan Gully blocked Minjiang, caused 15 deaths, affected more than 4000 persons, and destroyed factories and highways; and the dammed lake inundated villages in vicinity (Fig. 5).

Fig. 5. The Qipan debris flow blocked Minjiang and inundated villages.

4 Characteristics of debris flows blocking the river

4.1 Unpredictability

All the debris flows blocking river burst suddenly at the stimulus of rainstorms. They rushed into the river and blocked flow, then the elevated flood overflowed and inundated towns and villages in a short time.

4.2 Concentration in the extreme intensity area of the earthquake

The blocking debris flows are mainly distributed in the Yingxiu-Wenchuan section of Minjiang, especially in the section from Yingxiu to Miansi, which is located in the area of extreme intensity of earthquake where is abundant with loose material supplies to debris flows.

4.3 Concentration in gorges

The upper Minjiang has a high relief up to 5500m only within 70km of distance, and the south is cut much deeper than the north and thus provides high potential of the mass movement. Therefore most debris flows are distributed in the south.

4.4 Concentration in the area of high precipitation

The Yingxiu-Miansi section of Minjiang is of frequent rainstorms, with rainfall much higher than the other regions, such as the Wenchuan and Maoxian County . Many debris flows blocking Minjiang since the earthquake to 2013 occurred in this area; and only one event occurred in the Maoxian County.

4.5 Coarse grains and boulders

Debris flows blocking river are highly energetic as to move huge boulders (Fig.6). Fig.7 shows the shows the grain compositions of the flows, indicating they are coarse-grained and thus of high competence of transport.

Fig. 6. Huge boulder moved by debris flow in Qipan Gully.

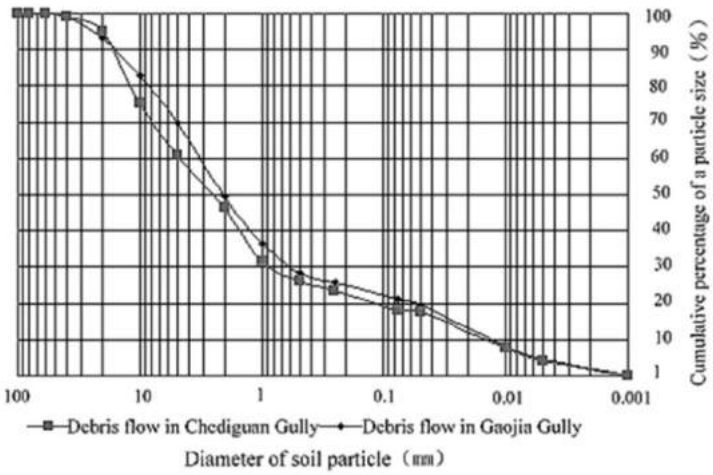


Fig. 7. Grain compositions of blocking debris flows.

4.6 Large magnitude

Blocking debris flows occurred in flood season of Minjiang that has the maximal discharge as high as 5480m/s^3 (1964 record), therefore only large debris flows can block the river. Field surveys indicate that the magnitude is about 10^5 ~ 10^6m^3 on average.

5 Conclusion

According to the analysis of the foregoing, there are some conclusions as follow:

(1) The Wenchuan earthquake has greatly increased the activity of debris flows in the Upper Minjiang, requiring the enhancement of prevention works;

(2) Early warning systems are urgent in order to effectively reduce the loss of living and properties because of the unpredictability of debris flows;

(3) It is necessary to raise the standards of highway construction and prevention works so as to resist the destruction of debris flows;

(4) Accelerating recovery of ecosystem in the earthquake area is helpful in reducing the potential of debris flows.

Acknowledgements

This research was financially supported by the National Natural Science Foundation of China (41372366).

Chen Y, Booth D C. The Wenchuan Earthquake of 2008: Anatomy of a Disaster [M]. Springer: Science Press, 2011.

Cui Peng, Wei Fangqiang, He Siming, et al. Mountain Disasters Induced by the Earthquake of May12 in Wenchuan and the Disasters Mitigation[J]. Journal of Mountain Science, 2008, 26(3):280-282. (In Chinese).

Su Pengcheng, Wei Fangqiang, Cheng Zunlan. Debris Flow Activity of Mozi Gully after Wenchuan Earthquake on May 12 [J]. Journal of Yangtze River Scientific Research Institute, 2012, 29(2):16-23. (in Chinese)

Tang C, Zhu J, Ding J, Cui X F, Chen L, Zhang J S. Catastrophic debris flows triggered by a 14 August 2010 rainfall at the epicentre of the Wenchuan earthquake. Landslide. 2011, 8: 485–497.

Wei Fangqiang, Su Pengcheng, Jiang Yuhong. Distribution Characteristics of Landslides and Debris Flows in the Wenchuan Earthquake Region before and after the Earthquake [J]. Disaster Advances, 2012, 5(4):285-294.

Xie Hong, Zhong Dunlun, Jiao Zhen, et al. Debris Flow in Wenchuan Quake-hit Area in 2008[J]. Journal of Mountain Science, 2008,27(4): 501-509. (in Chinese).

Yin Y, Wang F, Sun P. Landslide Hazards triggered by the 2008 Wenchuan Earthquake Sichuan, China [J]. Landslides, 2009 (6):139-151.

Yu Bin, Ma Yu, Zhang Jiannan, et al. The Group Debris Flow Hazards after the Wenchuan Earthquake in Longchi, Dujiangyan, Sichuan Province [J]. Journal of Mountain Science, 2011, 29(6):738-746. (in Chinese).

EXPERIMENTAL STUDY OF THE FLOW RESISTANCE OF COHESIONLESS PARTICLES IN A MUD SLURRY

YANG H, WEI F, HU K, LV J

Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences (No.9, Sec. 4, South Renmin Road, Chengdu, Sichuan 610041, China) E-mail: yanghj@imde.ac.cn

In two-phase debris flow models, the fluid phase consists of water and the clay fraction of solid particles, and cohesionless particles are considered as the solid phase. Interactions between the two phases should be concerned in numerical simulation. The influence of cohesionless particles on the rheology of a mud slurry has been widely reported, while less attention has been paid to the reverse influence. In order to investigate the effect generated by a mud slurry upon the flow resistance of cohesionless particles, a series of laboratory experiments were performed. For one thing, natural repose angles of gravel particles in air, in water and in a mud slurry were measured separately, giving similar values of the natural repose angle. For another, rheological tests were carried out using a vane geometry to measure the flow resistance of sand particles in mud slurries of different solid concentrations both at low and high rotational speeds. Results show that the flow resistance measured at the low rotational speed varies with time initially and then becomes stable. Therefore, a minimum value and a stable value can be found, representing flow resistances mainly caused by viscoplasticity and particle contact friction respectively. The two values show an increasingly remarkable difference when the mud slurry is more concentrated. Moreover, the stable value was normalized to compare frictional coefficients of different samples. It shows that the mud slurry has no observable effects on the frictional coefficient which agrees with experimental data from the natural repose angle test. Furthermore, flow resistances of sand particles in a mud slurry were tested at a series of rotational speeds to compare with resistance values obtained from sand particles in air. It shows that the mud slurry can decrease the flow resistance of sand particles, with the effect becoming more remarkable when the rotational speed is higher. In conclusion, experimental data in this study indicate that excess pore fluid pressure plays an important role in the movement of cohesionless particles. The existence of a mud slurry contributes to the preservation of excess pore fluid pressure and thus the flow resistance can be decreased.

THE PRELIMINARY STUDY OF PRESENT SITUATION OF HUNSHUIGOU DEBRIS FLOW PREVENTION ENGINEERING AND RISK ASSESSMENT

YANG SHUN[1], HUANG JIANGCHENG[2], LIU JIANKANG[1], PAN HUALI[3]

[1] *Technical Center for Geological Hazard Prevention and Control, CGS, Institute of Exploration Technology, CAGS, Chengdu 611734, China. E-mail: yangshun09@126.com*

[2] *Institute of International Rivers and Ecological Security, Yunnan University, Yunnan Key Laboratory of International Rivers and Trans-boundary Eco-security, Kunming 650091, China. E-mail: explor99@ 163.com*

[3] *Institution of Mountain Hazard and Environment, CAS, Key Laboratory of Mountain Hazards and Surface Processes, CAS, Chengdu 610041,China. E-mail: phl0902@126.com*

Abstract. Debris flow in Hunshui gully is a long story, since 1970s, debris flow prevention engineering has been built. With cascade check dams and stacked ridge, the occurrence frequency of Hunshui gully's debris flow decreased sharply. Loosen solid materials trapped in the check dam and press the toes of landslides gradually, trees are growing up and stable the surface solid materials. Through analyze the current debris flow hazard environment and prevention engineering work state, together with field survey, it get the current state of channel flow capacity and sediment transport characteristics. According to available calculation method, it calculate the rainstorm force, runoff parameter, coverage parameter, and peak flood discharge once in 100, 50, 20, 10 years. Base on the calculation process, it can obtain different peak flow discharge on condition of density with 1.90, 2.00, 2.09 and 2.20 respectively.

INTRODUCTION

Debris flow is a flow of a sediment–water mixture driven by gravity, which composed of water, clay, silt, sand, gravels, and boulders and has a definite structure. Due to its outburst suddenly and move quickly, it takes a big menace to local people's life and property. The outlet of Hunshui gully lies in longitude 98°12′ and latitude 24°25′, which belongs to Yingjiang county of Dehong, east of Yunnan province, Lianghe county is in the north direction, Hunshuigou is a debris flow gully on the left bank of Hulukou gorge, Dayingjiang River[Du R H , 1987. Zhang X B, 1989].

Hunshuigou originated from Shuzhunao Mountain at the altitude of 1820 meters, which flow from south to north and arrive in Nandi River at the elevation of 958 meters [Wu J S, 1993. Li D J, 1997. Ma D T, 2005]. Generally, the shape of Hunshuigou seems to a funnel, widely in upstream and narrowly in downstream, seen Fig. 1.

The area of Hunshuigou is 5.91km^2, length is 4.70km, and the longitudinal gully is ca. 136‰. Accordingly, the average elevation of watershed is 1300m, through statics and field survey, the area of landslide is 3.4 km^2.

Fig. 1. The watershed shape of Hunshui gully (from Google earth).

Since last 1970, Hunshui gully gradually formed debris flow prevention ideas by local government, which has been built check dams among the middle stream canon and small check dams in the sub-gully. The high check dams prevent tons of solid materials and press the slope foot, therefore, most of landslide on the both side of gully stopped move gradually, as for slope on a high place in the sub-gully, the small-scale check dam prevent this type solid materials efficiently[Wang S G, 2005]. After 15 years safety work, it is the time to assess the hazard activity and give effective advances to administration.

THE OUTLINE OF HUNSHUI GULLY DEBRIS FLOW HAZARD AND PREVENTION ENGINEERING

The Outline of Hunshui Gully Debris Flow Hazard

It is reported that more than 100 years debris flow history. During Daoguang Period, Qing Dynasty, Hunshui gully is a beautiful natural watershed, thousands of trees grows and full eyes of animals running and flying, the favorable ecological environment made there were none of debris flow disasters available. Thus, two local villages distributed in the plate of the middle watershed. With increase of people, more land need to plant food crops, due to the average slope of Hunshui gully is more than 25 degree, the slash and burn style by local people made the vegetation worse and landslide slash frequently. From then on, soil erosion appeared seriously, most of landslide lost stable. Especially under rainstorm, the abundant of solid materials flow downward mixed with flood and driftwood, which made slop foot unstable and landslide activity increasing. Thus, a vicious circle of 'Landslide → debris flow → landslide → debris flow' formed. After earthquake of 1924, 1925 and 1939, the old landslide start activities, with plenty of loosen solid materials, some large scale debris flow burst, which made the two villages move to Shizhu-nao necessarily. Due to frequently burst out of debris flow, large scale debris flow entered into Landi River, which made both bank of Nandi River flooded totally.

Before 1970, there were 3 to 5 debris flows burst out annually, which blocked the Nandi River and made river stop more than half an hour each time. With the 2 kilometers backwater outburst resulted rare flood disaster. For example, in June, 1974, aroused by heavy rainfall process, a large scale debris flow rushed out of Hunshui gully which lead to bury farmland 460 hm^2 and 6 villages moved to another safer place, additionally, Binhan Bridge was destroyed and the traffic disruption reached half month, which resulted more than one million Yuan loss.

Recent one hundred years, the frequently changes of Nandi River course resulted in most of slope on the both bank unstable, it's easily outburst by heavy rainfall.

When cascade check dam work on, two effects apparently, one is numerous loosen solid materials have trapped in the check dam, the other is the trapped materials in the check dam force down the newly and old slope toes, which made it stable gradually. Despite, small scale debris flows still flush out of the check dam recently, through field survey, the mixture of debris flow are tree stem, deadwood, weathered granite and clay, seen Fig. 2.

Fig. 2 The driftwood and granite distributed on the artificial plain above cascade check dam.

Hunshui Gully Geo-Hazard Environment

Hunshui Gully debris flow broken out frequently before prevention work, which related to available large scale landslide, steep terrain and abundant of rainfall.

Topography

Hunshui Gully locates Dayingjiang canyon, which belongs to mountainous canyon debris flow. Generally, Hunshui gully can be divided by mountain, gully and deposited fan, the mountain takes up most of the watershed, which distributed between 1300 and 1800 m. Most of the landslide distributed this area, loosen solid materials angle of repose reached 35 degree. The steep slope make materials are in limit equilibrium state, which possess bigger potential, especially under rainfall excitation, the equilibrium would fail to move as collapse, landslide et al, through grading the slope angle, seen Fig. 3.

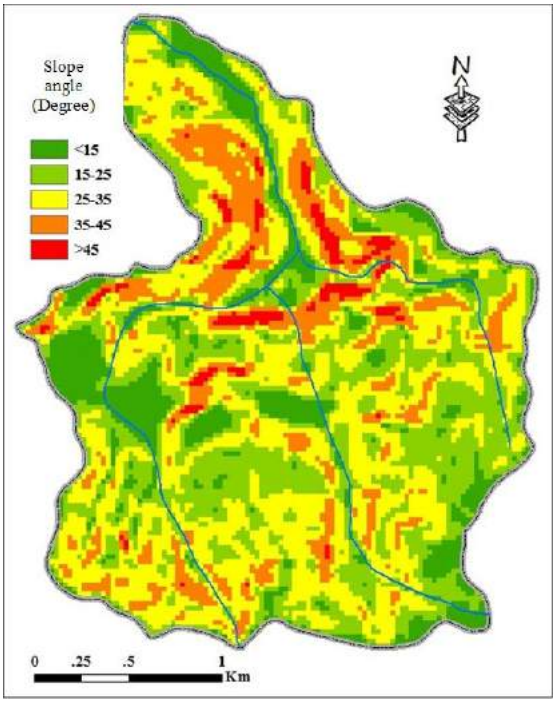


Fig. 3 The slope angle classfication map of Hunshuigou watershed.

Materials resource

The loosen solid materials in Hunshui gully are newly landslide and ancient landslide, the lithology are mainly high weathered Migmatite and Granite.

Newly landslide is highly development, which distributed in each Concave, through landslide activity extent, there are three types of landslide, as activity landslide, interval activity landslide and stable landslide. The activity landslides are mainly sites in NO 1, 2,3,4,7 Concaves, those 7 landslides area reach 0.51 square kilometers, the volume of loosen solid materials is ca. 20 million cubic meters, which is the mainly source of solid materials. The interval activity landslide is NO 6 Concave and some small scale landslide in Hengliangzi, Houziyan district, through field survey, the volume of interval activity landslide is nearly 3000 cubic meters. The stable landslides are mainly distributed in downstream, small scale of those landslides and plenty of debris flow deposit prompt slop even more stable.

The ancient landslides are also very development, there are three ancient landslides are mainly distributed in Hengliangzi- Houziyan and plate between 1300 and 1400. The area of ancient landslide is ca. 3.4 square kilometers and account at 75.5 % of the total watershed.

With active fault and landslide effect, the mountain surface of Hunshui gully is broken heavily and weathered seriously. The mixed granite changed to sand widely, which provide numerous sources for Hunshui gully debris flow.

Rainfall condition

Water resource in Hunshui gully is sufficiently. One is special location of subtropical region, the south-west monsoon prompt the annual precipitation reach more than 1500 mm, but most rainfall concentrated in rainy season. The other is surface water along Dayingjiang Fault, together with groundwater, which make the discharge of surface water is steady. The rainfall parameters of Hunshui gully is seen in Tab. 1.

Tab. 1

Rainfall parameters of Hunshui gully (unit: mm)

$24H_{max}$	$1H_{max}$	$24HC_v$	$1HC_v$	Annal precipitation
84	36	0.38	0.38	1500

The Current State of Debris Flow Prevention Work

The Current State of Check Dam

From 1970, Hunshui gully have been built 7 check dams between Houziyan and outlet downstream, additional 18 small check dam in sub-gully and 13 submerged dam under cascade check dam group. Loosen solid materials mixed with water import check dam formed artificial plain, which presses the slop toe gradually, debris flow activity intensity decreased significantly, great changes have happened to Dayingjiang riverbank because of the decrease of silt discharge. Through field survey and GIS statistics, the cascade check dam in Hunshui gully prevented millions of silt after work, plenty of silt formed a 0.3 square kilometers, the average slope is between 30‰~50‰, Overall, the cascade check dam group is running well so far, but the deposit is full of each check dam. Currently, trees have been growing up in check dam and the damage extent of check dam is minor.

Channel Flow Capacity and Sediment Transport Characteristics

Since the cascade check dam groups have been built, loosen solid materials trapped in the check dam and reached the head of the dam. Thus, because of the check dam, the characteristics of debris flow gully changed, base level of the erosion rise up and the erosion capacity decreased sharply. Through field investigation, the sediment transport is between 0.5 and 2.0 cubic meters per second in dry season.

HAZARD ASSESSMENT OF HUNSHUI GULLY

Original Data

Through field survey and available data from local authorities, the Hunshui gully's area is 5.91 km^2, the length is 4.70 km and the average slope gradient is 152‰.

Rainstorm Force

According to the rainfall contour map and calculation from Yunnan Hydrological Manual, it can be determined Hunshui gully's rainstorm characteristics value, such as $\overline{H}_{1/6}$, $\overline{H}_1$, $\overline{H}_6$, $\overline{H}_{24}$, C_v, C_s and rainfall exponential value n, from Pearson-III table to calculate designed frequency value of *n* and S_p.

Through $H_{tp} = K_p\overline{H}_t$, it can calculate the designed rainfall value. Where H_{tp} is the designed rainfall value of different frequency, compare to the rainfall duration of 1, 6, 24 hours respectively, unit, mm. $\overline{H}_t$ is rainstorm duration of 1, 6, 24 hours respectively, unit, mm. k_p is Bebi coefficient and check from Pearson-III table. As to small watershed, use equation (1) to calculate firstly.

$$n_2 = 1 + 1.258lg\left(H_{1p}/H_{6p}\right) \quad (1)$$

When rainfall duration is between 1 to 6 hours, S_p is can be set by H_{1p}.

Therefore, the calculation result of Hunshui gully can be seen in Tab. 2.

Tab. 2

The calculation result of rainfall force(Cs=3.5Cv)

Frequence	$H_{1/6}$	$Cv_{1/6}$	H_1	Cv_1	H_6	Cv_6	H_{24}	Cv_{24}	n_2	S_p
P=1 %	26.440	0.3	80.280	0.38	116.100	0.36	187.320	0.38	0.794	80.280
P=2 %	24.412	0.3	72.720	0.38	105.516	0.36	169.680	0.38	0.792	72.720
P=5 %	21.610	0.3	62.388	0.38	91.314	0.36	145.572	0.38	0.787	62.388
P=10 %	19.347	0.3	54.324	0.38	80.028	0.36	126.756	0.38	0.784	54.324

Runoff Parameter μ and Coverage Parameter m

Through the runoff parameters table of Yunnan Hydrological Manual, Hunshui gully belong to the third district of steep slope and thinner soil layer. That is the runoff parameters equation can be calculated as $\mu = 3.6F^{-0.19}$. *F* is the area of the single watershed.

The coverage parameter *m* is reflect .the characters of flood coverage, which relate to hydrology and local climate, especially the underlying of the small watershed. From the coverage table, *m* can be

calculated as $m = 0.318\theta^{0.204}$. Where θ is the characteristics coefficient of small watershed $\theta = L/(J^{1/3}F^{1/4})$. L is gully length (unit: m) and J is slope gradient (unit: ‰).

Therefore, the calculation results is as follows, θ=5.613, *m*= 0.452 and μ=2.569 respectively.

Peak Flood Flux

With the parameters and calculate equations above, it can calculate the characteristics flood discharge of once in 100 years, once in 50 years, once in 20 years and once in 10 years respectively, the results is seen Tab.3.

Tab. 3

The flood flux of Hunshui gully on condition of different rainfall frequency

Watershed	Designed Frequency	Characteristics Peak Flow Q_B（m^3/s）
Hunshui gully	p=1 %	71.845
	p=2 %	64.771
	p=5 %	55.168
	p=10 %	47.621

Debris Flow Discharge and Hazard Assessment

Through field survey and sampling test, Hunshui gully's debris flow is classified high density and heterogeneity fluid. Therefore, it is presumed that the density as 1.90 t/m^3, 2.00 t/m^3, 2.09 t/m^3 and 2.20 t/m^3respectively. Together with fixed the blocking coefficient is 1.0 because of the short gully length. The calculated results are seen in Tab.4.

Tab. 4

The debris flow discharge of Hunshui gully

Density γ_c(t/m^3)	Designed Frequency	Peak Flow Qc'(m^3/s)	Density γ_c(t/m^3)	Designed Frequency	Peak Flow Qc'(m^3/s)
1.90	p=1 %	152.672	2.09	p=1 %	200.225
	p=2 %	137.638		p=2 %	180.508
	p=5 %	117.231		p=5 %	153.746
	p=10 %	101.195		p=10 %	132.715
2.00	p=1 %	174.482	2.20	p=1 %	244.274
	p=2 %	157.300		p=2 %	220.220
	p=5 %	133.979		p=5 %	187.570
	p=10 %	115.652		p=10 %	161.912

From the Tab.4, it is easily to get that with high density and low frequency, the peak flow discharge is larger than 200m^3/s. Landslide in Hunshui gully is account of sufficient solid materials of debris flow, compare to prevention engineering ahead, current debris flow hazard of Hunshui gully decreased sharply.

CONCLUSIONS

Since the prevention engineering has been built up, the occurrence frequency of Hunshui gully debris flow decreased sharply.

The cascade check dam trapped numerous loosen solid materials and press the landslide toes is the key point of stabling the ancient landslide and newly landslide.

Through available calculation method, it calculate the peak flood and debris flow discharge, as to density of 1.90, 2.00, 2.09 and 2.20 t/m^3 under designed occurrence frequency, the peak flow discharge change from 100 m^3/s to 240 m^3/s.

Acknowledgments: *This work was financed by the National Nature Science Foundation of China (grant no: 41502330) and China Geological Survey Project (Grant no: 12120113011000).*

Zhang X B. Yunnan Dayingjiang debris flow. Chengdu, Chengdu Map Press, 1989: 83-102

Wang S G. Debris flow in Hunshui Gully and fluvial processes of Dayingjiang River in Yunnan Province. Journal of Sediment Research, 2005(5):28-34.

Ma D T, Zhang J S, Feng Z L, et al. Main Causes of the Landslide, Debris Flow and Torrential Flood Disasters on July 20, 2004 in Yingjiang of Yunnan and the Disaster Reduction Measures. Journal of Catastrophology, 2005(01): 67-71.

Li D J. Theory and Practice of Debris flow disaster. Beijing: Science Press, 1997: 95- 104.

Du R H, Kang Z C, Cheng X Q, et al. A Comorehensive Investigation and Control Planning For Debris flow In the Xiaojiang River Basin of Yunnan Province. Science and Technology Literature Publishing House, Chongqing Branch, 1987.

Wu J S, et al. Debris flow and its prevention, Beijing : Science Press, 1993.

DZ/T 0220-2006. Specification of geological investigation for debris flow stabilization, Beijing: China Standard Press, 2006.

Takahashi, T. Debris flow: mechanics, prediction and countermeasures, Taylor and Francis Group, London, UK, 33–101, 2007.

PROBABILITY FORECAST METHOD OF REGIONAL HIGHWAY GEOLOGICAL DISASTER BASED ON EFFECTIVE RAINFALL

YUMEI LI[1], ZHI WANG[2], JINGYUE DI[1]

[1]*NationalMeteorological Centre, China Meteorological Administration*

[2.] *Public Meteorological Service Center, China Meteorological Administration*

Abstract. In this paper the Sichuan province and Chongqingcity of China are selected to investigate the critical factors forhighwaygeological disaster (HGD).Hourly rainfall data in 2010-2012, from rain gauge stations closest to HGD places, are used to analyse the correlation between daily rainfall and HGD. Specifically, we attempted to relate HGD todaily rainfall data observed 20 days prior to the occurrence of HGD.Based on principal component analysis and cluster analysis, it was found that the relationship between 20 days daily rainfall factors havelittle correlation, it is hard to classify them. Except the daily rainfall of the disaster occurred has the bigger average value, other 19 dailyrainfalls have the lower average value. Therefore, by using effective rainfall of 20-day antecedent precipitation as hazard factor ofHGD, and then matching the probability (frequency) of occurrence, and establishing the probability forecast equation of highway geological disaster. Finally, it utilises true disaster data in 2009 to examine and prove that probability forecast equation has a positive ability of highway geological disaster probability forecast.

Keywords. Highway geological disaster,critical rainfall, effective rainfall, probability forecast.

Introduction

Highway damage is often caused by geological disasters and meteorological disasters.Geological disasters involve rockfall,earth slide and debris flow, etc. Meteorological disasters refer to torrential rain, continuous rain, etc. They are the main and direct causes resulting in the roadbed damages, buried road and different highway damage.

Highway damage by debris flow which triggered by precipitation is a common highway water damage in the process of the highway construction and maintenance in hilly areas. It is also the main external force of damaging highway construction through the debris flow gully. In China, Hengduan Mountains, including Northern Yunnan, Western Sichuan, Southeast Tibet, and Western Qinling Mountain, are the strong development areas of mudslides. This area restricts to normal operation on highways of national highway 108, 212, 318, 319 and more than 10 provincial trunk roads. Also, Northern Tianshan of Xinjiang Dushanzi to Qiao Erma section is the concentrated development areas of mudslides in northwest of China, which restricts the normal operation of national highway 217.

Likewise, landslides triggered by precipitation have the tremendous influences on highway damage. In September 2008, the continuous precipitation in Lanzhou led to large landslide areas of various sections of highway, includingLanlin, Lanhai and other places surrounded by Lanzhou, and then roadbed damage led to traffic disruption. Landslides caused more than 122,000 cubic metre soil and rock, and financial loss over 4000 million Yuan. In March 2009, in Chuanzang Highway K4122+200 meters, mountain collapse resulted in 30 meters of highway buried at ChuanzangRoad, in addition, 50 cars were trapped. Wide range of heavy rains in Guangxi Province caused highway roadbed damages, road broken, 282 disrupted traffic roads in total, and the direct economic loss was 4.3 billion Yuan.

In previous geological disaster statistics studies, it can be seen that the main meteorological factor was rainfall (Liu et al.,2009; Li et al.,2004). Moreover, torrential rain has the extreme damage of geological disasters on highway road operation, maintain and transportation security. However, few studies (Zeng, 2012) investigated highway geological disaster and critical rainfall.More studies are neededfor the main areas of highway alongside geological damage and critical rainfall. This study implementedaprob-

abilistic method for predicting highway geological damages and providing early warning support based upon critical rainfall amount.

Studied area and data processing

Studied area and damage sample

This studyused highway geological damage information in China during 2009-2012. It is found that the most highway geological disasters were in Sichuan Province and Chongqing city, other provinces has less geological disasters that are not representative. Thus, we decided to use Sichuan Province and Chongqing city to investigate rain factors and the critical rainfall amount of the highway geological disasters.

The historical highway geological disaster data were collected from damage bulletin at transportation department. When describing disasters, most of time it can be defined as minutes, and then made up of disaster information table for hours. But the disaster address was the message of road in some provinces, marked with road section, without disaster coordinate information. As a result, the information of highway and address names had been dealt with, and the central position in administration office fields was selected as the damage point, time accuracy at minutes, occurred damage points within coordinates information of highway geological disasters table, and finally collected 334 effective damage data.

Rainfall observations

In national geological disasters and meteorological predication services, about 2500 weather stations' daily rainfall data were used by geological disasters meteorological predication model, because it's hard to obtain exact time of occurrence of geological disasters when the model were built in 2003. Now, the geological damage information isaccurate at hours. Indeed, as China's automatic rainfall station monitoring has developed from 2007, dense, accurate and punctual rain gauge stationshave provided hourly rainfall monitor. Until September 2012, about 30,000 automatic rainfall stations were opened and investigated.

Rainfall stations have different situations with geological damage points, but automatic stations and national stations were dense. Therefore, by determining the distance from the damage point to rainfall station, the nearest rainfall station can be chosen as the damage point. The average distance between damage points and rainfall stations was 7.3 km, many rainfall stations were away 1-2 km from damage points. But some of the highway roads were very remote with the average distance to rainfall station was 56km, therefore, there was less than 10 damage points away from rainfall station.

There is a strong correlation between geological disaster and previous or current rainfall (Yao et al.,2005; Xu et al.,2007; Gao et al., 2007), back of 20 days from the disaster time, taking hourly rainfall from precipitation station, and then adding the daily rainfall. For instance, Ganxigou tunnel of G326 Xiuhe highway in Chongqing has been traffic stop by landslide at 15:00p.m. 14th October 2011. The hourly rainfall data for a 20-day period from 15:00p.m.14th October, 2011 to 15:00p.m. 24th September, 2011, were used to investigate this case.

The characteristics of highway geological disaster and disaster-causing rainfall distribution

From 2009 to 2012, the main categories of highway geological disaster includes rockfall, debris flow, earth slide, slope collapse, ground collapse and subsidence , and roadbed collapse, especially rockfall, debris flow, earth slide have accounted for 85 % in total (Fig. 1).

More highway geological disasters occurred during May and September in 2009 to 2012 (Fig.2), which counted for 86 % of a year on average. It's worth mentioning that the highest geological disaster was added up for 109 cases during July.

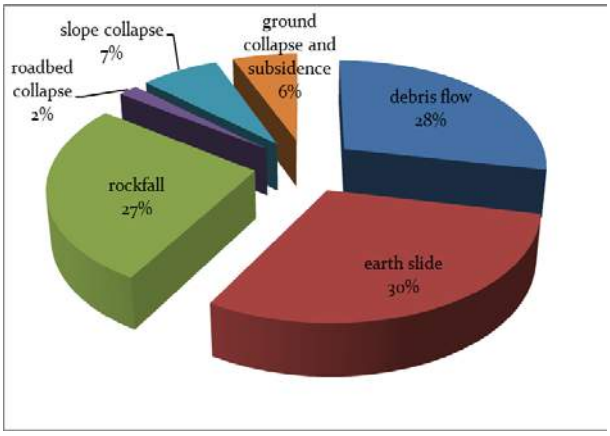


Fig. 3 presents the average rainfall characteristics 20 days prior to highway geological damage in the main roads of Sichuan province and Chongqing city (r1 denotes intraday rainfall, r2 refers to the rainfall of the day before disaster, others can be calculated as follows). 20-2 days before disaster, the average number of 24hr rainfall was similar, lower than 9mm. However, for average intraday rainfall (26.2mm), it was much bigger than other days.

Fig. 1.The main types of highway geological disaster of 2009-2012 in Sichuan province and Chongqing city.

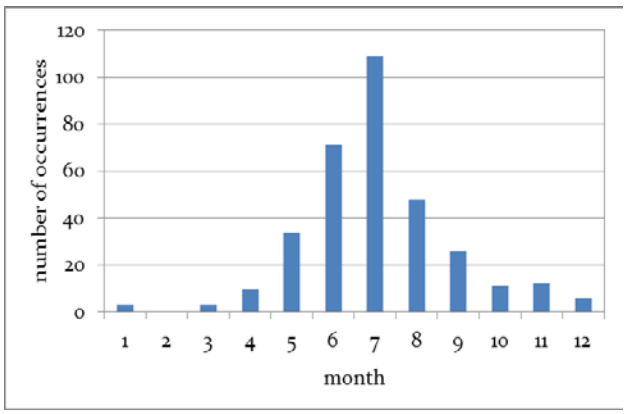


Fig. 2. The temporal distribution of main highway geological disaster in 2009-2012.

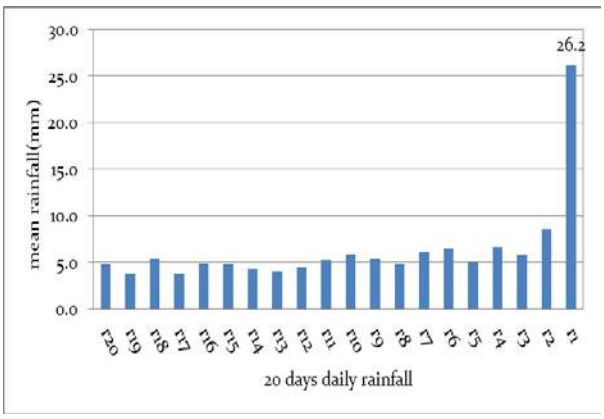


Fig. 3. The average daily rainfall (mm) of 20 days before the main highway geological disaster in 2009-2012 of Sichuan province and Chongqing city.

Factors analysis

As both Sichuan province and Chongqing city are in Southwest China, they has the similar geomorphological conditions and great hypsography changes, therefore, this could cause more damages at mountain road than the other place. It was not uncommon road by man-made cut slopes. It was located in the similar geological emergency area, and geological hazard risk of disaster points were close, As a result, all disaster points are assumed to have the same geological conditions. Moreover, both the early and current rainfall may cause geological disaster, we chose 24hr rainfall of 20 days as 20 factors to analyse the rainfall with SPSS statistical software.

The analysis of factor correlation

In order to investigate the most useful factors among 20 rainfall factors, this study took the factors team correlation analysis. The results showed that it was independent of 20 rainfall factors, the correlation was low, the most coefficients are less than 0.3, the significances(Sig) were small, which were lower than 0.4, therefore, the bad correlation between factors was found and each factor were more independent.

The main component analysis

Due to the low correlation of factors, it is difficult to choose the strong representative of the factors, so the study decided to analyse the 20 daily rainfall components, the results were showed:

a) By sample KMO（Kaiser-Meyer-Olkin) test, it was found that 20 factors of KMO equal to 0.521, which is close to 0.5. Thus, this is not suitable for factor analysis, and

b) To measure the degree of factor sample communalities, common factor variance generally less than 0.71, r1 (current 24hr rainfall) factor variance is 0.523. The result showed that the common factor was only explained for the 52.3 % variance of r1, and

c) The details of total variance explained were showed that 10 total factors caused by 65.218 % of cumulative variance. The results cannot prove all information of primary factor, which need 17 factors to explain 92 % of cumulative variance, but it resulted for more factors.

From the basic analysis, in terms of factors main competent analysis, the results showed that it was difficult to find main factor in 20 daily rainfall factors.

Factor clustering analysis

Taking the measurement of two-step cluster analysis for 20 daily rainfall factors, it showed as clustered together. Therefore, the result indicated that these 20 factors are not suitable for clustering analysis.

Effective rainfall factor

As previous results classified 20 factors were in the same category of cluster analysis, therefore, we took effective rainfall to combine 20 days of daily rainfall as one factor that called 20-day effective rainfall, the calculation formula is:

$$R_{20} = \sum_{i=1}^{20} 0.8^{i-1} r_i \qquad [1]$$

As seen from the formula, R_{20} refers to 20-day effective rainfall, r_i stands for daily rainfall in the preceding 20 days, *i*designates the exact number of days before geological disaster,0.8 is rainfall attenuation coefficient. As the same daily rainfall, if the time is closer to the disaster, daily rainfall is more effective on disaster'soccurence. Indeed, 20-day effective rainfall has integrated the total of 20 days daily rainfall, and the geologicaldisaster triggered by previous rainfall and current rainfall could achieve the effective unification, as a consequence, we chose 20-day effective rainfall as the only one rainfall factor of highway geological disaster.

Highway geological disaster probability fitting equation

Firstly, weapplied 2010-2012 disaster samples to establish highway geological disaster probability fitting equation, and then applied 2009 disaster samples to examine probability fitting equation.

To rank all 2010-2012 disaster samples of 20-day effective rainfall as sequences percentile sort, and to analyze their distribution pattern. 20-day effective rainfall percentile corresponds to the occurrence of geological disasters in 20-day effective rainfall probability (frequency) distribution.

Firstly, as 1 % intervals for 20-day effective rainfall percentile sorting, it used SPSS statistical software to select linear, logarithmic, quadratic, cubic, power, and exponential fitting methods for 20-day effective rainfall percentile for curve fitting (Fig. 4).

Preliminary analysis indicates that quadratic and cubic regression equation are the significant analysis, the number of Sig wereboth less than 0.01, so the result of R^2(coefficient of determination) were 0.957 and 0.996, close to 1 means regression equation was positive, especially cubic regression was better than quadratic regression. As from Fig. 5, it described that 20-day effective rainfall percentile value in the 100-400mmdistribution data points are few, and these areonly 6 scattered points , quadratic and cubic regression lines has the general effect during this range, it should take a smaller interval. As a result, the sample was divided into two parts of 20-day effective rainfall percentile value. Firstly, it selected [93 %, 100 %] range for 20-day effective rainfall percentile value as Series 1, and secondly, it used [1-93 %) range for effective rainfall percentile value as Series 2 to show as cubic regression. Due to the less sample of Series 1, the study decided to use 0.5 % intervals of Series 1 for 20-day effective rainfall percentile sorting, and then made quadratic and cubic regression lines (Fig. 5). It was found that R^2 of cubic regression was 0.979 and fitting better than quadratic regression (R^2 =0.959). On the other hand, Series 2 still uses 1 % interval, as R^2 of cubic regression was 0.978, which are more effective than quadratic regression (R^2 =0.954) too.

Therefore, 93 % 20-day effective rainfall percentile value is 116.5mm and considered as critical rainfall value, and then one established two quadratic regression forecasting equations:

As X＜116.5mm，

$$P_1 = -0.014 + 0.014X - 2.26\times10^{-5}X^2 - 2.49\times10^{-7}X^3 \quad [2]$$

As X≥116.5mm，

$$P_2 = 0.71 + 0.003X - 1.09\times10^{-5}X^2 + 1.34\times10^{-8}X^3 \quad [3]$$

P_1 and $P_2$are referred to probability of occurrence of highway geological disaster, X represents 20-day effective rainfall.

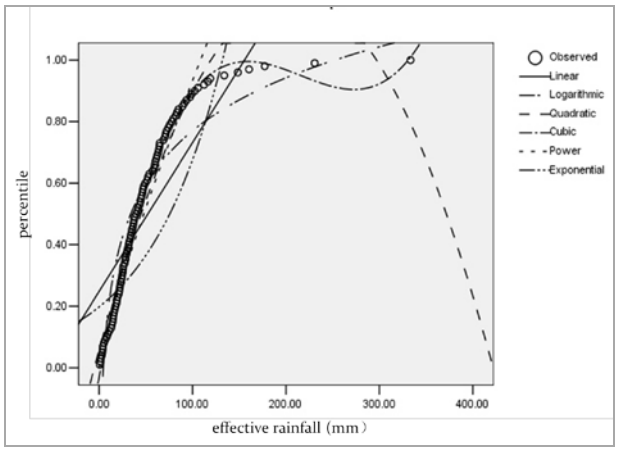


Fig. 4. 20-day effective rainfall percentile curve fitting comparison.

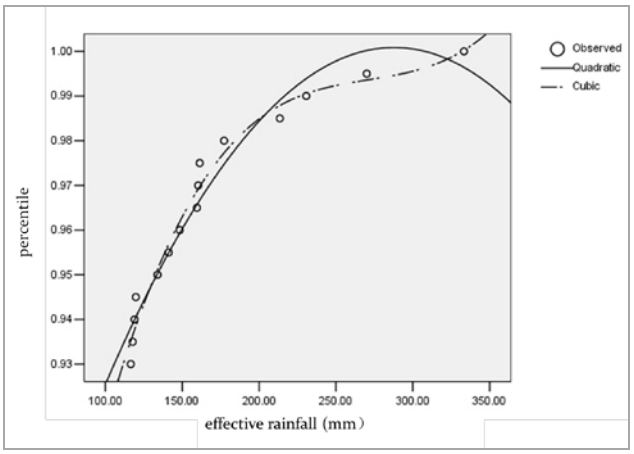


Fig. 5. The 20-day effective rainfall [93 %, 100 %] percentile values curve fitting graph.

Fitting equation verification

Fitting equation self-verification

This fitting equation selects and fits with annual data of 2010-2012. In the process of self-verification, it can be shown the differences between equation calculation of 20-day effective rainfall distribution and the actual distribution (Fig.6). The true value is the actual 20-day effective rainfall percentile values. Fitted value is probability value, which is calculated by fitting equation. Then the better test result is shown in Fig.6, it means the fitting equation can be used to predict the occurrence of highway geological disaster.

Fitting equation forecast verification

To calculate 20-day effective rainfall sample in 2009 disaster points, and then fit these data into equation [2] or [3] to get the occurrence probability forecast of highway geological disasters. Interestingly, it can be found that probability forecast value has coincidence change with 20-day effective rainfall value (Fig. 7).Specifically, 20-day effective rainfall experiences at the highest value, the occurrence probability of geological disasters experiences at the highest value as well. When 20-day effective rainfall value arrives at 149mm, the occurrence probability of geological disasters is 96 %. When 20-day effective rainfall arrives at 82mm, the occurrence probability of geological disasters is 84 %. When 20-day effective rainfall arrives at 33mm, the occurrence probability of geological disasters is 41 %. Consequently, it can be proven that fitting equation has a good result, which can utilise the forecast of the occurrence probability of highway geological disasters.

In terms of 20-day effective rainfall samples in 2009,3 sample valuesdid not achieve 4mm (the occurrence probability of geological disasters ＜4 %), but it also occurs geological disasters. Apparently, human factor is the main factor to affect geological disasters on highway, in that case there is small rainfall within 20 days. This kind of geological disasters has a big relationship with building road, repairing road, man-made cutting slopes, because it affects changes of geography and geology of road sides. In those road sections, light rainfall can induce geological disasters as well.

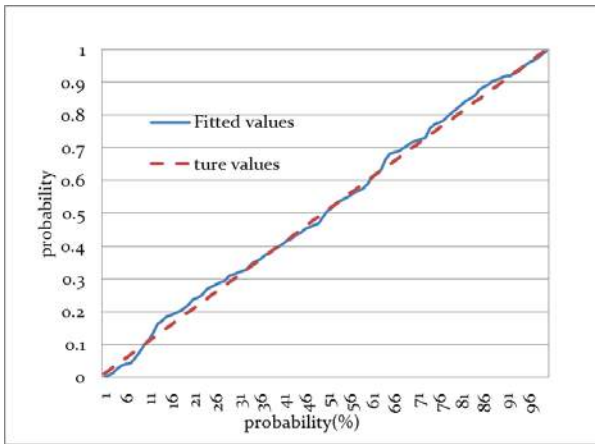


Fig. 6. The fitting contrast of 20-day effective rainfall probability distribution in 2010-2012.

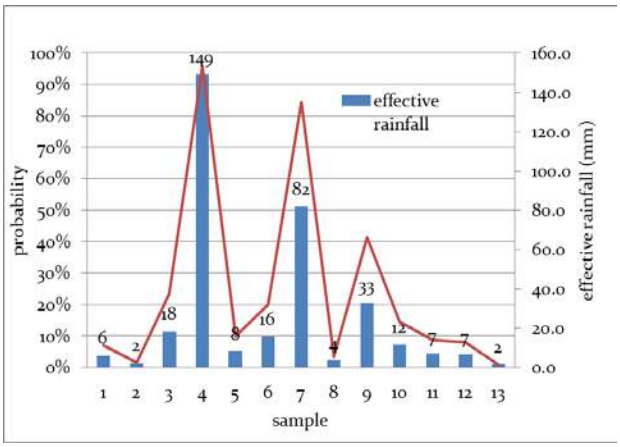


Fig. 7. The 20-day effective rainfall and the occurrence probability forecast of highway geological disasters in 2009.

Probability forecasts of highway geological disasters and critical rainfall grade division

In order to highlight rainfall-induced geological disasters, it could ignore a small vaule part of 20-day effective rainfall. According to the probability of 25 %, 50 %, 75 %, 93 %, it can grade critical value of 20-day effective rainfall, therefore, it can be divided into 4 grades that rainfall-induced geological disasters meteorological warning grades, which corresponds to different occurrence probability of geological disasters, from low probability (4 grade), middle probability (3 grade), high probability (2 grade), to very high probability (1 grade), as shown in Tab.1.

In addition, by using fitting equation method, it can Fig out a data table with 20-day effective rainfall, which is sort by 1 % interval occurrence probability of geological disasters. And according to 20-day effective rainfall to looking up table, it can also give a specific the occurrence probability of geological disasters. In practical applications, firstly, it could choose the data that is representative rainfall station of some parts close to the highway, it can calculate the first 19 days effective rainfall, and then the rainfall of the coming days will be replaced by 24h rainfall forecast, then, it needs figuring out 20-day effective rain-

fall, and utilising probabilistic forecasts equation or looking up table so as to get this place of the occurrence probability of highway geological disasters within future 24h. Finally, it can give the appropriate grade of geological disaster meteorological warning.

Highway geological disasters of probability forecasts and critical rainfall level division

X（mm） 20-day effective rainfall	grades	Occurrence probability of HGD
X≥116.5	1	Very high level
116.5＜X≥70.5	2	High level
70.5＜X≥39.6	3	Middle level
39.6＜X≥21.7	4	Low level

Conclusions

The method proposed in this study makes it possibleto estimate the probability of rainfall-induced highway geological disasters.

By assuming all disaster points having the same geological conditions, it shows that 20-day effective rainfall was relevant factor of highway geological disasters in Sichuan province and Chongqing city, and 20-day effective critical rainfall of highway geological disasters is 116.5mm, which is corresponding to 93 % occurrence probability of geological disasters. Also, 70.5mm 20-day effective rainfall corresponds to 75 % occurrence probability of geological disasters. It is best to use a cubic curve fitting method to fit a probability of occurrence 20-day effective rainfall. And overall fit of R^2 can be 0.996.

To inspect and provethat cubic fit equation could be utilised on the occurrence probability of geological disasters, then according to forecast of quantitative precipitation in business, it can calculate the occurrence probability of geological disasters in short-term regional road, and it gives warning promptly based on the probability grades, therefore, this kind of method has a good application prospects.

We should analyzeanother important geological factors in highway geological disasters in the next study.

Gao H, Yin K. (2007) Discuss on the correlations between landslides and rainfall and threshold for landslide early-warning and prediction. Rock and Soil Mechanics. 28 (5): 1058.

Li Y,et al. (2004) Main Types and characteristics of geo-hazard in China—— Based on the results of geo-hazard survey in 290 counties. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control. 15 (2): 29-34.

Liu C, Liu Y, Wen M. (2009) Method and Application OfRegional Warning For Geo-hazardsIn China.CaiW. Geological Publishing House, Beijing,China.(ISBN _978_7_116_06435_5). 39 p.

Xu J, Zhang G, Zhang F, et al. (2007) Regional Integrated Meteorological Forecasting and Warning Model for Geological Hazards Based on Logistic Regression. National Meteorological Center of CMA. 33 (12), 3-8.

Yao X, Xu J, Xue J, et al. (2005)A potential forecast model for geological2related disasters based on precipitation. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control. 16 (4):100-102.

Zeng Y. (2012)The Geological Hazards of Road Surface Line Point Multi-level Comprehensive Prediction Method. MS thesis ,Hunan University of Science and Technology. Xiangtan city, China.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

АКУЛОВ Н.И., АКУЛОВА В.В., ШТЕЛЬМАХ С.И., РУБЦОВА М.Н., ШОЛОХОВ П.А. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ СЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРШАНА 3

АНДРЕЕВ Ю.Б., СВЕТЛОСАНОВ В.А. ВАРИАНТ КРИТЕРИЯ УСТОЙЧИВОСТИ СЕЛЕВОЙ МАССЫ НА СКЛОНАХ НА ОСНОВЕ СТАТИСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ВЫСОКОГОРНЫХ ЛИВНЕВЫХ СЕЛЕЙ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ 7

БАБУРИН В.Л., БАДИНА С.В., СОКРАТОВ С.А., ХИСМАТУЛЛИН Т.И., ШНЫПАРКОВ А.Л. СЕЛЕВОЙ РИСК В ПРИБАЙКАЛЬЕ И ЗАБАЙКАЛЬЕ 9

БАБУРИН В.Л., БАДИНА С.В., СОКРАТОВ С.А., ХИСМАТУЛЛИН Т.И., ШНЫПАРКОВ А.Л. СЕЛЕВОЙ РИСК В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЕ 14

БАЖЕНОВА О.И., КОБЫЛКИН Д.В., МАКАРОВ С.А., СИЛАЕВ А.В., ЧЕРКАШИНА А.А. СЕЛЕВЫЙ СНОС В МАЛЫХ БЕССТОЧНЫХ БАССЕЙНАХ ДАУРИИ В ГОЛОЦЕНЕ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 18

БУДАЕВ Р.Ц., КОЛОМИЕЦ В.Л. ЦИКЛИЧНОСТЬ СЕЛЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ В ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦАХ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН).....25

ВАСЬКОВ И.М. К ВОПРОСУ О МЕТОДОЛОГИИ И МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СЕЛЕЙ И ИХ ГЕНЕЗИСА 28

ВАСЬКОВ И.М. ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СЕЛИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА 36

ВЕРХОЗИН И.И., ЧЕРНОВ А.Ю., ШЕВЧЕНКО Е.И. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕЛЕОПАСНЫХ РАЙОНОВ ХАМАР-ДАБАНА 45

ВИНОГРАДОВ А.Ю., ВИНОГРАДОВА Т.А. СЕЛЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ НА РАВНИННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ (НА ПРИМЕРЕ НОВГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ) 50

ВИНОГРАДОВА Т.А., ПРЯХИНА Г.В. «ОПАСНЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ: ОТ МОНИТОРИНГА ДО ПРИНЯТИЯ РЕШЕНИЙ» МЕЖДУНАРОДНАЯ МАГИСТЕРСКАЯ ПРОГРАММА 54

ВИСХАДЖИЕВА К.С., ЧЕРНОМОРЕЦ С.С., САВЕРНЮК Е.А., ТУТУБАЛИНА О.В., СОКОЛОВ Л.С., ЕРОХИН С.А., ЗАГИНАЕВ В.В., ПЕТРАКОВ Д.А., ШПУНТОВА А.М., ДОКУКИН М.Д., ПЕТРОВ М.А., РУИС-ВИЛЬЯНУЭВА В., ШТОФФЕЛ М. СЕЛЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА АЛАЙСКОМ И КИРГИЗСКОМ ХРЕБТАХ (НА ПРИМЕРАХ БАССЕЙНОВ РЕК ШАХИМАРДАН И АКСАЙ).....56

*ВОРОПАЙ Н.Н.*КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ В РАЙОНЕ ПОСЕЛКА АРШАН (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ).....60

ДОКУКИН М.Д., САВЕРНЮК Е.А., КАЛОВ Р.Х., БОГАЧЕНКО Е.М., БАЛАХОНСКАЯ А.А. МАССОВЫЙ СХОД СЕЛЕЙ 21 МАЯ 2014 Г. В КАБАРДИНО-БАЛКАРИИ И ЕГО ПОСЛЕДСТВИЯ 63

ДОКУКИН М.Д., ЧЕРНОМОРЕЦ С.С., САВЕРНЮК Е.А. МОРЕННЫЕ ПЬЕДЕСТАЛЫ – ОЧАГИ ФОРМИРОВАНИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СЕЛЕЙ.....67

ЕРОХИН С.А., ЗАГИНАЕВ В.В. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ СЕЛЕФОРМИРОВАНИЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ 71

ЗАПОРОЖЧЕНКО Э.В., ПАДНЯ А.М., ПЕТРОВ А.В. ИНЖЕНЕРНАЯ ЗАЩИТА Г.АШХАБАДА ОТ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ КОПЕТДАГА.....79

ИМЕТХЕНОВ А.Б. КРУПНЫЕ СЕЛЕПРОЯВЛЕНИЯ НА ЮЖНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ оз. БАЙКАЛ ЛЕТОМ 1971 ГОДА.....83

КАЗАКОВА Е.Н., ГЕНСИОРОВСКИЙ Ю.В., КАЗАКОВ Н.А., МУЗЫЧЕНКО А.А. МЕТЕЛЕВОЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА КАК ФАКТОР АКТИВИЗАЦИИ СЕЛЕВЫХ ПРОЦЕССОВ (НА ПРИМЕРЕ О. САХАЛИН) 86

КАРАВАЕВ В.А., СЕМИНОЖЕНКО С.С., БУЛАНОВ С.А., ВОСКОВА А.В. СЕЛЬ КАК БАЗОВЫЙ ПРОЦЕСС В ЦИКЛЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА р. ЧЕРЕКА БАЛКАРСКОГО).....90

КЕСАОНОВ В.Х., КОНДРАТЬЕВА Н.В. СЕЛЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ТУРИСТИЧЕСКО-РЕКРЕАЦИОННОМ КОМПЛЕКСЕ «МАМИСОН» 93

КИЧИГИНА Н.В. ОРГАНИЗАЦИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА СЕЛЕОПАСНЫХ ВОДОТОКАХ В ОКРЕСНОСТЯХ П. АРШАН.....94

КОЗЕЛКОВ А.С., КУРКИН А.А., ПЕЛИНОВСКИЙ Е.Н. МОДЕЛИРОВАНИЕ СХОДА ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОТОКА СЕЛЕВОГО ТИПА И ЦУНАМИ ОПОЛЗНЕВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЙ НАВЬЕ-СТОКСА 97

КОНДРАТЬЕВА Н.В., АДЖИЕВ А.Х., БЕККИЕВ М.Ю., ГЕДУЕВА М.М., ПЕРОВ В.Ф., РАЗУМОВ В.В., СЕЙНОВА И.Б., ХУЧУНАЕВА Л.В. КАДАСТР СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ 101

КОНОНОВА Н.К., МАЛЬНЕВА И.В., ГОРБУНОВ Р.В. ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ ПОСЛЕДНИХ ЛЕТ И СЕЛИ 2015 ГОДА В РОССИИ И БЛИЖНЕМ ЗАРУБЕЖЬЕ 106

ЛАПЕРДИН В.К. СЕЛЕВАЯ И ПАВОДКОВАЯ ОПАСНОСТЬ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ) 111

ЛАПЕРДИН В.К., МАКАРОВ С.А., БАРДАШ А.В. СЕЛЕОПАСНОСТЬ БАССЕЙНА РЕКИ КЫНГАРГИ (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) 124

ЛЕВИ К.Г., КОЗЫРЕВА Е.А. АНАЛИЗ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ ОПАСНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ 128

ЛЕХАТИНОВ А.М. СИБИРСКИЙ ТИП СЕЛЕЙ И ОСОБЕННОСТИ БОРЬБЫ С НИМИ 137

ЛЕХАТИНОВ А.М., ЛЕХАТИНОВА Э.Б. СЕЛЕОПАСНОСТЬ ГОРНО-ТАЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ 140

ЛИКУТОВ Е.Ю. СЕЛЕФОРМИРУЮЩИЕ ВОЗМОЖНОСТИ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ 143

ЛУКАШОВ А.А. ОПЫТ ИСТОРИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ИНВЕНТАРИЗАЦИИ МАСШТАБНЫХ СЕЛЕВЫХ СОБЫТИЙ 148

МАКАРОВ С.А., АТУТОВА Ж.В. ПОСЛЕДСТВИЯ ПРОХОЖДЕНИЯ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ В ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЕ ТУНКИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ 161

МАКАРОВ С.А., ЧЕРКАШИНА А.А. ПАЛЕОСЕЛИ ГОЛОЦЕНА В ВЕРХОВЬЯХ ДОЛИНЫ РЕКИ ИРКУТ 165

МАКАРОВ С.А., ЧЕРКАШИНА А.А., АТУТОВА Ж.В., БАРДАШ А.В., ВОРОПАЙ Н.Н., КИЧИГИНА Н.В., МУТИН Б.Ф., ОСИПОВА О.П., УХОВА Н.Н. МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫЙ ПОДХОД ПРИ ИЗУЧЕНИИ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ 169

МАЛЬНЕВА И.В., КОНОНОВА Н.К., КРЕСТИН Б.М. ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЛЕЙ В ПРИБАЙКАЛЬЕ В СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД 173

МАЛЬНЕВА И.В., ХАДЖИЕВ М.М. ОСОБЕННОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕЙ В ПРИЭЛЬБРУСЬЕ В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА 177

МЕДЕУ А.Р., БЛАГОВЕЩЕНСКИЙ В.П., КИРЕНСКАЯ Т.Л. СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ В ИЛЕ АЛАТАУ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 25 ЛЕТ 181

НЕПОП Р.К., АГАТОВА А.Р. РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ СЕЛЕЙ В ДОЛИНЕ Р. БОГУТЫ, ЮВ АЛТАЙ 184

НИКОЛАЕВА С.А., ДИРКС М.Н. ОЦЕНКА ЭКОТОПОВ СЕЛЕВОГО БАССЕЙНА ПО РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ДОЛИНЕ Р. АКТРУ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ 188

НИКОЛАЕВА С.А., САВЧУК Д.А., КУЗНЕЦОВ А.С. ДАТИРОВАНИЕ СХОДА СЕЛЕЙ В ДОЛИНЕ Р. АКТРУ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ 192

ОСИПОВА О.П. ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ МЕХАНИЗМЫ, СПОСОБСТВУЮЩИЕ ВОЗНИКНОВЕНИЮ СЕЛЕЙ 196

ОСТАШОВ А.А. МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОЦЕНКИ СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ В БАССЕЙНЕ РЕКИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ НА ПРИМЕРЕ РЕК АЛТАЯ 198

ПЕТРУШИНА М.Н. ОСОБЕННОСТИ ЛАНДШАФТНЫХ СУКЦЕССИЙ В ЗОНАХ СХОДА СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ 199

ПЛАСТИНИН Л.А., СТУПИН В.П., ОЛЗОЕВ Б.Н., СЫРЕНОВ Д.Г. ДИСТАНЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ И КАРТОГРАФИРОВАНИЕ СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ 203

ПЛЮСНИН В.М., ИВАНОВ Е.Н., КИТОВ А.Д., СОРОКОВОЙ А.А. СЕЛЕВОЙ ПРОЦЕСС В ГОРАХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ 207

ПОЛЯКОВА С.Е., ТАЛАНОВ Е.А. РЕКОМЕНДАЦИИ ПО МОДЕЛИРОВАНИЮ ХАРАКТЕРИСТИК ПОЛЕЙ ЛИВНЕВЫХ ОСАДКОВ ДЛЯ ГОРНЫХ РАЙОНОВ 211

РЫБАЛЬЧЕНКО С.В., ВЕРХОВОВ К.В. ЭВОЛЮЦИЯ СЕЛЕВЫХ БАССЕЙНОВ НА СКЛОНАХ МОРСКИХ ТЕРРАС ЗАПАДНОГО ОХОТОМОРЬЯ 215

РЯЩЕНКО Т.Г. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА И СВОЙСТВ СЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (УЧАСТОК БАМа) 220

СЕЙНОВА И.Б., ЧЕРНОМОРЕЦ С.С., ДОКУКИН М.Д., САВЕРНЮК Е.А. ФОРМИРОВАНИЕ ВОДНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ КРУПНЕЙШИХ ЛАХАРОВ В ЛЕДНИКОВОМ ПОЯСЕ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА (КАМЧАТКА, РОССИЯ) НА ПРИМЕРЕ ПАРОКСИЗМАЛЬНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 1945 ГОДА 224

СТЕПАНОВ Б.С., ЯФЯЗОВА Р.К. ОСОБЕННОСТИ СЕЛЯ 2015 г. В ЗАИЛИЙСКОМ АЛАТАУ 228

ТАЛАНОВ Е.А. ТЕХНОЛОГИЯ КРАТКОСРОЧНОГО ВЕРОЯТНОСТНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПАВОДКОВ И СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ НА ОСНОВЕ ПРОГНОЗА КОЛИЧЕСТВА ОСАДКОВ НА 3 И 6 ЧАСОВ 229

ТЕР-МИНАСЯН Р.О. ИНТЕНСИВНОСТЬ ЭРОЗИИ СЕЛЕНОСНЫХ ВОДОТОКОВ Р. ПАМБАК-ДЕБЕД 234

ТРИФОНОВА Т.А., ВИНОГРАДОВ А.Ю., АРАКЕЛЯН С.М., АБРАХИН С.И., КУЧЕРИК А.О., ТРИФОНОВ Д.В., ТЮЛЕНЕВ Н.Ю. ГЛОБАЛЬНЫЙ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СЕЛЕЙ С УЧЕТОМ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ – ПРОБЛЕМА ОЦЕНКИ МАССОВОГО И ВОДНОГО БАЛАНСА 236

УХОВА Н.Н., ЧЕРКАШИНА А.А., МАКАРОВ С.А. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ В РАЗРЕЗЕ СЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ 241

ЧЕРНОМОРЕЦ С.С., САВЕРНЮК Е.А., ПЕТРАКОВ Д.А., ДОКУКИН М.Д., ГОЦИРИДЗЕ Г.З, ГАВАРДАШВИЛИ Г.В., ДРОБЫШЕВ В.Н., ТУТУБАЛИНА О.В., КОЛЧИН А.А., ЗАПОРОЖЧЕНКО Э.В., КАМЕНЕВ Н.А., КАМЕНЕВ В.А., КЭЭБ А., КАРГЕЛ ДЖ., ХУГГЕЛ К. ЛЕДОВО-КАМЕННЫЙ ОБВАЛ И ПОСЛЕДУЮЩИЙ СЕЛЕВОЙ ПОТОК В ДЕВДОРАКСКОМ УЩЕЛЬЕ (КАВКАЗ, ГРУЗИЯ) В 2014 ГОДУ 244

ЧЕТЫРБОЦКИЙ А.Н. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ СХОДА ЛАВИНЫ ГИБРИДНЫМИ МЕТОДАМИ SPH 248

ШАФИЕВ Г.В. АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ ПРОРЫВООПАСНЫХ ОЗЁР ПО ДОЛИНЕ РЕКИ ГУНД В ЮГО-ЗАПАДНОМ ПАМИРЕ 250

BRAUN M., KAITNA R. ANALYSIS OF METEOROLOGICAL TRIGGER CONDITIONS FOR DEBRIS FLOWS ON A DAILY TIME SCALE 255

CHANG, YU, CHAN, CHUN-HSIANG, TSAI, YUAN-FAN PRIMARY STUDY OF TEMPORAL SPATIAL ANALYSIS IN ISOLATED COMMUNITY 257

FUCHS, S.; ZISCHG, A.; KEILER, M. EXPOSURE TO TORRENTIAL FLOODS IN THE EUROPEAN ALPS 258

ISAAC MONISHA AND ISAAC RAJENDRA KUMAR ROLE OF BIODIVERSITY CONSERVATION IN HIMALAYAN REGION 262

RAJENDRA KUMAR ISAAC AND MONISHA ISAAC CLIMATIC CHANGES AND THEIR EFFECTS IN HIMALAYAN REGION 271

KAIHENG HU, PU LI, YONG YOU, AND FENGHUAN SU A DEM BASED APPROACH FOR DELINEATING HAZARD ZONES IN THE VALLEYS OF DEBRIS FLOW BASINS 279

LIU JIANKANG, YANG SHUN, YANG DONGXU AND SHI SHENGWEI LAB TEST FOR MECHANICS ON DEVELOPMENT AND CHARACTERISTIC OF GLOFS 280

QINGQING YANG, ZHIMAN SU, ZHIHAO LI, FEI CAI INFLUENCE OF ICE CONTENT ON THE RUN-OUT OF ROCK-ICE AVALANCHES 286

SHAOJIE ZHANG 287

SU PENGCHENG, LI YONG PRECIPITATION WATER VAPOR CHARACTERISTICS IN SMALL WATERSHEDS OF MOUNTAIN AREA INVERSED BY GROUND-BASED GPS 287

SU ZHIMAN, YANG QINGQING, CAI FEI, LI ZHIHAO AN INNOVATIVE METHOD FOR MEASURING THE DYNAMIC BASAL FRICTION OF GRANULAR ASSEMBLIES 300

SU ZHIMAN, CAI FEI, YANG QINGQING, LI ZHIHAO FRICTIONAL PROPERTIESOFBIDISPERSE GRANULAR ASSEMBLIES ON AN INCLINED PLANE 306

TSAI, YUAN-FAN, CHAN, CHUN-HSIANG, CHANG, CHENG-HSIN SEDIMENT DISASTER POTENTIAL STUDY OF ISOLATED COMMUNITY IN MOUNTAIN AREA 306

XIE HONG, LI YONG, SU PENGCHENG, YU BIN DEBRIS FLOW BLOCKING RIVER IN THE UPPER REACHES OF MINJIANG RIVER AFTER THE WENCHUAN EARTHQUAKE, CHINA 307

YANG H, WEI F, HU K, LV J EXPERIMENTAL STUDY OF THE FLOW RESISTANCE OF COHESIONLESS PARTICLES IN A MUD SLURRY 311
YANG SHUN, HUANG JIANGCHENG, LIU JIANKANG, PAN HUALI THE PRELIMINARY STUDY OF PRESENT SITUATION OF HUNSHUIGOU DEBRIS FLOW PREVENTION ENGINEERING AND RISK ASSESSMENT 312
YUMEI LI, ZHI WANG, JINGYUE DI PROBABILITY FORECAST METHOD OF REGIONAL HIGHWAY GEOLOGICAL DISASTER BASED ON EFFECTIVE RAINFALL 317

Научное издание

СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ:
КАТАСТРОФЫ, РИСК, ПРОГНОЗ, ЗАЩИТА

Материалы IV Международной конференции
Россия, г. Иркутск – пос. Аршан (Республика Бурятия)
6-10 сентября 2016 г.

Технический редактор *А.И. Шеховцов*
Дизайнер *И.М. Батова*

Подписано в печать 31.08.2016 г.
Формат 60x90/8. Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet.
Уч.-изд. л. 40,6. Усл. печ. л. 37,7. Тираж 200 экз. Заказ № 737.

Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1