

## ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ АНД<sup>1</sup>

Памяти М.П. Жидкова

### Введение

Понятие “геоморфологическая напряженность” относительно не ново, но детально не разработано. О *морфодинамической напряженности*, обусловленной как внешними по отношению к рельефу факторами – эндогенными и экзогенными, так и внутренними механизмами саморазвития геоморфологических систем и выражающейся в количестве элементарных морфологических единиц на единицу площади, писал Д.А. Тимофеев [1]. Позднее он же ввел понятие *временной напряженности процессов рельефообразования*, определяющейся частотой и силой событий на единицу времени [2]. Г.С. Ананьев связывает понятие *напряженности геоморфологических процессов* с балансом литодинамических потоков [3, 4].

В нашем понимании *напряженность* – это готовность геоморфологической системы выйти из состояния равновесия под воздействием внешних и/или внутренних факторов и риск развития катастрофических процессов. При этом внешние факторы часто играют роль т.н. “спусковых крючков”: они активизируют фоновые геоморфологические процессы, которые в результате приобретают катастрофический характер [5]. В качестве таковых могут выступать как эндогенные факторы (например, землетрясения), так и экзогенные (выпадение осадков экстремальной интенсивности) и антропогенные (различные техногенные воздействия), а также их совокупность. Таким образом, *геоморфологическая напряженность* обусловлена набором и взаимодействием природных и техногенных факторов, которые определяют течение геоморфологических процессов. Близкое по сути понимание термина “напряженность” содержится и в работе [6], где авторы говорят об “экологической напряженности” территории, трактуя ее, как *уязвимость* последней (т.е. готовность к потере устойчивости, к деградации), правда, только по отношению к антропогенному воздействию.

Следовательно, могут быть выделены геоморфологические обстановки, отличающиеся нестабильностью и предрасположенностью к катастрофическому развитию процессов рельефообразования, то есть *зоны повышенной напряженностью геоморфологических процессов (или зоны риска)*. Для подобных территорий типично: 1) наличие одного или нескольких рельефообразующих процессов, которые могут развиваться катастрофически, 2) периодическое влияние внешних факторов, под действием которых фоновые процессы приобретают нелинейный (экстремальный) характер, 3) преобладание рельефа (и/или субстрата), который отличается высокими скоростями рельефообразующих процессов и способствует быстрому перемещению материала (например, глубоко и густо расчлененные горы).

Г.С. Ананьев [3] предлагал рассчитывать величину напряженности геоморфологических процессов как *соотношение максимально возможного и среднего объемов перемещаемого ими материала*, т.е. объемов, перемещаемых аномальными (катастрофическими) и фоновыми процессами. Таким образом, *напряженность геоморфологических процессов* зависит от активности (частоты) и силы (амплитуды) катастрофических процессов территории (т.е. потенциала возможного объема перемещаемого материала). Не отрицая само это положение и актуальность подобных расчетов для

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00900а).

участков, по которым есть данные многолетних стационарных наблюдений, мы, однако, ввиду отсутствия таковых по подавляющему большинству регионов считаем возможным на данном этапе проводить качественный анализ напряженности процессов и выявлять общие закономерности их распределения на основе сопряженного анализа рельефа и природных (эндогенных и экзогенных) и антропогенных предпосылок развития катастрофических процессов.

Анализ напряженности особенно актуален для окраинно-континентальных горных систем – переходных зон между континентом и океаном, т.к. они обладают максимальной контрастностью рельефа, мозаичным строением как дневной поверхности, так и земной коры, а также интенсивным проявлением широкого комплекса современных эндогенных процессов – вулканизма, сейсмичности, вертикальных движений. Климатические особенности этих территорий, обусловленные взаимодействием океанических и континентальных воздушных масс, также вносят свою и немалую лепту в активизацию экзогенных геоморфологических процессов. В связи с этим данные регионы отличаются большим разнообразием процессов рельефообразования, их высокими скоростями и нередко катастрофическим характером развития. Увеличивается и антропогенный пресс на эти нестабильные ландшафты при активном освоении “неспокойных” зон.

Данная работа посвящена анализу природных и техногенных предпосылок, обуславливающих напряженность геоморфологических процессов горной системы Анд. В основу работы наряду с материалами других исследователей положены результаты собственных наблюдений на западе Южной Америки на протяжении от умеренных до приэкваториальных широт (от 55 до 6° ю.ш.).

### **Природные предпосылки напряженности геоморфологических процессов**

Анды – самый протяженный горный хребет на земном шаре. Его длина достигает 9000 км, средние высоты составляют 4000 м, а максимальные – г. Аконкагуа – 6962 м. Орографический план Анд достаточно сложный: на разных участках они состоят из двух или даже трех субпараллельных хребтов при общей ширине до 500 км, а в центральной части включают высокогорное плато Альтиплано – здесь их ширина достигает 750 км. Горная система имеет асимметричное строение: ее восточный склон более пологий по сравнению с западным, максимальная ширина которого часто составляет менее 100–200 км. Анды являются крупным континентальным водоразделом: с восточных склонов берут начало весьма протяженные реки бассейна Атлантического океана (в частности, Амазонка и многие ее крупные притоки), с западных – преимущественно короткие реки бассейна Тихого океана. Анды служат также важнейшим в Южной Америке климатическим барьером, разделяющим зоны влияния Тихого и Атлантического океанов. Горы лежат в 5 климатических поясах – экваториальном, субэкваториальном, тропическом, субтропическом и умеренном – и отличаются резкими контрастами в увлажнении восточных и западных склонов. По характеру рельефа, как правило, выделяют три основных сегмента Анд. Мы рассмотрим в данной работе преимущественно Центральные (Перуанские и Боливийские) и Южные (или Чилийско-Аргентинские) Анды, а также частично юг Северных (Эквадорско-Венесуэльских) Анд.

**Эндогенные факторы.** Комплекс структурных образований земной коры (складчатых поясов и современных геосинклиналей), располагающийся между ложем Тихого океана и древними платформами окружающих его континентов, образует Тихоокеанский тектонический (подвижный) пояс, для которого характерна полицикличность развития, синхронность главных кульминаций орогенеза и других особенностей формирования структур, зональность в проявлении эндогенных процессов – тектонических, сейсмических, вулканических [7]. На Тихоокеанское кольцо приходится до 80% землетрясений земного шара, что свидетельствует о высокой активности эндогенных процессов территории.

Анды созданы преимущественно в результате альпийского орогенеза, тектонические движения продолжаются там и поныне. С середины—конца неогена различные участки этой горной системы поднялись на 2–4 тыс. м [8], при этом, например, подъем Патагонских Анд за голоцен оценивается в 400–700 м [9]. Установлены значительные различия в тектоническом строении восточного и западного склонов горной системы, в т.ч. смещение зон вулканической и плутонической активности на протяжении юры—неогена. Отличаются и геологическое строение и тектоника отдельных широтных фрагментов горной системы.

Однако интерпретация тектонического развития и механизма горообразования на западе Южной Америки остается еще достаточно противоречивой. Большинство исследователей связывают формирование горной системы с процессами субдукции на границе литосферных плит. Ежегодное сближение плит Наска и Южно-Американской оценивается различными авторами от 2–10 и до 100 мм/год [10]. Однако имеющиеся в настоящее время разнообразные факты (особенности распределения вулканизма, резкая смена тектонических режимов на протяжении кайнозоя, наличие зон не только тектонического сжатия, но и растяжения, надвигов и др.) не всегда могут быть объяснены просто поддвигом плиты Наска под Южно-Американскую. Это позволяет ряду исследователей отстаивать геосинклинальную теорию или предлагать иные механизмы формирования Анд (в частности [11, 12 и др.]), а также говорить о более сложном характере взаимодействия плит [8, 10 и др.]. На наш взгляд, для анализа эндогенных предпосылок напряженности геоморфологических процессов исследуемой территории представляются важными факты, свидетельствующие о том, что тектонические процессы активно проявляются на данной территории в настоящее время и в образовании складчато-глыбовых структур Анд большую роль играли и играют тектоника, вулканизм и сопровождающие их активные сейсмические явления.

Несмотря на слабую в целом геоморфологическую изученность, регион не остался без внимания наших коллег. Вот лишь несколько выводов, имеющих значение для данного исследования. Анализ распределения фрагментов поверхностей выравнивания в современном рельефе этой горной системы, проведенный по литературным источникам, позволил Д.А. Тимофееву [13] прийти к выводу, что Анды являются возрожденными сводово-глыбовыми горами зоны повзгорной (зрелой) альпийской складчатости. Полевое изучение выровненных поверхностей [8] показало, что Анды сформированы в результате вертикального поднятия территории, в середине плиоцена сменившего этап продолжительного выравнивания. Переходная зона между Южной Америкой и Тихим океаном имеет наиболее простое геоморфологическое строение: молодая горная цепь по окраине континента и глубоководный желоб у ее подножия относятся к т.н. восточно-тихоокеанскому типу [14]. Основные морфоструктуры имеют здесь субмеридиональную ориентировку, а нарушающие ее поперечные тектонические дислокации выражены менее четко. М.П. Жидковым [15] были составлены схемы морфоструктурного районирования Анд с выделением продольных линеаментов высшего порядка, выступающих в качестве западной и восточной границ, а также серий поперечных линеаментов I порядка, разделяющих горный пояс на участки.

Для молодых горных стран, каковыми являются Анды, характерна высокая сейсмическая активность. Судя по картам эпицентров землетрясений, вдоль всего запада Южной Америки прослеживается сейсмофокальная зона, которая лучше всего выражена между экватором и 33° ю.ш. [16]. Крупные широтные разломы делят ее на отдельные фрагменты с разной крутизной падения. Участки с пологим наклоном (Перуанские и Среднечилийские Анды) характеризуются отсутствием четвертичного и современного вулканизма, на круто погружающихся (Центральные и Южные вулканические горы по [15]), напротив, проявления современного вулканизма интенсивные.

Информация о катастрофических землетрясениях Южной Америки сохранилась начиная с XVI в. С 1900 по 1974 гг. инструментально зафиксировано около 100 зем-

летрясений с  $M > 7$  и расположением очагов не глубже 100 км [17]. К. Ломниц [18] и А.Д. Гвишиани с соавторами [19, 20], опираясь на различные методики, пришли к выводам, что наиболее сейсмичными являются прибрежные участки юга Колумбии и севера Эквадора, центральной и южной части Перу, а также побережье Чили севернее Вальдивии, к которым, в частности, приурочены и землетрясения с магнитудой более 8. В имеющихся описаниях сильных землетрясений указывается на вертикальные смещения прибрежной суши на первые метры [11, 21], подобные участки поднятий и опусканий фиксируются и по результатам повторного нивелирования [22]. Восточные Анды гораздо менее сейсмичны, хотя и здесь – в районе городов Мендосы, Сан-Хуана и Сальты (Аргентина) – случаются землетрясения до 7–8 баллов.

М.П. Жидковым [15, 23] для территории Анд выполнено распознавание мест потенциально возможного возникновения сильных коровых землетрясений – выделение высокосейсмичных морфоструктурных узлов – мест пересечения линеаментов высоких порядков. Его исследования показали, что наиболее сильные землетрясения территории ( $M > 7.75$ ) приурочены к глубоководному желобу, континентальному склону и к участкам пересечения линеаментов в пределах прибрежных горных хребтов. Причем большинство высокосейсмичных узлов связано с пересечением поперечных линеаментов, продолжающих на континенте зоны разлома океана (Галапагосский, Хуан-Фернандес), или линеаментов, оказавших влияние на простираение или глубину глубоководного желоба (Кочабамба – Санта-Крус, Линеамент 28°). Что интересно, в областях проявления современного вулканизма практически не было отмечено сильных коровых землетрясений, хотя в них и зафиксированы интенсивные современные движения земной коры.

В результате землетрясений на западе Южной Америки неоднократно разрушались города Риобамба, Амбато, Ибарра (Эквадор), Лима, Трухильо, Арекипа (Перу), Вальпараисо, Сантьяго (Чили), Сан-Хуан (Аргентина) и др. Одно из последних сильных землетрясений в Чили ( $M = 8.5$ ) произошло в феврале 2010 г. Как и другие крупные сейсмические события, оно сопровождалось возникновением цунами и активизацией гравитационных процессов, как в эпицентральной области, так и на достаточно отдаленных территориях.

Самое разрушительное землетрясение XX века в Перу ( $M = 7.7$ , эпицентр в Тихом океане недалеко от г. Чимботе) в мае 1970 г. ощущалось практически на всей территории страны. В результате самого толчка и вызванных им катастрофических процессов в общей сложности погибло около 67 тыс. человек, ранено 200 тыс. человек, остались без крова не менее 800 тысяч. Причем пострадали не только прибрежные города Касма и Чимботе: из-за инициированных геоморфологических процессов в течение нескольких минут практически полностью был стерт с лица земли город Юнгай. В результате подземного толчка от северного склона г. Уаскаран (6768 м) оторвался фрагмент ледника вместе со скалой общим размером около 900 м шириной и 1.6 км длиной [24]. Сформировавшаяся ледово-обломочная лавина захватила моренные отложения и в итоге превратилась в селевый поток, разделившийся на два рукава, один из которых и разрушил г. Юнгай. В движение были вовлечены глыбы весом в несколько тонн и до 4–5 м в поперечнике. Спасти сумели лишь жители, оказавшиеся близ кладбища, расположенного на холме в южной части города (рис. 1).

В результате морских сейсмических толчков практически на всем побережье Южной Америки существует угроза возникновения цунами, наиболее часто их воздействию подвергается берег центральной части Чили. Так, в мае 1960 г. высота спровоцированной Великим Чилийским землетрясением цунами достигала 10 (о-в Гуафо) – 25 м (о-в Моча); ряд селений и г. Пуэрто-Сааведра были полностью разрушены [26]. Сейсмические толчки привели к формированию в горах крупных оползней и обвалов, через двое суток началось извержение вулканов. По данным японских исследователей [27], это было сильнейшее землетрясение в Тихоокеанском регионе за последние 500 лет.



А



Б

Рис. 1. Город Юнгай (Перу) и его окрестности до (А) и после (Б) схода катастрофического селя 31.05.1970 г. [25]. Концентрические окружности в нижней части снимков – городское кладбище на холме

В Андах находится около 2 тыс. вулканов, в том числе, и самые высокие в мире (Льюльяльяко 6723 м, Сахама 6520 м). Примерно 200 из них являются активными. В распределении действующих вулканов могут быть выделены три зоны, каждая протяженностью немногим более 1000 км: юг Колумбии и север Эквадора, юг Перу и Чилийско-Боливийская Кордильера (Центральные Анды) и горы Чилийско-Аргентинского сегмента в интервале 33–44° ю.ш. В строении вулканических конусов чередуются лавы и пепловые горизонты, разделенные палеопочвами, количество которых, например, в Эквадоре достигает 17 [28]. Многие вулканы в настоящее время покрыты ледяными шапками и кажутся вполне мирными, однако в изученных нами обнажениях Чилийско-Аргентинских вулканических Анд ледниковые и водноледниковые осадки чередуются с горизонтами лав и пепла. О высокой вулканической активности региона свидетельствуют и горячие источники и гейзеры, в частности, долина гейзеров у вулкана Эль-Татио (Чили), расположенная на высоте около 4000 м и считающаяся одной из крупнейших в мире [29]. Поля фумарол меньшего масштаба есть и на склонах других вулканов – напр., Домуй (Аргентина).

Зона непосредственного влияния вулканических извержений колеблется от 10 до 1000 км<sup>2</sup> в зависимости от их интенсивности, климатических условий и морфологии рельефа [30], но по оценкам [31] она может превышать 1500 км<sup>2</sup>. При извержениях наблюдаются выбросы крупнообломочного и пеплового материала, лавовые и пирокластические потоки, которые в т.ч. могут создавать подпрудные озера. Во время извержений нередко формируются сели (лахары), которые иногда могут достигать территорий, удаленных от вулканов на десятки и сотни километров. Так, при извержении влк. Руис в Колумбии в 1985 г. в результате формирования лаваров погибло около 23 тыс. человек [32]. Многие негативные процессы продолжают и после завершения

извержений. Например, на склонах вулканов нередко наблюдаются т.н. обломочные лавины [33] или иные формы массового смещения материала, формированию которых способствуют опасные сочетания ряда факторов: наличие толщ пирокластических или гидротермально измененных слабостойких пород, сейсмические толчки и/или выпадение обильных осадков.

В мае 2009 г. от извержения пострадал г. Чайтен (Чили). В результате выброса пепла одноименным вулканом на несколько дней было прервано воздушное сообщение в регионе: не работал даже аэропорт Буэнос-Айреса, расположенный более чем в 1500 км от места извержения. Склоны окрестных гор и сам город оказались покрыты слоем пирокластического материала, достигавшим мощности 40–50 см. Провлинные дожди, последовавшие за извержением, смыли пепел в долину р. Рио-Бланко, которая погребла под лахаром большую часть города (рис. 2). Растительность на склонах гор в радиусе нескольких десятков километров вокруг вулкана в значительной степени пострадала, поэтому здесь может ожидать дальнейшая активизация катастрофических склоновых процессов: развитие обвалов и осыпей, сход лавин и селей.



Рис. 2. Погребенные под отложениями лахара дома городка Чайтен (Чили). Фото автора

**Экзогенные факторы.** Анды – наиболее репрезентативная горная система для установления соотношений между высотной зональностью и широтной поясностью ландшафтов, а следовательно, и экзогенных геоморфологических процессов [34]. Каждому широтному поясу, каждой меридиональной полосе Анд свойственен свой спектр высотной поясности [35]. Однако расчленение гор, экспозиция склонов долин вызывают подчас резкие контрасты в ландшафтах наветренных и подветренных склонов даже на одном хребте.

Важнейшим экзогенным фактором, оказывающим воздействие на ход и характер геоморфологических процессов является специфика увлажнения. Между 5 и 28° ю.ш. западные склоны Анд увлажнены очень слабо, береговая пустыня протягивается здесь на 23° по широте. Если в северной части Центральных Анд (Перу) на западных склонах выпадает 200–250 мм осадков в год, то к югу (север Чили) их количество еще уменьшается и местами составляет лишь 1–3 мм в год. Основным источником питания рек на западном склоне Анд в интервале от 17 до 28° ю.ш. являются подземные воды, а от 23 до 26° ю.ш. поверхностного стока практически нет [36]. Здесь находится Атакама – самая сухая пустыня земного шара, и безжизненные ландшафты прослеживаются до высот около 3000 м над у. м. Выше доминируют полупустыни или степи – т.н. сухая пуна, где количество осадков редко превышает 250 мм в год. Озеро Титикака оказывает смягчающее воздействие на климат прилегающих территорий Альтиплано – в приозерных районах колебания температур не так значительны, как в других частях плоскогорья. При этом на восточных склонах Анд выпадает в год 3000–6000 мм осадков, приносимых с Атлантического океана.

В Чилийско-Аргентинских Андах (между 28 и 38° ю.ш.) климат субтропический и увлажнение западных склонов уже гораздо больше. При движении дальше на юг годовые суммы осадков на западных склонах быстро возрастают: от 350 мм в год в районе Сантьяго до 750 мм в год в Вальдивии, а восточные склоны, напротив, становятся



А



Б

Рис. 3. Активизация эрозионных (А) и склоновых (Б) процессов в долине р. Апуримак (бассейн Амазонки, Перу) после интенсивных дождей (март 2010 г.). Фото автора

А – фрагменты разрушенной в результате глубокой и боковой эрозии автомобильной дороги, располагавшейся на I нпт, Б – оползни-сплывы на плотно задернованном склоне

более засушливыми, чем западные [37, 38]. В районе 37–38° ю.ш. субтропический климат плавно переходит в океанический умеренных широт: возрастают годовые суммы осадков на западных склонах, уменьшаются различия в увлажнении по сезонам. Доминирует западный перенос. Количество осадков на восточных склонах к югу от 37° ю.ш. также несколько возрастает, хотя они и остаются в целом менее увлажненными. В крайней южной части Анд – на Огненной Земле – до 3000 мм осадков выпадает в основном в виде морозящих дождей.

Нестабильному состоянию геоморфологических систем и активному протеканию процессов рельефообразования региона способствует характер рельефа – высокие, глубоко расчлененные крутосклонные горы, перегораживающие дорогу влагонасыщенным воздушным массам. При этом глубина вреза некоторых долин может достигать 2–3 км, что способствует расседанию междуречий и стимулирует обвальнo-осыпные процессы. По бортам долин рр. Урубамбы, Кольки, Писко, Форталезы и др. прослеживаются

протяженные (до нескольких км) скальные уступы. По заключению Г.Ф. Уфимцева, “глубокие эрозионные врезы определяют деформацию поля тектонических напряжений в приповерхностных частях литосферы и формирование... сбросовых стенок, что ... стимулирует дезинтеграцию и обрушение верхних частей скальных массивов” [39, с. 143]. Это, в свою очередь, обуславливает неустойчивость бортов таких долин к сейсмическим воздействиям даже удаленных землетрясений.

Амплитуда высот исследуемой территории – от побережья до приводораздельной части Анд – чрезвычайно велика: в центральной части Чили она составляет почти 7 тыс. м на 150 км, а в Перу – более 6 тыс. м на 100 км. Необходимо учитывать, что с высотой температура воздуха понижается, а количество осадков увеличивается. Так, например, в бассейне р. Аконкагуа (Чили), расположенном на 33° ю.ш., годовая сумма осадков изменяется от 240 мм на абс. высоте 640 м (Сан-Фелипе) до 1000 мм на перевале Кристо Редентор (3880 м над у.м.) [36]. Таким образом, в пределах горной системы Анд наблюдается сложное сочетание широтной, долготной и высотной климатической зональности, которая, в свою очередь, обуславливает и разнообразие морфолитогенеза.

Необходимо отметить, что для развития тех или иных геоморфологических процессов важно не столько годовое количество осадков, а в основном интенсивность их

выпадения. Даже при небольшом суммарном увлажнении крайне неравномерное (резко выраженное сезонное) выпадение осадков обуславливает высокую интенсивность отдельных событий, что приводит к активизации как флювиальных, так и склоновых процессов (рис. 3).

В засушливом климате интенсивно идет физическое выветривание, благодаря чему на протяженных крутых склонах, не закрепленных растительностью, образуется большое количество дезинтегрированного материала – формируются протяженные осыпи (рис. 4). Это создает потенциальную возможность массовых смещений больших объемов обломочного материала. Недостаток осадков препятствует реализации этого потенциала, но при выпадении катастрофических ливней все приходит в движение: узкие V-образные долины западного побережья – кебрадо, как правило, сухие большую часть года, заполняются бурными потоками, несущими большое количество обломочного материала. На склонах возникают оползни и обвалы, нередко перегораживающие русла рек и формирующие подпрудные водоемы. Объемы перемещенного материала часто достигают нескольких кубических километров [33]. Образующиеся аккумулятивные тела, которые отличаются бугристо-западинным микрорельефом, могут практически полностью перекрывать речные террасы, придавая им облик террасоувалов (долины рек Форталезе, Антабамба, Писко и др.) [39].

В целом при наличии крутосклонного рельефа интенсивность массовых движений грунта увеличивается вместе с ростом количества осадков, однако повышение плотности растительного покрова оказывает сдерживающий эффект. Поэтому часто потенциально опасными оказываются склоны выше границы леса. В гидрологически и литологически благоприятных условиях глубокое врезание долин может провоцировать формирование долгоживущих оползней: например, т.н. “обвал Льюта” на севере Чили. Сход оползней на этом участке происходит на протяжении более 2.5 млн. лет. Из-за сухости климата оползневые тела хорошо сохранили свою морфологию и легко идентифицируются [40].

Благодаря течению Гумбольдта, которое несет холодные воды из Антарктики вплоть до Эквадора, на побережье Перу и северного Чили редко выпадают осадки, но часто образуются туманы, когда теплый воздух с суши контактирует с холодной водой. Близ Эквадора холодные воды встречаются с тропическим течением Эль-Ниньо, не-



Рис. 4. Среднее течение р.Санта (бассейн Тихого океана, Перу). Фото автора

А – лишенные растительности обвално-осыпные склоны в условиях аридного климата, Б – пролювиальный конус выноса, сформировавшийся при выпадении редких осадков



Рис. 5. Затопленный поселок в верховьях долины р. Урубамба (Перу, февраль 2010 г.). Фото автора

к катастрофическим паводкам на реках и затоплению прибрежных низменностей. Так, в гг. Антофагаста и Икике (Чили) в период катастрофического Эль-Ниньо зафиксировано выпадение до 3000 мм осадков вместо обычных 3–10 мм [43, 44], соответственно расходы воды в реках в такое время возрастают на 1000–3000% [42].

Слои отложений, накопившихся в периоды катастрофического Эль-Ниньо, четко фиксируются в разрезах, поэтому археологи нередко привязывают к ним свои датировки. В результате дождевых паводков в предгорьях формируются гигантские конусы обломочного материала, вынесенного реками из гор, происходит разрушение населенных пунктов и хозяйственных объектов. Так были уничтожены и поселения моче близ г. Трухильо (Перу), что, по одной из версий, явилось причиной угасания этой культуры в VIII в. н. э. [45].

По наблюдениям Г.С. Ананьева [42], в период Эль-Ниньо активизируются разные геоморфологические процессы. В прибрежной части усиливаются ветер и волнение: высота волн увеличивается до 2–6 м, что приводит к перестройке рельефа пляжа. Затрапываются низменности и днища долин. На прибрежно-морских равнинах доминирует седиментация, наряду с этим возрастает интенсивность суффозии и оврагообразования, на склонах – обваливание и оползание грунта. На низменных аллювиальных равнинах к этому спектру добавляется активизация эрозионно-русловых процессов в долинах, но масштабы суффозии уже не столь велики. На горных и холмогорных участках наиболее активны эрозионно-русловые процессы, сели, обвалы и оползни. При этом нарастание интенсивности ряда явлений (наводнения, паводки) оказывается постепенным и достигает максимума через 1–2 мес. после начала Эль-Ниньо. Гравитационные процессы обладают еще большей инерционностью и продолжают интенсивно развиваться и после завершения аномально влажного периода.

Воздействию Эль-Ниньо, как правило, подвержена полоса вдоль тихоокеанского побережья шириной порядка 100 км, но наводнения характерны не только для долин западного склона Анд и прибрежных низменностей, но и для межгорных котловин и долин восточного склона горной системы. Сюда осадки преимущественно с января по март приносят воздушные массы с Атлантического океана. В 2010 г. мы наблюдали последствия наводнений в долинах Урубамбы (рис. 5) и Апуримака (Перу), в окрестностях Сальты (Аргентина) и на плато Альтиплано (Боливия). Обильные дожди, независимо от их происхождения, провоцируют активизацию флювиальных и склоновых процессов, формирование оползней, сход селей [42, 46]. Например, в районе Сантьяго (Чили) для возникновения селей достаточно, чтобы в сутки выпало более 60 мм осадков [43]. А в отдельных районах Эквадора интенсивность локальных ливней может со-

сущим из приэкваториальной части Тихого океана теплые воды на юг. Раз в 3–8 лет Эль-Ниньо проникает южнее – почти до севера Чили (15° ю.ш.), принося сюда большое количество теплых приэкваториальных вод. Примерно раз в 25–30 лет или реже явление приобретает чрезвычайную интенсивность, как это было в частности в 1997–98 гг. [41, 42]. В такой период западные ветры приносят влажные воздушные массы, которые вызывают обильные дожди на обычно засушливом побережье и в горах, приводящие

ставлять и 60–80 мм в час [42]. В такие аномально влажные периоды объемы обвалов здесь достигают десятков и сотен млн. м<sup>3</sup> грунта [30].

Географическое положение Центральных Анд в низких широтах и засушливость их западных склонов в целом мало благоприятны для развития современного оледенения, т. к. этот сегмент Анд характеризуется крайней сухостью воздуха, значительной инсоляцией и скоростью ветров. Снеговая граница на Альтиплано поднимается до 6000–6300 м и занимает самое высокое положение на земном шаре [47]. В качестве примера можно упомянуть вулкан Сахама, где небольшие ледники встречены лишь на отметках 6300–6400 м. В Эквадорских Андах снеговая граница опускается до высот около 4500 м, что позволяет формироваться ледникам в приэкваториальных широтах. Еще более благоприятные условия для развития оледенения создаются в Чилийско-Аргентинских Андах: увеличивающееся к югу количество осадков быстро снижает снеговую линию, и формируются долинны ледники. Сочетание всех факторов, обуславливающих развитие оледенения, достигает своего оптимума в Патагонских Андах, где сохранились фрагменты покровного оледенения – Южное и Северное Патагонские ледниковые плато с протяженными выводными ледниками. Тут снеговая граница находится на абс. отметках около 1200 м. Для перигляциальных участков Анд характерен еще более сложный комплекс катастрофических процессов, т.к. здесь они помимо всего прочего могут быть обусловлены и динамикой ледников, в частности, формированием приледниковых озер и их последующими прорывами.

Районы с аридным климатом подвержены *дефляции и эоловой аккумуляции*. Эти процессы широко развиты как на тихоокеанском побережье Чили и Перу, в пустынных предгорьях Анд северо-запада Аргентины, так и на просторах Альтиплано и эквадорского парамос. Сильнейшие ветры (20–40 м/сек) типичны и для равнин Патагонии. Выше границы леса процессы дефляции наиболее активны зимой [39, 48]. Порывы ветра гонят песок будто снежную поземку, временами образуя воронки смерчей, случаются и пыльные бури. Нередко здесь наблюдаются дефляционные останцы, котловины выдувания, моделировка поверхностей морен, лахаров, мерзлотно сортированных грунтов с формированием отмоксти из крупнообломочного материала за счет выноса мелкозема. Часто видно, как песчаная поземка желтоватыми ручейками, временами превращающимися в песчаные потоки, поднимается вверх по склонам холмов. На севере Чили и в Перу дюны, сформированные на поверхности морских террас, под воздействием западных ветров движутся со скоростью до 48 м в год по поверхности приморских низменностей и плато в сторону Анд, поднимаясь по склонам гор до отметок 1000 м абс. [26].

Таким образом, мы видим, что различные участки Анд находятся в весьма разных климатических условиях – отличается их увлажнение, температурный режим и, как следствие, характер растительности, наличие или отсутствие оледенения и др. Все это сказывается на типе морфогенеза и специфике распространения геоморфологических процессов, в т. ч. и катастрофических.

### **Техногенные предпосылки напряженности геоморфологических процессов**

Катастрофические процессы в первую очередь оказывают негативное воздействие на жизнь и деятельность человека, однако и хозяйственная активность людей провоцирует негативные геоморфологические процессы. Так, например, прорывы дамб при наводнениях значительно усиливают разрушительные последствия последних, как это было близ Трухильо (Перу). Причем при увеличении плотности населения и несоблюдении принципов рационального природопользования пресс на природные ландшафты усиливается и, соответственно, напряженность геоморфологических процессов возрастает. Анализ публикаций в прессе Чили [49] показал, что 61% от 1208 зарегистрированных случаев катастрофических явлений, произошедших с 1910 по

1982 г., приурочен к региону между 33–37° ю.ш., где сосредоточено основное население страны.

Интенсивны негативные процессы в городах. Например, из более 30 водотоков, пересекающих Кито (Эквадор), три характеризуются частым повторением селей. Этому способствуют не только интенсивные ливни, но и свалки мусора в их бассейнах. Во время продолжительных ливней близ линий коммуникаций активизируется суффозия. Так, в апреле 2008 г. в Кито сформировалась воронка диаметром до 30 и глубиной более 70 м [50]. Просадочные воронки регулярно возникают и в теле дорожных насыпей. В предместьях Ла-Паса (Боливия), Куско (Перу), Кито (Эквадор) и др. во время дождей активно идут сплывы и оползания грунта на застроенных и подрезанных склонах. Строительство дорог и иных линейных сооружений также приводит к нарушению поверхностного стока и активизации склоновых процессов – от обвально-осыпных до тропической солифлюкции. Подрезанные склоны первыми реагируют на гидрометеорологические аномалии.

Эксплуатация шахт и карьеров приводит к эрозии почв, дефляции, изменению уровня подземных и поверхностных вод, что, в свою очередь, активизирует склоновые процессы. В связи с интенсивной расчлененностью рельефа, разработки нередко ведутся туннельным способом. Строительство подъездных путей к таким шахтам-туннелям, которые врезаются в почти отвесные борта долин, также провоцирует гравитационные процессы на склонах. Эксплуатация карьера в основании крутого склона в бассейне р. Паутэ (Эквадор) наряду с сейсмическим толчком признана одной из причин формирования оползня Хосефина объемом около 40 млн. м<sup>3</sup> в 1993 г. [30].

Усилению негативных геоморфологических процессов способствует и вырубка лесов на склонах. Деградация растительности нередко происходит и в результате перевыпаса скота, что особенно характерно для засушливых территорий. Уничтожение растительности создает условия для активизации смещений грунта на склонах, развития эрозии, дефляции. Процессы усиливаются в периоды сейсмических толчков и аномальных гидрометеорологических обстановок. Так, в результате землетрясения 1974 г. в долине р. Мантаро (Перу) оползни сформировались преимущественно на склонах, лишенных растительности в результате перевыпаса скота. В период Эль-Ниньо сплывы и оползания грунта наиболее активно идут именно на участках вырубок [50].

## Заключение

Материалы обобщений результатов исследований катастрофических геоморфологических процессов в различных регионах мира [31], показывают, что при возникновении опасных геоморфологических процессов в горах основную роль играют три фактора – тектоника, климатические условия (в первую очередь, количество и интенсивность осадков), а также антропогенное воздействие. И Анды тут не исключение. Но при этом часто бывает сложно выделить ведущий фактор, настолько все инициированные геоморфологические процессы и их последствия взаимосвязаны. Однако такие попытки есть.

Х.Э. Новоа [33], проанализировав региональную приуроченность катастрофических массовых движений грунта на склонах Чили, выделил их основные причины. По его заключению, катастрофические процессы на территории северной и центральной частей страны обусловлены преимущественно аномальными гидрометеорологическими ситуациями (явлением Эль-Ниньо). Сведение растительности наиболее негативно проявляется в центре и на юге страны. На севере территории усиливается также влияние сейсмических событий. По заключению С. Завгородней [30], на территории Эквадора напряженность геоморфологических процессов обусловлена преимущественно сейсмотектоникой и вулканизмом. Роль ландшафтно-климатических условий увеличивается на равнинах и в предгорьях. Но это скорее качественные оценки.

Очевидно, что горная система Анд является чрезвычайно интересным объектом с точки зрения анализа как площадной, так и временной специфики развития ката-

трофических процессов. Проведенный анализ показал, что сами по себе отдельные геоморфологические процессы территории не столь опасны, но их совокупность, взаимодействие и интенсивность провоцирующих внешних факторов повышают риск масштабных катастрофических явлений. Нередко последние представляют собой цепочку экстремальных процессов, последовательность и совокупность которых и приводит в результате к катастрофам. Это и пример Юнгая, когда сейсмический толчок вызвал обвал, сформировавший в свою очередь сель. И событие Паррагирре в долине р. Колорадо (регион Сантьяго): здесь скальный оползень трансформировался в обломочную лавину, которая благодаря таянию включенного в нее льда через 5 км преобразовалась в грязекаменный сель с высотой фронтальной волны до 20–30 м [51]. Землетрясение 1987 г. в Эквадоре вызвало многочисленные обвалы на склонах Кордильеры Реаль, а выпавшие обильные осадки привели к формированию катастрофического селя в долине р. Саладо-Кока, в результате чего было перемещено около 80 млн. м<sup>3</sup> обломочного материала, разрушены нефтепровод и дорога на протяжении более 100 км. Сложную природу имел и оползень Хосефина, перегородивший долину р. Паутэ в 1993 г. [30].

Проведенный обзор позволяет заключить, что на ход рельефообразования территории оказывают воздействие большое количество природных и техногенных факторов, которые провоцируют высокую напряженность геоморфологических процессов территории. При этом морфология рельефа и литология слагающих пород, тип увлажнения и наличие или отсутствие растительности обуславливают характер и высокую потенциальную интенсивность процессов рельефообразования территории, а аномальные гидрометеорологические явления, частые сейсмические толчки, антропогенное воздействие запускают “взведенный механизм” в действие.

Для выявления закономерностей площадного распределения напряженности геоморфологических процессов региона и выделения зон потенциального риска развития катастроф необходимо проведение дальнейших исследований, в том числе, картографирования с количественным учетом интенсивности потенциального воздействия природных и техногенных факторов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тимофеев Д.А. Элементарные геоморфологические частицы как объект геоморфологического анализа // Геоморфология. 1984. № 1. С. 19–29.
2. Тимофеев Д.А. Геоморфологическое время и пространственно-временные соотношения в рельефе земной поверхности // Изв. РАН. Сер. геогр. 1992. № 4. С. 12–18.
3. Ананьев Г.С. Катастрофические процессы рельефообразования. М.: Изд-во МГУ, 1998. 101 с.
4. Ананьев Г.С. Методология изучения катастрофических процессов рельефообразования и вопросы эколого-геоморфологического риска // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1992. № 4. С. 14–20.
5. Готванский В.И., Лебедева Е.В. Влияние природных и антропогенных факторов на напряженность геоморфологических процессов на Дальнем Востоке // Геоморфология. 2010. № 2. С. 26–36.
6. Зархина Е.С., Сохина Э.Н., Морина О.М. Опыт комплексной оценки экологической напряженности территории (на примере Дальневосточного региона) // Факторы и механизмы устойчивости геосистем. М.: ИГРАН, 1989. С. 206–214.
7. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
8. Coltorti M., Ollier C. The significance of high planation surface in the Andes of Ecuador // Uplift, erosion and stability: Perspectives on long-term landscape development. London: Geol. Society, 1999. V. 162. P. 239–252.
9. Максимов Е.В. Масштабы тектонического воздымания Патагонских Анд в голоцене // Изв. ВГО. 1974. Т. 106. Вып. 4. С. 292–298.
10. Johnson M.R.W., Harley S.L. Orogenesis: The making of mountains. Cambridge: University Press, 2012. 388 p.

11. Белоусов В.В. О тектонике Анд // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. № 2. С. 3–16.
12. Ананьев Г.С. Морфоструктура Эквадора // Геоморфология. 1996. № 2. С. 37–50.
13. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.
14. Леонтьев О.К. Геоморфологические типы зон перехода от материка к океану // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1968. № 2. С. 28–35.
15. Жидков М.П. Морфоструктура континентально-океанических шовных зон Тихоокеанского кольца в связи с прогнозом мест сильных землетрясений (Камчатка, запад Южной Америки): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГРАН, 1985. 27 с.
16. Frutos J. Andean tectonics as consequence of sea-floor spreading // Tectonophysics. 1981. V. 72. P. 121–132.
17. Родников А.Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 152 с.
18. Lomnitz C. Global tectonics and earthquake risk. Developments in Geotectonics. № 5. Amsterdam: Elsevier, 1974. P. 320.
19. Гвишиани А.Д., Зелевинский А.В., Кейлис-Борок В.И. и др. Распознавание мест возникновения сильнейших землетрясений Тихоокеанского пояса ( $M \geq 8.2$ ) // Методы и алгоритмы интерпретации сейсмических данных / Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1980. Вып. 13. С. 30–43.
20. Гвишиани А.Д., Жидков М.П., Соловьев А.А. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. X. Места землетрясений  $M \geq 7.75$  на Тихоокеанском побережье Южной Америки // Математические модели строения Земли и прогноза землетрясений / Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1982. Вып. 14. С. 56–67.
21. Дарвин Ч. Путешествие натуралиста вокруг света на корабле “Бигль”. М.: Географгиз, 1954. 576 с.
22. Энман В.Б. Современные движения земной коры и землетрясения // Современные движения земной коры. Тарту: АН ЭССР, 1973. С. 633–642.
23. Жидков М.П. Поперечные морфоструктурные линейaments Анд // Геоморфология. 1981. № 2. С. 47–54.
24. Plafker G., Ericson G., Concha J. Geological aspects of the May 31, 1970, Perú earthquake // Bul. of the Seismological Soc. of America. 1971. V. 61. № 3. P. 543–578.
25. <http://www.risk.ru>
26. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.
27. Yeats R. Active Faults of the World. Cambridge: University Press, 2012. 621 p.
28. Кладовщикова М.Е. Особенности вулканического рельефообразования Экваториальных Анд (Эквадор, вулкан Котопакси) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2007. № 4. С. 40–46.
29. Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.
30. Завгородняя С.С. Современные геоморфологические процессы и учет их в экологических и хозяйственных целях в Эквадоре: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.–Кито: МГУ, 1996. 43 с.
31. Geomorphological hazards and disaster prevention / I. Alcántara-Ayala, A. Goudie. Cambridge: University Press, 2010. 291 p.
32. Witham C.S. Volcanic disasters and incidents: A new database // Journ. Volcanol. and Geotherm. Res. 2005. V. 148. Iss. 3–4. P. 191–233.
33. Новао Херес Х.Э. Массовые движения грунта на склонах и их влияние на морфогенез западных Анд (Чили) // Геоморфология. 2013. № 2. С. 81–96.
34. Лукашова Е.Н.. Южная Америка. Физическая география. М.: ГУПИ МП РСФСР, 1958. 465 с.
35. Алексеев Б.А., Лукашова Е.Н. Высотные спектры Анд // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1969. № 4. С. 22–31.
36. Голубев Г.Н. Питание рек Чили // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1969. № 2. С. 36–41.
37. Физико-географический атлас мира. М.: ГУГК, 1964. 298 с.
38. Atlas de la Republica de Chile. Santiago: Instituto Geografico Militar de Chile, 2005. 359 p.
39. Уфимцев Г.Ф. Андская тетрадь (рельеф и морфотектоника Перуанских Анд). М.: Науч. мир, 2011. 164 с.
40. Pinto L., Hérail G., Sepúlveda S., Krop P. A Neogene giant landslide in Tarapacá, northern Chile: a signal of instability of the westernmost Altiplano and palaeoseismicity effects // Geomorphology. 2008. V. 102. P. 532–541.
41. Гущина Д.Ю., Семенов Е.К. О взаимодействии океана и атмосферы в период Эль-Ниньо – Южного колебания 1982–1983 гг. // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1994. № 5. С. 32–38.

42. *Ананьев Г.С.* Экзогенные процессы на северо-западе Южной Америки в период Эль-Ниньо 1997–1998 гг. // Изв. РГО. 1999. Т. 131. Вып. 4. С. 18–25.
43. *Vargas G., Ortlieb L., Ruttant J.* Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño // *Oscilación del Sur. Revista Geológica de Chile.* 2000. V. 27(2). P. 157–176.
44. *Sepúlveda S., Rebolledo S., Vargas G.* Recent catastrophic debris flows in Chile: geological hazard, climatic relationships and human response // *Quaternary Int.* 2006. V. 158. P. 83–95.
45. В поисках Эльдорадо. М.: Терра, 1997. 168 с.
46. *Ананьев Г.С.* О роли феномена Эль-Ниньо в преобразовании рельефа Эквадора // Изв. РГО. 1997. Т. 129. Вып. 1. С. 64–69.
47. *Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Ледники. М.: Мысль, 1989. 447 с.
48. *Уфимцев Г.Ф.* Геоморфологические особенности Перуанских Анд // *География и природные ресурсы.* 2010. № 2. С. 146–156.
49. *Espinosa G., Hajek E., Fuentes E.* Distribución geográfica de los deslizamientos de tierras asociados a desastres em Chile // *Ambiente y Desarrollo.* 1985. V. 1(2). P. 81–90.
50. *Кладовщикова М.Е.* Развитие рельефа и рельефообразующих процессов окраинно-материковых гор (на примере Анд): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2008. 24 с.
51. *Antinao J., Gosse J.* Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution // *Geomorphology.* 2009. V. 104. P. 117–133.

Ин-т географии РАН

Поступила  
30.11.2012

## NATURAL AND ANTHROPOGENIC BACKGROUNDS OF THE GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES INTENSITY IN THE ANDES

E.V. LEBEDEVA

Summary

Tension (or intensity) of geomorphological system is its inclination to be in the state of instability, out of balance. It corresponds to high probability of catastrophic processes realization. The intensity of geomorphic processes in the Andes is determined by tectonic activity, volcanism, deeply dissected topography, high precipitation, seismicity, significant human impact. Most extensive geomorphologic disasters of the region are usually due to the superposition and interaction of the number of extreme processes.

УДК 551.4.01:001.4→911.3(470.32)

© 2013 г. С.В. ХАРЧЕНКО

## ОТРАЖЕНИЕ РЕЛЬЕФА В ТОПОНИМИКЕ И КОГНИТИВНОМ ВОСПРИЯТИИ ГОРОДСКОГО ПРОСТРАНСТВА (НА ПРИМЕРЕ ГОРОДОВ ЧЕРНОЗЕМЬЯ)

Введение

В своем развитии города всегда вынуждены встраиваться в природный ландшафт. Характерные черты природы конкретной территории часто находят отражение в человеческом сознании в качестве “визитной карточки” места. Иногда впоследствии происходит процесс неформального наименования или, используя терминологию лингвистики, номинации места горожанами. Часть из появившихся названий закрепляется административно. Полная последовательность – ассоциация, номинация, “адресация” – как правило, наблюдается в городах, историческое архитектурно-пла-