

**АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОМОРФОЛОГИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ КАМЧАТСКОГО ЗАЛИВА
(КАМЧАТКА)**

Т.К. Пинегина¹, А.И. Кожурин², В.В. Пономарева¹

¹ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, б-р Пишпа 9,
г. Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: tsunami@kscnet.ru

²ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017;
e-mail: kozhurin@ginras.ru

Поступила в редакцию 30 мая 2012 г.

Камчатский залив, самый северный из заливов Тихоокеанского побережья Камчатки, располагается в области смыкания Камчатской зоны поддвига Тихоокеанской плиты и правосдвигового трансформного разлома западных Алеут. Вследствие наложения субдукционных и коллизионных процессов, район сочленения двух дуг уникален набором эндогенных факторов, воздействующих на геолого-геоморфологическую историю его развития.

На обрамлении северной части Камчатского залива расположена устьевая область р. Камчатка. В голоцене здесь была сформирована современная долина р. Камчатки, ее эстуарий, морская аккумулятивная терраса, протяженностью около 30 км и шириной до 5 км. Обширная площадь с тыловой части террасы и в Столбовской низменности в настоящее время занята торфяниками, развитыми на озерно-лагунных и аллювиальных отложениях. В геолого-геоморфологическом строении этих аккумулятивных форм рельефа запечатлелись следы воздействий цунами и вертикальных косейсмических опусканий, связанных с сильнейшими землетрясениями в зоне субдукции, а также разрывных взбросо-сдвиговых деформаций, связанных с процессами в зоне коллизии.

Полученные данные показывают, что периодичность сильных цунами в Камчатском заливе составляет в среднем один раз в 300 лет. Для отдельных разломов, связанных с коллизионным взаимодействием западных Алеут и Камчатки, среднее значение повторяемости подвижек достигает одного раза в первые тысячи лет при магнитуде генерируемых подвижками землетрясений, достигающей 7–7.5. В целом для района интервал повторяемости сильных коровых землетрясений, связанных с подвижками по разломам, может составлять первые сотни лет – величину, сопоставимую со значением повторяемости для субдукционных землетрясений.

Ключевые слова: субдукция, коллизия дуга-дуга, активный разлом, цунами, голоцен, нижнее течение р. Камчатки, морская терраса, Камчатский залив.

**ВВЕДЕНИЕ. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ
И СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ
КАМЧАТСКОГО ЗАЛИВА**

Камчатский залив располагается в области сочленения Камчатки с Алеутской островной дугой. Тихоокеанская плита поддвигается под Камчатку со скоростью примерно 8 см/год, проскальзывая по трансформному правосдвиговому разлому Командорского сегмента Алеутской дуги [20]. Край Тихоокеанской плиты, в ее погруженной под Камчатку части, располагается на простирании трансформного разлома западных Алеут – примерно под самой южной частью п-ова Камчатский и современным устьем р. Камчатки, уходя далее на

северо-запад в сторону вулкана Шивелуч (рис. 1), [25, 32].

Режимы деформирования земной коры Камчатки к югу и северу от края погруженной части плиты существенно различаются [8, 29]. Над зоной субдукции земная кора Камчатки испытывает направленное в сторону океана растяжение [5], структурным выражением которого являются системы листрических сбросов и понижающиеся к востоку, в сторону океана, моноклинали поверхностей ограниченных ими блоков [7]. Область к северу от края Тихоокеанской плиты подвержена коллизионному режиму деформирования (западное окончание Алеутской дуги сближается с Камчаткой в районе п-ова Камчатский). Основные

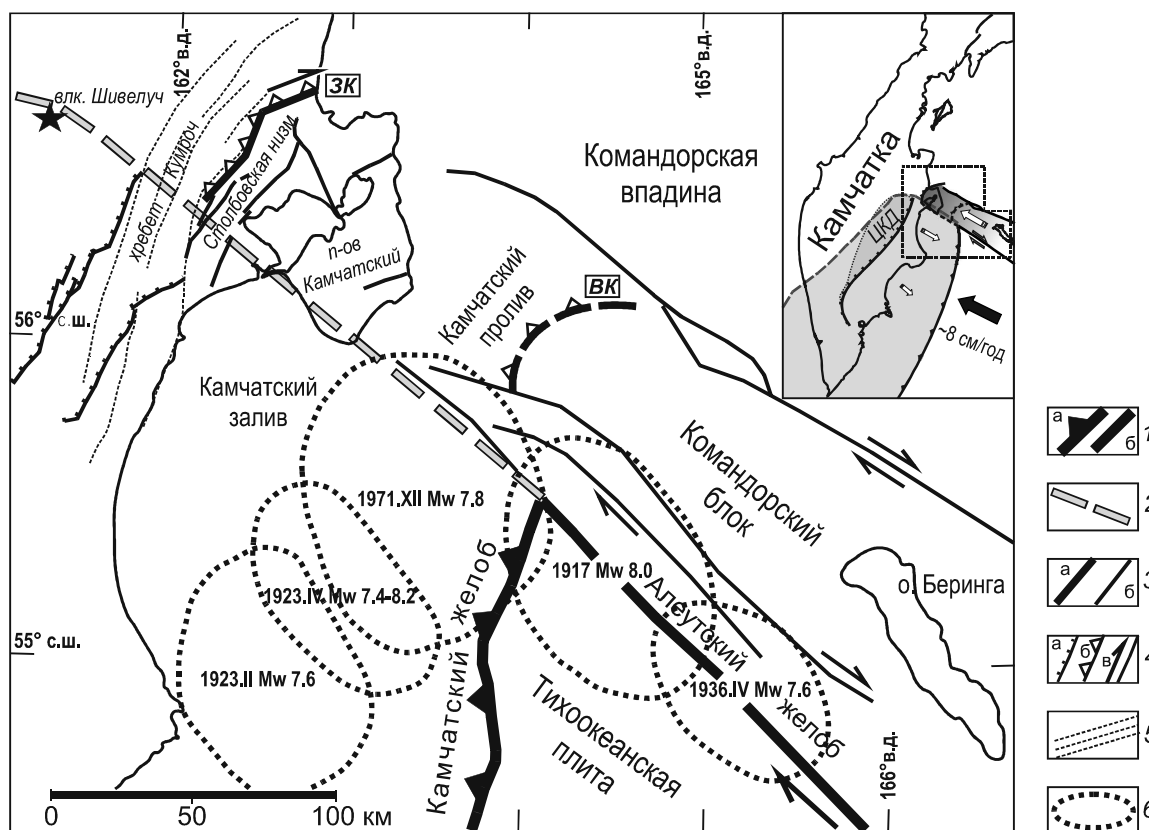


Рис. 1. Активные структуры района сочленения Камчатской и Алеутской островных дуг.

1 – границы Тихоокеанской плиты [13, 14]: субдукционная (а), трансформная (б); 2 – примерное положение погруженного края Тихоокеанской плиты [25]; 3 – активные разломы: основные (а), прочие (б), в том числе, в акватории [13, 14], пунктир – предполагаемые; 4 – кинематика разломов: сбросы (а), взбросы и надвиги (б), сдвиги (в); 5 – простираение дочетвертичных комплексов и структур (левосдвиговая горизонтальная флексура [29]); 6 – очаги крупнейших исторических землетрясений, цифрами показаны год, месяц и магнитуда землетрясений [4]. ЗК – западный коллизионный контакт [8], ВК – восточный коллизионный контакт [23, 24]. На врезке: положение погруженного края Тихоокеанской плиты, стрелками показаны направления относительных перемещений Тихоокеанской плиты, блоков Камчатской и Алеутской островных дуг и перемещений по Алеутскому трансформному разлому. ЦКД – Центральная Камчатская депрессия.

структурные элементы здесь представлены западным (под восточным склоном хр. Кумроч) и восточным (в Камчатском проливе) коллизионными контактами, а также системой разломных деформаций п-ова Камчатский между ними [8]. Раздел между двумя по-разному деформирующимися областями структурно на поверхности представлен, судя по плановой геометрии дочетвертичных комплексов и структурных зон, довольно широкой, левосдвиговой по кинематике, горизонтальной флексурой (рис. 1) [29].

Надсубдукционный и коллизионный режимы деформирования земной коры Камчатки относятся к процессам, действующим продолжительное (по крайней мере, все четвертичное) время [7, 29], определяя общую обстановку, на фоне которой развивается побережье Камчатского залива. При этом район к югу от

р. Камчатки испытывает влияние в основном процессов в зоне субдукции, а к северу – коллизионных. Несомненно, следует ожидать и некоторого совмещения в пространстве проявлений этих процессов. Сами же процессы деформирования, как правило, происходят импульсными подвижками и сопровождаются сильными землетрясениями.

В целом, для района характерна высокая сейсмическая активность [2, 11, 24]. Землетрясения сосредоточены по границам Тихоокеанской плиты – в Камчатской зоне субдукции и в системе Алеутского трансформного разлома и параллельных ему разломов Командорского блока. За время инструментальных наблюдений здесь были зарегистрированы землетрясения с магнитудами до 7.5–8. В 20-м веке, непосредственно в зоне сочленения дуг, произошло два

цунамигенных землетрясения (1923, 1971 гг.) и ряд других с магнитудами более 7 (рис. 1) [4]. Сейсмичность п-ова Камчатский и его ближнего обрамления не может быть отнесена ни к одной из двух примыкающих сейсмофокальных зон [11, 26]. В районе полуострова регистрируются в основном мелкофокусные землетрясения глубиной до 50 км, в то время как юго-западнее, в Камчатском заливе и дальше вдоль простирания Камчатского желоба, главное поле гипоцентров субдукционных землетрясений находится на 20–30 км глубже. Облако коровой сейсмичности протягивается от Камчатского полуострова на северо-запад вплоть до хр. Кумроч. Наличие на полуострове и в нижнем течении р. Камчатки активных разломов и следов палеоземлетрясений [8, 12] показывают, что время от времени здесь происходили и более сильные события. Под «сильными» подразумеваются коровые землетрясения с $M \geq 6-6.5$ и субдукционные с $M \geq 8$, т.к. такие землетрясения связаны с крупноамплитудными подвижками по разломам и часто сопровождаются разрывными или пликативными деформациями, видимыми в рельефе. Такие подвижки способны менять облик земной поверхности, влиять на эволюцию рельефа и геологическое строение территории.

В настоящей статье показаны результаты исследований геологических следов крупных голоценовых сейсмических событий (как коровых, так и субдукционных) в устьевой области р. Камчатки и рассмотрен характер их воздействия на геолого-геоморфологическое строение района.

ВЛИЯНИЕ ДВИЖЕНИЙ В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ КАМЧАТСКОГО ЗАЛИВА

Вертикальные косейсмические деформации

Согласно геологическим, наземным и спутниковым (GPS) геодезическим данным, сильные субдукционные землетрясения сопровождаются вертикальными косейсмическими деформациями на побережьях, расположенных даже в нескольких сотнях километров от глубоководных желобов (рис. 2) [30]. Наблюдения, проведенные после нескольких крупнейших исторических землетрясений (Чилийского 1960 г., $M_w = 9.5$, Аляскинского 1964 г., $M_w = 9.2$, Индонезийского 2004 г., $M_w = 9.5$, Чилийского 2010 г., $M_w = 8.8$, Японского (Тохоку) 2011 г., $M_w = 9.1$), показали, что земная поверхность, прилегающая к мелкой части очага на взброшенном крыле, во время субдукционного землетрясения испытывает поднятие, а область, расположенная ближе к вулканической дуге, над более глубокой частью очага, погружается. Для землетрясений с магнитудами $M < 8$ такая закономерность также справедлива, однако амплитуды вертикальных движений на большом удалении от источника земле-

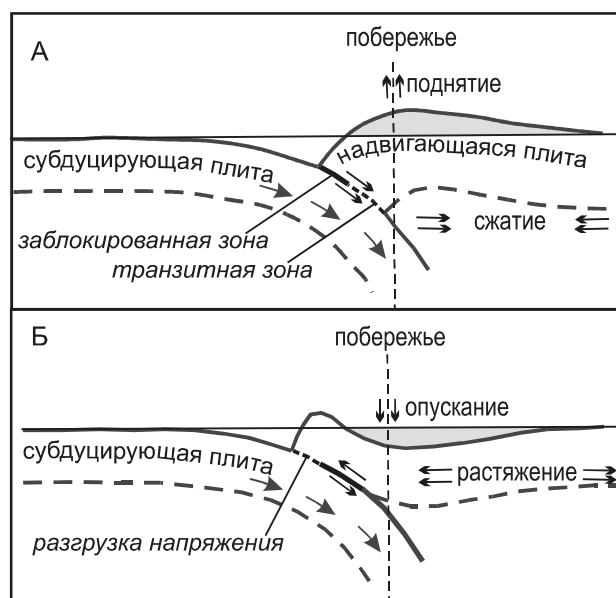


Рис. 2. Упрощенная модель деформаций в области субдукционного взаимодействия литосферных плит [30].

А – интерсейсмическая стадия аккумуляции упругих напряжений; Б – косейсмическая стадия разгрузки напряжений в момент реализации подвижки по разлому.

трясения незначительны и регистрируются обычно лишь инструментально. Амплитуды же косейсмических опусканий от наиболее сильных землетрясений могут достигать на побережье первых метров, что вызывает последующий размыв части берега и перестройку всей зоны активного пляжа.

Специфика рассматриваемого участка побережья состоит в его близости к северному окончанию Камчатской зоны субдукции, то есть к северному краю погружающейся Тихоокеанской плиты. Основной вопрос при этом состоит в том, насколько высок сейсмический потенциал краевой части зоны субдукции и насколько велики могут быть вертикальные косейсмические деформации побережья. Достаточного количества надежных геологических данных, которые позволили бы ответить на этот вопрос, пока нет. В связи с этим возможны представляются два варианта.

1. Побережье Камчатского залива вблизи бокового края Тихоокеанской плиты испытывает те же деформации при субдукционных землетрясениях (по типу и интенсивности), что и восточное побережье Камчатки на удалении от края: воздымание в интерсейсмический промежуток времени, опускание – в косейсмический и, скорее всего, в постсейсмический промежуток сейсмического цикла. Следствием таких движений являются периодические опускания и размыв морских аккумулятивных террас и их последующие воздымания и выдвигания в сторону моря.

Результирующие (остаточные) вертикальные деформации, накопившиеся за несколько сейсмических циклов, могут быть невелики и даже приближаться к нулевым.

2. Скорость накопления упругих деформаций в зоне субдукции и их максимальная величина варьируют вдоль Камчатской зоны субдукции, значительно ослабевающая у ее северного окончания, вблизи края погружающейся плиты. В этом случае следует ожидать, что заметных косейсмических вертикальных деформаций на побережье Камчатского залива может и не происходить. В пользу такого предположения свидетельствует то, что за время исторических сейсмологических наблюдений в северном сегменте Камчатской зоны субдукции, по-видимому, не происходило катастрофических землетрясений, подобных мультисегментным землетрясениям на юге Камчатки в 1737 и 1952 гг., с $M_w \sim 9$ [4]. Однако отсутствие постоянного населения на побережье Камчатского залива и качество исторических данных не позволяют считать отсутствие таких землетрясений 100 % фактом.

Установлено, что уровень моря в интервале 5.5–6.5 тыс. лет назад (средний голоцен) стабилизировался [15, 16, 21]. Из этого следует, что на стабильных или воздымающихся побережьях должны присутствовать морские голоценовые террасы, образовавшиеся за последние ~ 6 тыс. лет. Однако возраст наиболее древних аккумулятивных голоценовых морских террас на побережье Камчатского залива не превышает 1.5–3 тыс. лет [12, 17]. Так, например, в северо-западной части Камчатского залива самый древний из сохранившихся береговых валов сформировался около 3 тыс. л.н. [12]. Вместе с тем, возраст торфяника, образовавшегося на лагунных отложениях за этим береговым валом, составляет около 6 тыс. лет [9]. Это свидетельствует о том, что валы, образованные в интервале от 3 до примерно 6 тыс. л.н., были размыты (здесь, и далее по тексту, везде указан калиброванный ^{14}C возраст). Такой размыв береговых валов вдоль всего побережья мог быть вызван крупноамплитудным опусканием берега. В пользу реальности косейсмических опусканий побережья Камчатского залива свидетельствует наличие в торфяниках, расположенных на удалении около 5–10 км от линии современного побережья, довольно мощных прослоев суглинков (например, в разрезе Черного Яра [9]).

Реконструкция повторяемости сильных землетрясений в зоне субдукции по отложениям цунами

По историческим данным, очаги сильнейших цунами, действовавших на устьевую область р. Камчатка и пос. Усть-Камчатск, располагались в пределах

северного отрезка Камчатской зоны субдукции. Цунами от источников на востоке и юго-востоке Камчатки, в Беринговом море, а также от удаленных источников (например, подошедшие из Южной Америки) в районе Усть-Камчатска имели небольшую интенсивность (вертикальный заплеск <5 м) [6]. Возможность возникновения сильных цунами от очагов землетрясений по трансформным границам Командорского блока – вопрос, в настоящее время не имеющий однозначного ответа; в историческое время таких цунами, по-видимому, не происходило. Это подтверждается и нашими данными, полученными на основе изучения отложенных цунами на о. Беринга. За период инструментальных сейсмологических наблюдений, с 1962 г., в Камчатском заливе произошли два близких землетрясения, сопровождавшихся небольшими цунами – 15.12.1971 г. ($M = 7.8$) и 28.12.1984 г. ($M = 7.5$). По историческим макросейсмическим описаниям, очень сильно землетрясения ощущались в районе в 1737 (вероятно, сопровождалось сильным цунами), 1791, 1792 (вероятно, цунами?), 1807, 1923 (разрушительное цунами), 1936 (вероятно, небольшое цунами) годах [1, 6]. Небольшие цунами от Камчатских и удаленных источников были зафиксированы в районе Усть-Камчатска в 1952, 1960, 1969, 2001, 2010 годах [38].

Из исторических описаний не ясно, сопровождалось ли землетрясение 1737 г. цунами в Камчатском заливе. Населенных пунктов на побережье в то время не было, и какие-либо исторические описания отсутствуют. Вместе с тем, макросейсмические параметры землетрясения 04.11.1737 г., следующие из описания вызванных землетрясением разрушений в расположенном в 30 км от берега пос. Нижнекамчатск [1], позволяют предположить, что цунами все же было. С ним может быть связан цунамигенный горизонт, залегающий ниже отложений цунами 1923 г. В литературе [1] имеется также упоминание о цунами 22.08.1792 г. Однако характер описания данного события позволяет усомниться в его реальности [12]. В разрезах аккумулятивных отложений, сформировавшихся за последние примерно 300 лет, был идентифицирован лишь один горизонт отложений цунами, залегающий ниже горизонта 1923 г. Таким образом, сильное цунами в районе произошло, вероятнее всего, именно в 1737, а не в 1792 г. По своей интенсивности (табл. 1) это событие было примерно сопоставимо с цунами 1923 г.

Методика изучения отложений цунами подробно описана в ряде работ [10, 16, 34, 35], поэтому в данной статье она не излагается. Отметим лишь, что при определении параметров палеоцунами учитывались реконструированное положение древней береговой линии и высота морской террасы над уровнем моря на момент события [12].

Таблица 1. Данные об исторических и палеоцунами в северной части Камчатского залива.

№	Возраст события	Минимальная высота заплеска, м	Минимальная дальность заплеска, м
1	1923*	>6	> 1800 м
2	1737*	>8	> 1600 м
3	550±250	> 6	> 500 м
4	1075±275	> 4.5	> 600 м
5	1425±75	>4	> 250 м
6	1575±75	>4	> 200 м
7	1775±125	>7	> 300 м
8	2200±300	>8	> 500 м

Примечание. * – возраст событий цунами в годах нашей эры (для исторических событий); для остальных цунами округленный возраст указан в годах до 1950 г.

В шурфах, заложенных на поверхности морской террасы на правом берегу от устья р. Камчатки, были выявлены восемь горизонтов отложений цунами, произошедших за последние ~ 2500 лет. Основные параметры этих событий приведены в таблице 1. Возраст событий цунами и погрешность определений возраста рассчитаны по радиоуглеродным датам, полученным для подстилающих и перекрывающих отложения цунами вулканических пеплов [11, 12, 16] (табл. 2).

Приведенные в таблице 1 значения дальности заплеска и высот палеоцунами в ряде случаев могут быть существенно занижены. Это связано с тем, что: 1) оценки основаны лишь на высоте самого высокого берегового вала, через который переклестнула волна; 2) точность определения положения береговой линии, существовавшей на момент цунами, определяется разрешающей способностью метода тефрохронологии (количеством идентифицированных пеплов в районе исследования и точностью их ^{14}C датировки). Вместе с тем, можно утверждать, что все выявленные цунами были довольно сильными. Так, например, Чилийское цунами 1960 г. распознаваемых отложений цунами на побережье не оставило, так как его горизонтальный заплеск не превысил зоны штормовой досягаемости, хотя высота волн вдоль побережья Камчатского залива составила 2–4 м [6].

Основываясь на полученных палеосейсмологических данных, можно сказать, что за последние примерно 2500 лет сильные цунами происходили в Камчатском заливе в среднем один раз в 312 лет. Повторяемость цунами, по-видимому, соответствует повторяемости сильных землетрясений ($M \geq 8$) в северной краевой части Камчатской зоны субдукции. Более слабые сейсмические события происходят здесь значительно чаще. Необходимо отметить, что

распределение землетрясений и цунами во времени не линейно, т.е. при средней повторяемости в 300 лет некоторые события могли быть сближены, а другие разделяться более продолжительными промежутками времени. Таким образом, можно заключить, что северная краевая часть Камчатской зоны субдукции способна генерировать землетрясения с магнитудами порядка 8. Однако вопрос о возможности генерации здесь землетрясений с магнитудами около 9 все еще не имеет однозначного ответа.

ВЛИЯНИЕ КОЛЛИЗИОННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ НА ПОБЕРЕЖЬЕ КАМЧАТСКОГО ЗАЛИВА

Полуостров Камчатский, с примыкающей к нему с запада Столбовской низменностью и устьевой областью р. Камчатки, нарушен целым рядом активных разрывных нарушений [8, 22, 23, 27, 28]. Кинематика разломов (взбросы, надвиги, сдвиги) указывает на условия сжатия всего района примерно в широтном направлении, а распределение и образуемые ими структурные сочетания – на сближение блока полуострова с Камчаткой и его пододвигание под хр. Кумроч (рис. 1, 3). По данным полевого изучения разломов [7, 8, 12, 28], движения по ним не криповые, а происходят импульсно, отдельными подвижками, сопровождаемыми сильными землетрясениями с $M_w \geq 5.5$ –6. В современной литературе известны также отдельные случаи тектонических импульсных асейсмических подвижек [30]. Они отличаются от сейсмогенерирующих лишь тем, что связаны с вторичными разрывами и сопровождаются землетрясениями с $M_w \leq 5.5$. На побережье Камчатского залива вторичные разломы не выявлены и в данной статье речь идет лишь об основных сейсмогенерирующих активных разломах. Благодаря накоплению со временем суммарных амплитуд отдельных подвижек, активные разломы хорошо видны в позднеплейстоценовом и голоценовом рельефе в виде уступов высотой от метров до десятков метров. Уступы оказывают непосредственное влияние на распределение областей современного стока, мест аккумуляции или размыва рыхлых отложений.

Один из наиболее детально изученных в районе активных разломов, названный Усть-Камчатским [12], пересекает р. Камчатку в районе Черного Яра, деформирует плоскую заболоченную поверхность Столбовской низменности к северу от нее и часть береговых валов на морской аккумулятивной террасе к югу (рис. 3). Простирается разлома – север-северо-восточное (азимут простирания от 15° на юге до 25 – 30° на севере). Протяженность видимой на земной поверхности линии разлома составляет 20–25 км. Очевидно,

Таблица 2. Маркирующие прослойки голоценовой тефры, использованные для датирования отложений в районе устьевой области р. Камчатки.**

Индекс тефры	Источник тефры	Средний ^{14}C возраст, (^{14}C л.н. до 1950 г.)	Округленный возраст (лет до 1950 г.) или г. н.э. (1) для исторических извержений	Описание пепла	Средняя по многим разрезам мощность (см)
Ш ₁₉₆₄	Шивелуч	Исторический	1964 ¹	«Соль с перцем» с/з-к/з песок	0.5–4
КЛ	Ключевской	Исторический	1878 ^{1?}	Черный м/з -т/з песок	0.5–1
SH ₁	Шивелуч	265±18	300	Палевый м/з -т/з песок	0.5–2
Ш ₂	Шивелуч	965±16	800	Палевый м/з -т/з песок	1–2
Ш ₁₄₅₀	Шивелуч	1450	1350	«Соль с перцем» м/з-с/з песок	1–3(5)
Ш	Шивелуч	–	1500	Палевый м/з -т/з песок	0.5–2
КС ₁	Шивелуч	1806±16	1650	Палево-желтый т/з-м/з песок	5–7
Ш	Шивелуч	–	1900	«Соль с перцем» с/з песок	1–2
Ш ₅	Шивелуч	2553±46	2500	«Соль с перцем» м/з песок	1–2
Ш ₂₈₀₀	Шивелуч	2800	3000	«Соль с перцем» с/з песок	1–3
Шсп	Шивелуч	3600	3950	Темно-серый м/з – с/з песок	1–2
Шдв	Шивелуч	4105±31	4700	Палево-желтый т/з песок	3–5
Ш ₄₈₀₀	Шивелуч	4800	5600	«Соль с перцем» м/з-с/з песок	2–3
АВ ₄	Авачинский	5489±27	6150	Палево-желтый т/з песок	0.5
КЛ	Ключевской	–	6300	Черный м/з -с/з	0.5–1

Примечание. ** – Радиоуглеродный возраст и индексы маркирующих горизонтов пеплов приведены по работам [9, 18]. Проверк в колонке 3 означает, что средний радиоуглеродный возраст не рассчитывался. Калиброванный возраст получен с помощью программы Calib 6.0 [19, 36] и округлен до ближайших 50 лет.

что разлом продолжается и в акваторию Камчатского залива, и приведенное значение – минимальная оценка его длины. В рельефе разлом выглядит как уступ с опущенным юго-восточным крылом. Высота уступа в молодых голоценовых формах рельефа составляет в среднем 2–4 м. За последние ~ 5800 лет по Усть-Камчатскому разлому произошли 3 или 4 подвижки: 5800–5600, ~ 4700 и 300–800 л. н. в северной части и ~1700 л.н. в южной, в районе береговых валов [12]. Если исключить из рассмотрения событие с возрастом примерно 4700 лет, которое могло быть связано с подвижкой по одному из соседних разломов (его следами является только разжижение грунта), то в целом для разлома средний интервал повторяемости подвижек составляет около 2–2.5 тыс. лет. По эмпирическим зависимостям между длиной, средней подвижкой и магнитудой [31, 37], разлом длиной в 20 км со средней амплитудой разовой подвижки в 1.5 м

может генерировать землетрясения с $M_{\max} = 6.7–6.8$. Следует учесть, что приведенные для Усть-Камчатского разлома значения длины и величины разовой подвижки (измерена только вертикальная подвижка, сдвиговую компоненту точно определить не удалось) – минимальные. Очевидно, что магнитуда землетрясений может быть выше полученного значения, возможно достигая величины порядка 7.5. Исходя из данных полевых определений амплитуд разовых подвижек по другим разломам в районе Столбовской низменности [8], примерно такая же M_{\max} характерна, в целом, для всех активных разломов района. Допуская, что период повторяемости подвижек по всем активным разломам в районе с единой геодинамической обстановкой примерно сопоставим, следует считать, что в целом для района повторяемость сильных коровых землетрясений может составлять 1 раз в первые сотни лет.

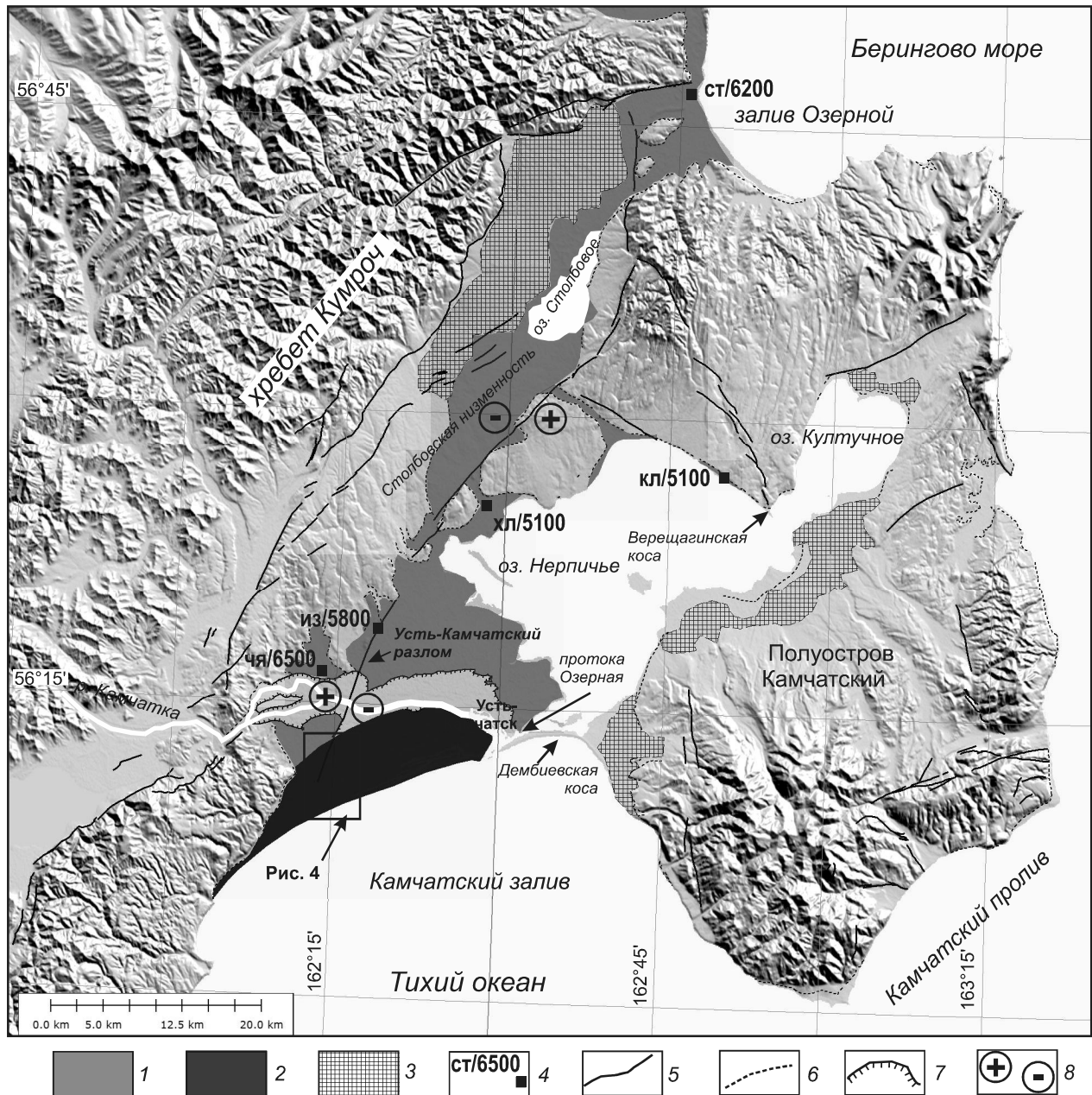


Рис. 3. Геоморфологическая схема устьевой области р. Камчатки и прилегающих территорий.

1 – голоценовые торфяники; 2 – голоценовая морская аккумулятивная терраса на правобережье р. Камчатки; 3 – позднеплейстоцен-голоценовые пролювиально-делювиальные конусы выноса; 4 – возраст основания торфа (л.н. от 1950 г.). Буквами обозначены опорные разрезы: чя – Черный Яр, из – Извилистый, хл – Халница, кл – Култук, ст – Столбовой; 5 – активные разломы; 6 – выраженный в рельефе абразионный уступ, соответствующий максимальному уровню моря в голоцене (около 6.5 тыс. л.н.); 7 – границы долины р. Камчатки в ее нижнем течении; 8 – поднятые (+) и опущенные (-) крылья активных разломов.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ Р. КАМЧАТКИ В ГОЛОЦЕНЕ

Устьевая область р. Камчатки включает в себя ее эстуарий, нижнее течение и прибрежную часть Камчатского залива радиусом около 10 км от устьевое створа. В эстуарий реки входят озера Нерпичье, Култучное, протока Озерная и система лагун на морской

аккумулятивной террасе. Нижнее течение реки протекает по Столбовской низменности, начинаясь примерно от Черного яра и протягиваясь до ее устьевое створа (рис. 1, 3). Ниже описываются ключевые моменты в истории формирования современного облика побережья Камчатского залива и устьевой области р. Камчатки на фоне активных тектонических процес-

сов. В геоморфологическом отношении здесь можно выделить морскую аккумулятивную террасу на правом берегу р. Камчатки, Столбовскую низменность с развитыми здесь торфяниками, долину р. Камчатки с серией речных террас, озера Нерпичье и Култучное с озерными террасами по их периметру.

Морская аккумулятивная терраса на правобережье р. Камчатки

На правом берегу р. Камчатки вблизи ее устья располагается морская аккумулятивная терраса шириной до 5 км и длиной около 30 км. Для выяснения истории формирования террасы, от уреза воды перпендикулярно простирающую береговых валов был измерен нивелирный топографический профиль. Вдоль профиля на каждой серии береговых валов закладывались шурфы и описывались вскрытые разрезы (рис. 3, 4).

Примерный возраст валов, т.е., то время, когда они переставали быть активными, определялся по возрасту наиболее древних вулканических пеплов в перекрывающих валы почвах (табл. 2). Полученные данные [12] позволили примерно определить положение береговой линии в различные промежутки времени и, тем самым, реконструировать историю формирования морской аккумулятивной террасы (рис. 4).

Ширина современного активного пляжа, на котором отсутствует почвенный чехол и вулканические пеплы не сохраняются, составляет около 200 м. Мощности почвенно-пирокластических чехлов во всех описанных разрезах не превосходит 50 см. Самый древний из сохранившихся береговых валов сформировался вскоре после выпадения вулканического пепла Ш₂₈₀₀ (~ 3000 л.н.). Если рассматривать участок берега, через который был измерен топографический профиль (первичные формы рельефа здесь хорошо сохранились), то можно сказать, что за последние примерно 1500 лет (между выпадением пеплов влк. Шивелуч ~ 1500 л.н. и 1964 г. н. э.) берег поднялся примерно на 2.5 м. Средняя скорость поднятия в этот период составляла примерно 1.5 мм/год, скорость проградации берега – 0.8–0.9 м/год.

На рис. 4 показаны положения береговых линий на различные моменты времени. Если рассматривать небольшие интервалы времени (между ближайшими по времени вулканическими пеплами), то видно, что скорость выдвигания террасы в сторону моря (проградации) во времени сильно варьировала. Например, в промежуток 1350–1650 л.н. она была почти в 4 раза выше, чем в промежуток 800–1350 л.н. Это может объясняться тем, что в некоторые промежутки времени морская терраса частично размывалась. Если допустить, что количество терригенных осад-

ков, поступающих на побережье Камчатского залива, в среднем–позднем голоцене было примерно постоянным, то такие размывы морской террасы могли быть связаны с косейсмическим опусканием побережья в результате сильных землетрясений в зоне субдукции.

В целом топографический профиль, измеренный через террасу, имеет слабый наклон в сторону моря (более древние валы гипсометрически выше). Это говорит о том, что за время формирования террасы суша в среднем поднялась. При более детальном рассмотрении топографического профиля на нем выявляются несколько перегибов. Один из таких перегибов наблюдается в точке, где был заложен шурф 27 (рис. 4). Профиль мористее этой точки, и до шурфа 17 менее крут и может быть экстраполирован практически прямой линией, т.е. формировался на фоне неизменного относительного уровня моря. Крайне интересен отрезок от шурфа 17 и мористее: на профиле видно, что береговой вал с тефрой Ш1964 примерно на 1 м выше причлененного к нему более древнего вала с тефрой вулкана Ключевской (выпавшей, предположительно, в 1878 г.) в основании почвы. Весьма вероятно, что такая разница в высоте близких по возрасту валов связана с небольшим по амплитуде косейсмическим опусканием побережья во время сильнейшего в районе исторического землетрясения 14 апреля 1923 г. По ретроспективной оценке сейсмологов, магнитуда землетрясения (M_w) составляла 7.4–8.2 [4]. Если косейсмическое опускание побережья в момент землетрясения действительно произошло, то верхний порог магнитудного интервала представляется более предпочтительным.

Необходимо отметить, что высотная разница береговых валов, сформированных до и после сейсмического события, редко соответствует реальной амплитуде вертикальной косейсмической деформации. Главные причины этому несоответствию – временное изменение волновой энергии и профиля подводного пляжа после деформации, а также частичный размыв пляжа, а иногда и разновозрастных береговых валов, сформировавшихся до сейсмического события. При палеореконструкциях практически невозможно установить, например, остановился ли размыв берега у вершины древнего вала или на его тыловом склоне.

Столбовская низменность

Столбовская низменность, расположенная к востоку от хр. Кумроч, протягивается в север-северо-восточном направлении примерно на 60 км при средней ширине около 10 км. Все днище низменности перекрыто торфяниками мощностью от 2 до 4 м [12]. В основании торфяников залегают серые суглинки и тонкие пески без видимой слоистости, которые были

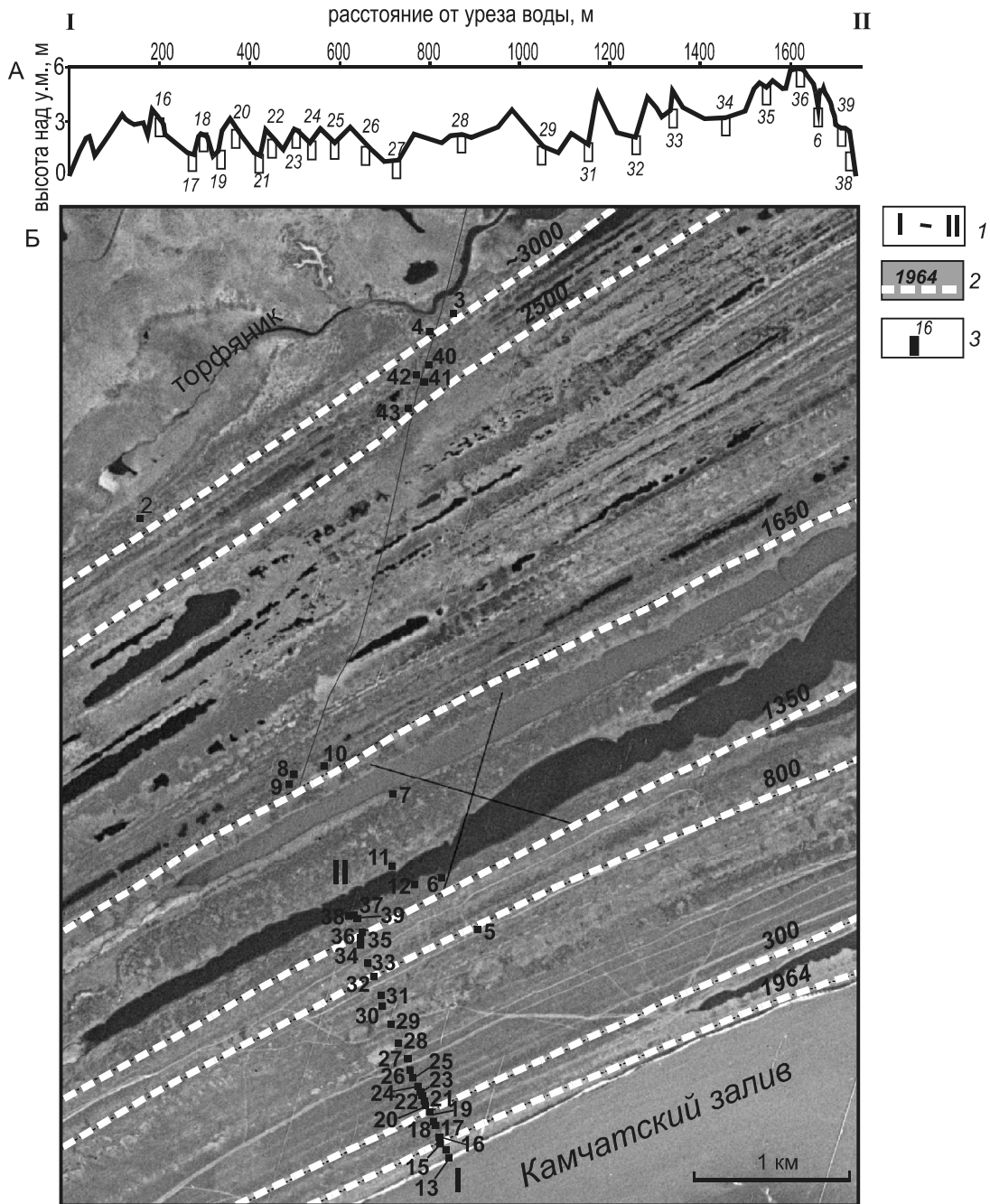


Рис. 4. Результаты исследований морской аккумулятивной террасы.

А – топографический профиль I–II, измеренный вкрест простирания береговых валов; Б – фрагмент аэрофотоснимка с положением и номерами геологических шурфов: 1 – положение топографического профиля, измеренного через морскую террасу; 2 – положение верхней границы активного пляжа на определенные моменты времени (л. н. от 1950 г. для всех границ древнее 1964 г. н. э.); 3 – положение и номера шурфов, заложенных вдоль топографического профиля I–II.

интерпретированы нами как озерные и лагунные отложения [12, 16]. Начало зарастания мелководного водоема, занимавшего Столбовскую низменность, началось 6500–5100 л.н., т.е. примерно в период достижения максимального уровня моря в голоцене. Более раннее начало формирования торфяников, как

правило, происходило на поднятых крыльях активных разломов, а более позднее – на опущенных. Так, например, торфяник Черного Яра [9] на 1–1.5 тыс. лет древнее соседних описанных торфяников [16], т.к. он расположен в поднятом крыле Усть-Камчатского разлома (рис. 3).

По-видимому, даже во время голоценового максимального стояния уровня моря мелководный водоем отделялся от открытого моря береговыми валами, и его зарастание происходило на фоне постепенного обмеления вследствие выпадения тонких осадков при отсутствии высокой волновой активности. Большое количество материала поступало в водоем, по-видимому, не только из р. Камчатки и других впадающих в него водотоков, но и за счет крупных пролювиально-делювиальных конусов выноса со склонов хребта Кумроч (рис. 3). Древние береговые валы, отделявшие мелководный водоем от открытого моря, сохранились частично лишь в северо-восточной части Столбовской низменности [16] и были полностью уничтожены в ее юго-западной части.

При дешифрировании аэрофотоснимков и космических снимков КН-9 (разрешение около 4.7 м на 1 пиксель) было выявлено положение наиболее древнего, выраженного в рельефе абразионного уступа, соответствующего максимальному уровню моря в голоцене (рис. 3). Уступ ограничивает Столбовскую низменность с запада. Вероятно, в своей самой южной части, там, где он граничит с морской аккумулятивной террасой, абразионный уступ является морским, на остальном своем протяжении он, по-видимому, оконтуривает мелководный водоем и является озерно-лагунным. Хорошая выраженность абразионного уступа, сформированного в условиях отделенного от моря водоема с относительно низкой волновой энергией, может объясняться тем, что он является унаследованным, совпадая пространственно с абразионным уступом, сформированным около 120–130 тыс. л. н. (MIS 5e), когда относительный уровень моря примерно соответствовал современному либо незначительно превышал его [33]. В то время всю Столбовскую низменность мог занимать морской пролив, отделяющий хребты полуострова Камчатский от хребта Кумроч. Голоценовые морские аккумулятивные формы рельефа и отложения в Столбовской низменности отсутствуют, следовательно, в голоцене на месте морского пролива уже находилось мелководное озеро или лагуна.

От некогда обширного мелководного водоема в настоящее время осталось оз. Столбовое, длиной 11 и шириной до 5 км. Глубина озера не превышает 4 м, среднее значение глубины находится в интервале 2–3 м (рис. 5). В настоящее время озеро активно зарастает, и его акватория постепенно сокращается. По данным георадарной съемки, дно озера ровное, практически горизонтальное, мощность озерных отложений составляет не менее 4 м. Глубже электромагнитный сигнал затухает, вероятно, из-за наличия суглинистых отложений, препятствующих его прохождению.

Активные разломы (рис. 3) в пределах Столбовской низменности оказывают влияние на ее морфологию, уровень грунтовых вод, гидрологический режим и скорость торфообразования. Высота разломных уступов, видимых в позднеплейстоцен-голоценовом рельефе, составляет от одного метра до первых десятков метров, интервал повторяемости подвижек по одному отдельно взятому разлому, по нашей оценке, составляет первые тысячи лет, общая повторяемость подвижек – первые сотни лет [8, 27, 28].

Долина р. Камчатки в приустьевой области

В позднем плейстоцене – раннем голоцене, когда абсолютный уровень моря был ниже современного примерно на ~120 м [21], устьевая область р. Камчатки находилась на месте современного континентального шельфа в Камчатском заливе. Понижения на месте современных котловин озер Нерпичье, Култучное, Столбовской впадины, по-видимому, заполнялись ледниковыми, водно-ледниковыми и пролювиальными отложениями. Подтверждает это тот факт, что поверхность современного рельефа от хребта Кумроч и до западных склонов хребтов полуострова Камчатский покрыта плащом таких отложений ранне- и позднеплейстоценового возраста (Q_1, Q_{III}^2) [3]. В среднем голоцене, когда уровень моря приблизился к современному, в устьевой области р. Камчатки была сформирована новая, голоценовая, долина реки. Границы долины р. Камчатки были выделены на основе дешифрирования аэрофото и космических снимков (рис. 3). Все террасы реки в нижнем течении вложены в торфяники среднеголоценового возраста, то есть имеют средне-позднеголоценовый возраст. Река активно меандрирует, срезая и размывая свои же аккумулятивные террасы и, таким образом, низкая и высокая поймы являются самыми распространенными по площади террасами. Там, где река протекает вдоль тыловой части морской аккумулятивной террасы, она частично подрезает ее, размывая береговые валы с возрастом около 2–3 тыс. лет, что также свидетельствует в пользу молодости выраженных в рельефе речных террас. После начала торфообразования в Столбовской низменности, русло реки Камчатки, по-видимому, также находилось в пределах границ выделенной по снимкам долины, и река не затопляла прилегающую низменность. В пользу такого предположения свидетельствуют, во-первых, отсутствие выраженных речных форм рельефа в поверхности Столбовской низменности (за исключением не соединяющихся с р. Камчаткой водотоков) и, во-вторых, отсутствие русловых аллювиальных отложений с характерной для них кривой слоистостью в торфяниках и в их основании. Тонкие пески и суглинки, найденные

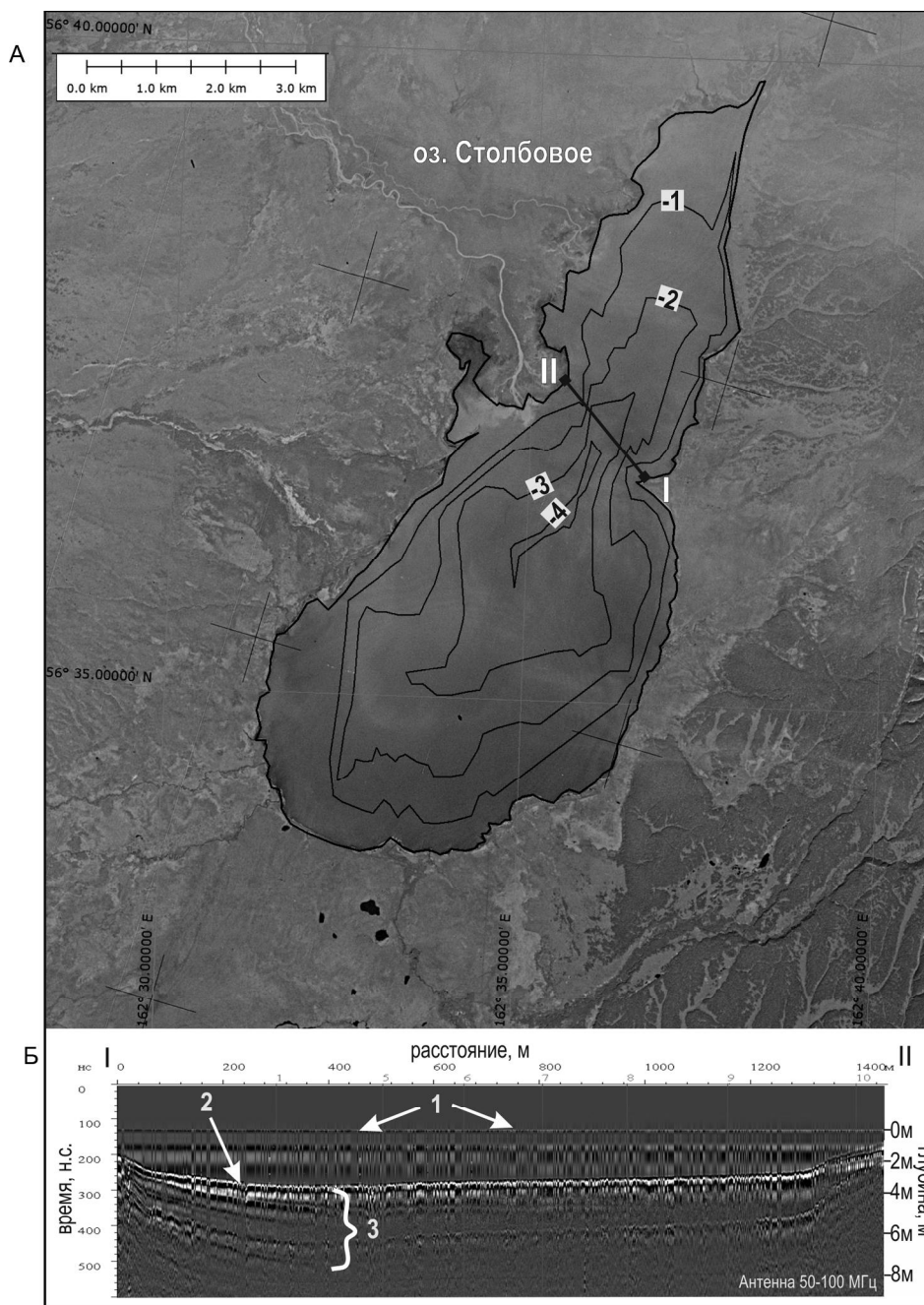


Рис. 5. Строение котловины оз. Столбовое.

А – батиметрическая карта, построенная по результатам эхолотирования; Б – георадарный профиль по линии I–II: 1 – уровень водной поверхности, 2 – поверхность дна, 3 – пачка субгоризонтально залегающих озерных отложений.

в основании торфяников, скорее всего, не являются пойменными – в них нет ритмичности и слоистости (чередования более тонкого материала с менее тонким), характерных для пойменных фаций. Возможно, подтопление примыкающих к долине р. Камчатки торфяников происходило лишь локально, в узкой зоне вдоль русла: в разрезе Черного Яра в торфе обнаружены несколько горизонтов суглинков неясного генезиса [9]. Возможно, появление этих горизонтов связано с

катастрофическими цунами и/или косейсмическими опусканиями побережья.

Озера Нерпичье и Култучное

Котловины озер Нерпичье и Култучное занимают центральную часть полуострова Камчатский – остаточную впадину, появившуюся при воздымании в четвертичное время периферийных частей полуострова. Общая длина озер в северо-восточном – юго-

западном направлении составляет более 40 км, общий периметр – около 130 км. Практически на всем протяжении современные береговые линии озер обрамлены плейстоценовыми морскими и голоценовыми озерными террасами. В среднем голоцене озера, очевидно, соединялись с мелководным водоемом на территории Столбовской низменности.

По периметру озер наиболее хорошо сохранились озерные аккумулятивные террасы с возрастом ~ 2000 и 1500 лет (террасы датировались методом тефрохронологии, табл. 2). Местами встречается молодая терраса, сформированная около 200–300 л. н. Наиболее древняя озерная аккумулятивная терраса с возрастом около 5000–6000 лет сохранилась лишь фрагментарно и была обнаружена в основании косы Верещагинской, отделяющей озеро Нерпичье от озера Култучное. На большей же части побережья озер среднеголоценовая терраса была размыта, что говорит о результирующем опускании.

Измерения показали, что тыловые швы одно-возрастных террас, обрамляющих озера, в настоящее время находятся на разной высоте над уровнем воды. Это справедливо даже для молодых озерных террас, сформированных всего несколько тысяч и даже сотен лет назад. Так как на момент формирования одной отдельно взятой озерной террасы высота ее тылового шва на всем протяжении примерно одинакова, появление вариаций в ее высотном положении может быть обусловлено неравномерным деформированием противоположных бортов центральной впадины полуострова, занятой озерами.

Скорости вертикальных движений по периметру озер не настолько контрастны, как на восточном (морском) побережье полуострова [11], что свидетельствует о различной интенсивности деформаций разных частей полуострова. По 2-х тысячелетней озерной террасе получено, что средняя скорость вертикальных поднятий по периметру озер меняется в пределах от ~0.3 до 1.6 мм/год. Оценки средних скоростей, сделанных по морской 2-х тысячелетней террасе на востоке п-ова Камчатский, дали величины от 1 до 7 мм/год [11].

По-видимому, деформации полуострова, как медленные, так и резкие косейсмические, могут сильно влиять на характер приливно-отливного воздействия со стороны вод Камчатского залива и на соленость озер. Ширина протоки Озерной могла сильно варьировать в прошлом. Исследования показали, что возраст Дембиевской косы, отделяющей протоку от морского побережья, в самой ее древней (северо-восточной) части не превышает 1000 лет. Дембиевская коса, в геолого-геоморфологическом плане, является очень динамичной формой, и ее положение в про-

странстве, ширина и длина могут изменяться быстро (за счет совместной деятельности р. Камчатки и моря) и даже резко (в случае сильных землетрясений и цунами). В связи с этим и озера, в особенности, ближняя к морю часть оз. Нерпичье, могут испытывать резкую смену солености, водного режима и обстановок осадконакопления.

ВЫВОДЫ

Устьевая область р. Камчатки в плейстоцене и голоцене развивалась на фоне интенсивных тектонических деформаций побережья Камчатского залива. Полученные данные показывают, что надсубдукционные и коллизионные деформации побережья не осуществлялись в «чистом» виде – их структурные проявления нередко совмещались в пространстве. Так, Усть-Камчатский разлом – структура, очевидно, коллизионная – протягивается далеко на юг, деформируя морскую аккумулятивную голоценовую террасу, сформировавшуюся над зоной субдукции. В то же время, морфология террасы в значительной степени отражает влияние косейсмических и интерсейсмических деформаций при субдукционных землетрясениях. Терраса сформировалась в последние примерно 3 тыс. лет и является одной из самых обширных на Камчатке морских аккумулятивных террас. Ее более древний, появившийся в промежутке ~3–6 тыс. л.н., фрагмент в рельефе не сохранился. Наиболее вероятным представляется, что он был размыт в результате крупноамплитудного косейсмического опускания. Это позволяет предполагать, что северная краевая часть зоны субдукции способна генерировать землетрясения и цунами, вероятно, не меньшей интенсивности, чем ее южный сегмент, расположенный на удалении от края погружающейся плиты. Однако для уверенного подтверждения данной гипотезы требуются дополнительные исследования. Выявленная периодичность сильных цунами в Камчатском заливе, сопоставимых с цунами 1923 года, составляет в среднем один раз в 300 лет.

Деформации южного побережья полуострова Камчатский и его центральной части, занятой котловинами озер Нерпичье и Култучное, связаны, в основном, с коллизионным сокращением земной коры. Вместе с тем, эти районы периодически также испытывали воздействие генерируемых субдукционными землетрясениями косейсмических деформаций и цунами. Их влияние заключалось, прежде всего, в вариациях гидрологического режима и солености озер Нерпичье и Култучное.

В голоцене, на фоне поднятия уровня моря, сформировалась новая долина р. Камчатки. На территории современной Столбовской низменности образо-

вался большой мелководный водоем, который позднее заполнился осадками. В настоящее время почти вся площадь бывшего водоема занята торфяниками. Активные коровые разломы во многом определили здесь морфологию земной поверхности, уровень грунтовых вод, гидрологический режим и скорость торфообразования как в зоне влияния субдукционных деформаций, так и за ее пределами.

В целом, надсубдукционные и коллизионные деформации в районе сильно отличаются по своему характеру. Деформации в результате субдукционных землетрясений проявляются в виде площадных опусканий разной амплитуды на всем побережье. Они, как правило, не являются остаточными, компенсируясь при возвратных движениях в интерсейсмические интервалы времени. Коллизионные деформации являются остаточными, ярче всего выражены в разрывных, иногда крупноамплитудных подвижках со сдвиговой и взбросовой компонентой и носят линейный характер.

Исследования проведены благодаря грантам РФФИ № 09-05-00125-а, 09-05-00286-а, 11-05-98534-р-восток-а, 11-05-00136-а, 12-05-00712-а; гранту ДВО РАН № 12-И-П4-06; гранту Национального Научного фонда США №0915131 (руководитель Эзра Зуброу). Авторы благодарят Джоанну Буржуа, Еву Хульсе, Дастина Киллера, принимавших участие в полевых работах в 2009 г. на ручье Извилистом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Годзиковская А.А. Каталог макросейсмических описаний землетрясений Камчатки за доинструментальный период наблюдений (XVIII-XIX вв.). Обнинск: ГС РАН, 2009. 140 с.
2. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И. и др. Коровая сейсмичность Камчатки // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки: Сб. статей к 25-летию Камчатской опытно-методической сейсмологической партии ГС РАН / Отв. ред. Е.И. Гордеев, В.Н. Чебров. Петропавловск-Камчатский, 2004. 445 с.
3. Государственная Геологическая карта. 1: 200 000. Камчатская ПСЭ / М.Е. Бояринова. М., 1999.
4. Гусев А.А. Сильные землетрясения Камчатки: расположение очагов в инструментальный период // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 39-42.
5. Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестн. МГУ. 1974. № 3. С. 3-20.
6. Заякин Ю.Я., Лучинина А.А. Каталог цунами на Камчатке. Обнинск: ВНИИГМИИЦД, 1987. 50 с.
7. Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. Вып. 12, № 2. С. 10-27.
8. Кожурин А.И., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника полуострова Камчатский как проявление коллизии Камчатской и Алеутской островных дуг // Проблемы сейсмотектоники: Материалы XVI междунар. конф., 20-22 сентября 2011 г., г. Москва. М., 2011. С. 260-263.
9. Певзнер М.М., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В. Черный Яр – реперный разрез голоценовых маркирующих пеплов северо-восточного побережья Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 3-18.
10. Пинегина Т.К., Базанова Л.И., Мелекесцев И.В. и др. Доисторические цунами на побережье Кроноцкого залива (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. 2000. № 2. С. 66-74.
11. Пинегина Т.К., Кравчуновская Е.А., Ландер А.В. и др. Голоценовые вертикальные движения побережья полуострова Камчатский (Камчатка) по данным изучения морских террас // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. Вып. 15, № 1. С. 100-116.
12. Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012 (в печати).
13. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Науч. мир, 1998. 164 с.
14. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с.
15. Antonioli F., Bard E., Potter E. et al. 215-ka history of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argentarola Cave speleothems (Italy) // Global and Planet. Change. 2004. V. 43. P. 57-78.
16. Bourgeois J., Pinedina T.K., Ponomareva V.V. et al. Holocene tsunamis in the southwestern Bering Sea, Russian Far East, and their tectonic implications // GSA Bull. 2006. V. 118, N. 3/4. P. 449-463.
17. Bourgeois J., Pinedina T. Reconstructing tsunamigenic earthquakes on the northern Kamchatka subduction zone: the 1997 Kronotsky earthquake and tsunami and their predecessors // 7-th biennial workshop on Japan-Kamchatka-Alaska subduction processes: mitigating risk through international volcano, earthquake, and tsunami science (JKASP-2011). Petropavlovsk-Kamchatsky: IViS FEB RAS, 2011. P. 197-198.
18. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quat. Res. 1997. N 47. P. 125-139.
19. CALIB 6.0 program and documentation: <http://calib.qub.ac.uk/calib>
20. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. et al. Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. V. 101. P. 425-478.
21. Douglas B.C., Kearney M.S., Leatherman S.P. Sea level rise: history and consequences. San Diego: Acad. Press., 2001. 232 p.
22. Freitag R., Gaedicke C., Baranov B. et al. Collisional processes at the junction of the Aleutian-Kamchatka arcs: new evidence from fission track analysis and field observations // Terra Nova. 2001. N 13. P. 433-442.
23. Gaedicke C., Baranov B., Seliverstov N. et al. Structure of an active arc-continent collision area: the Aleutian-Kamchatka junction // Tectonophysics. 2000. V. 325. P. 63-85.
24. Geist E.L., Scholl D.W. Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka // Tectonics. 1994. V. 13. P. 538-560.

25. Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // Journ. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 17.883–17.898.
26. Global CMT catalog: <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
27. Kozhurin A.I. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 273–285.
28. Kozhurin A.I. Active faulting in the Kamchatsky Peninsula, Kamchatka-Aleutian Junction // Amer. Geophys. Un., Geophys. Monogr. Ser. "Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region" / Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara. et al. 2007. V. 172. P. 263–282.
29. Kozhurin A.I. A dangling slab and arc-normal extension: the case of Kamchatka, Russia // Amer. Geophys. Un., Fall Meeting, San Francisco, 2009.
30. McCalpin J. P. Paleoseismology // Intern. Geophys. Ser. 2009. V. 95. 609 p.
31. Papazachos B.C., Scordilis E.M., Panagiotopoulos D.G. et al. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes // Bull. Geol. Soc. Greece. 2004. V. XXXVI. P. 1482–1489.
32. Park J., Levin V., Brandon M. et al. A Dangling slab, amplified arc volcanism, mantle flow and seismic anisotropy in the Kamchatka plate corner // Plate boundary zones / Ed. S. Stein, J. Freymuller. AGU, Geodynamics Ser. 2002. V. 30. P. 295–324.
33. Pedoja K., Bourgeois J., Pinegina T. et al. Does Kamchatka belong to North America? An extruding Okhotsk block suggested by coastal neotectonics of the Ozernoi Peninsula, Kamchatka, Russia // Geol. 2006. V. 34, N 5. P. 353–356.
34. Pinegina T.K., Bourgeois J. Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2001. V. 1, N 4. P. 177–185.
35. Pinegina T., Bourgeois J., Bazanova L. et al. Millennial – scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia // Quat. Res. 2003. N 59. P. 36–47.
36. Stuiver M., Reimer P. J. Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program // Radiocarbon. 1993. V. 35. P. 215–230.
37. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Amer. 1994. V. 84. N 4. P. 974–1002.
38. Worldwide Tsunami Database, 2000 B.C. to present. Boulder, Colorado, NOAA/NGDC (<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsudb.html>)

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

T.K. Pinegina, A.I. Kozhurin, V.V. Ponomareva

Active tectonics and geomorphology of the Kamchatka Bay coast, Kamchatka

The Kamchatka Bay is the northernmost bay at the Pacific Kamchatka coast. It is located above the junction of the Kamchatka segment of the Pacific subduction zone and right-lateral Western Aleutian transform fault. Combination of the subduction and collision processes in this region results in the unique set of the tectonic agents that influence on its geological and geomorphological evolution.

The Kamchatka River mouth area is located at the northern coast of the Kamchatka Bay. Modern Kamchatka river valley, its estuary, and 30 km long and up to 5 km wide marine accumulative terrace have been formed in this area during the Holocene. A vast area in the rear part of the terrace and in the Stolbovsky depression is now occupied by the peats formed over lacustrine, lagoon and fluvial deposits. These accumulative landforms preserve both the traces of tsunami and vertical coseismic deformations associated with the largest subduction-related earthquakes, and of reverse and strike-slip faulting associated with the collision.

The data acquired show that recurrence interval of tsunami in the Kamchatka Bay averages around 300 years. It amounts to the first thousand years for individual collision-related faults, with *M* of fault-generated earthquakes reaching 7–7.5. For the entire area the recurrence interval of strong crustal earthquakes associated with motions along the faults may be the first few hundred years - an amount comparable with that for subduction earthquakes.

Key words: subduction, arc-arc collision, active fault, tsunami, Holocene, Kamchatka River downstream area, marine terrace, Kamchatka Bay.