

**ОЛЮТОРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В КОРЯКЦИИ 20 (21) АПРЕЛЯ 2006 Г.:
РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ
ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ**

Рогожин Е.А.¹, Овсяченко А.Н.¹, Мараханов А. В.¹, Новиков С.С.¹, Пинегина Т.К.²

1 Институт физики Земли РАН, г. Москва, eurog@ifz.ru

2 Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский.

Аннотация

Произведено обследование ряда объектов на местности и в населенных пунктах Тилички, Корф и Хаилино, входящих в эпицентральною область сильнейшего землетрясения на севере Камчатской области. Из сейсмогенных нарушений поверхности выявлены первичные и вторичные сейсмодислокации. Обнаружен выход сейсмического очага на поверхность в виде протяженного сейсморазрыва, прослеженная длина которого составляет около 140 км. Обследованы поселки с целью выяснения макросейсмического эффекта, составлены карты и планы размещения основных типов дислокаций. Собранные данные позволяют составить представление о структуре очага и его тектонической позиции на активной континентальной окраине Азии.

Введение

20 апреля 2006г. в 23 час 25 мин по Гринвичу или 21 апреля в 12 час 25 мин по местному времени на территории Олюторского района Корякского автономного округа Камчатской области произошло сильное землетрясение с магнитудой $M_S=7.8$ ($M_W=7.6$). Эпицентральною область располагалась в зоне хребтов Корякского нагорья, севернее п-ва Говена. Землетрясение явилось сильнейшим за всю историю наблюдений на территории Корякского АО, что обусловило особенное внимание к этому уникальному событию.

В первые дни после землетрясения, а также летом 2006 г., сотрудниками Института физики Земли РАН произведено обследование очаговой зоны и населенных пунктов Тилички, Корф и Хаилино, входящих в эпицентральною область. С 23 апреля в эпицентральной зоне также проводили макросейсмическое обследование специалисты из Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, а с 3 мая Камчатский филиал Геофизической службы РАН начал регистрацию повторных толчков временной сетью из трех сейсмических станций в ближней зоне. В результате обследования, обнаружен выход сейсмического очага на поверхность в виде протяженного сейсморазрыва, длина которого составляет около 140 км. Собранные данные позволили составить целостное представление о структуре очага землетрясения и геологических предпосылках его возникновения.

Расчетная интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне достигла 8-9 баллов по 12 балльной шкале MSK-64. Сейсморазрыв представляет собой особую область сейсмических воздействий, которая по фактической интенсивности проявлений соответствует 10-балльной зоне по шкале MSK-64. Эта зона воздействий располагается на расстоянии примерно 5 км к югу от с. Хаилино, в 25 км к северо-северо-востоку от пос. Тилички и характеризуется шириной полосы распространения сопряженных с главным разрывом оперяющих трещин порядка 10 км.

Область максимальных сотрясений относится к зоне 8-балльного эффекта по Карте ОСР-97 А и В. Землетрясение 20.04.2006 г. выявило реальный уровень сейсмической опасности для территории всего Корякского АО, убедительно продемонстрировав низкую степень изученности региона в этом отношении.

Настоящая статья представляет собой изложение результатов полевого макросейсмического и сеймотектонического изучения эпицентральной области Олюторского землетрясения 2006 г. Другой целью исследований было детальное структурно-морфологическое картирование активных геологических структур и разностороннее изучение палеосейсмодислокаций, что позволило в общих чертах выявить долговременный сейсмический режим очаговой зоны породившей Олюторское землетрясение.

1. Макросейсмические проявления Олюторского землетрясения 2006 г.

Параметры землетрясения были определены в Службе срочных донесений Информационно-обрабатывающего центра Геофизической службы РАН в г. Обнинске с использованием станционных данных, полученных с цифровых и аналоговых сейсмических станций России, стран СНГ и зарубежья [12]. Эпицентр землетрясения 21 апреля 2006г. практически совпал с эпицентром землетрясения 8 марта 1991г. в 11 час 36 мин по Гринвичу с магнитудой $M_S=7.0$, названного Хаилинским [15] или Коряжским [10], так как эпицентр его располагался в зоне хребтов Коряжского нагорья в районе села Хаилино (рис.1.1., рис. 1.2 – Приложение).

В зону землетрясения оперативно была направлена группа специалистов из разных ведомств (МЧС, Минэкономразвития, Минобрнауки, Минрегиона) для осуществления деятельности, связанной с ликвидацией последствий крупной чрезвычайной ситуации. В состав оперативного штаба входил также представитель Российской академии наук, который по горячим следам должен был оценить на месте степень поражения поверхности сейсмодислокациями, способствовать макросейсмическому обследованию эпицентральной области, сформулировать предложения по проведению мониторинга сейсмической обстановки с целью прогнозирования развития сейсмической обстановки. С 23 апреля в эпицентральной зоне также проводили макросейсмическое обследование специалисты из Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, а с 3 мая Камчатский филиал ГС РАН начал регистрирование афтершоков временной сетью из трех сейсмических станций в ближней зоне.

Расчетная максимальная интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне землетрясения составила 8-9 баллов по 12 балльной шкале MSK-64. Сейсморазрыв (выход очага землетрясения на поверхность) представляет собой особую область сейсмических воздействий, которая по фактической интенсивности проявлений соответствует 10-балльной зоне по шкале MSK-64. Эта зона воздействий располагается на расстоянии примерно 7-8 км к югу от с. Хаилино, в 25 км к северо-северо-востоку от пос. Тилички и характеризуется шириной полосы распространения сопряженных с главным разрывом оперяющих трещин порядка 10 км. Область максимальных сотрясений относится к зоне 8-балльного эффекта по Карте ОСР-97 А и В.

В результате землетрясения в поселках Тилички, Корф и Хаилино возникли многочисленные повреждения зданий и сооружений [18].

Основные разрушения в с. Хаилино: падение печных труб, развал печей, обрушение штукатурки в зданиях школы и детского сада. По словам местных жителей, в Хаилино, расположенном вблизи инструментального эпицентра, главный удар землетрясения носил жесткий характер и был направлен вертикально. Затем в течение 3-4 мин продолжались интенсивные горизонтальные колебательные движения, которые и вызвали основные разрушения: падение печных труб (рис. 1.3.), развал печей, обрушение штукатурки в зданиях школы и детского сада (рис. 1.4.). На одном двухэтажном здании дымовые трубы сохранились, но оказались повернутыми против часовой стрелки на четверть оборота.

Интересно сообщение одной женщины, которая прямо накануне толчка разговаривала по телефону с дочерью в пос. Тилички. Когда в Хаилино произошел главный удар, то она закричала в трубку: «У нас землетрясение!», а дочь в это время еще не испытывала никаких сотрясений. В результате макросейсмического обследования в с. Хаилино обнаружены многочисленные активные вибрационные трещины в районе наиболее пострадавших зданий школы, детского сада, котельной №1. Поскольку почти все одноэтажные и двухэтажные здания в Хаилино деревянные, сложены из бруса и снаружи обшиты тонкими досками, то ни полного разрушения, ни частичного обрушения домов не произошло. Котельные и амбар, сложенные из кирпича, нарушены трещинами, но и они выстояли при главном ударе и сильных повторных сейсмических толчках, последовавших 21 и 22 апреля. В целом макросейсмический эффект для с. Хаилино по результатам изучения нарушений грунта, зданий и жилых домов оценивается в 8 баллов.

Из изученных населенных пунктов село Хаилино попало в оперяющую зону главного сейсморазрыва (рис. 1.5, рис. 1.6). Об этом говорит ориентировка трещин в грунтах в поселке в основном с ЮВ-СЗ румбах. Обнаружено также несколько грифонов, сопровождающих трещины этой ориентировки.



Рис. 1.3. Падение печных труб в с.Хаилино.



Рис. 1.4. Разрушения в здании детского сада в с. Хаилино.

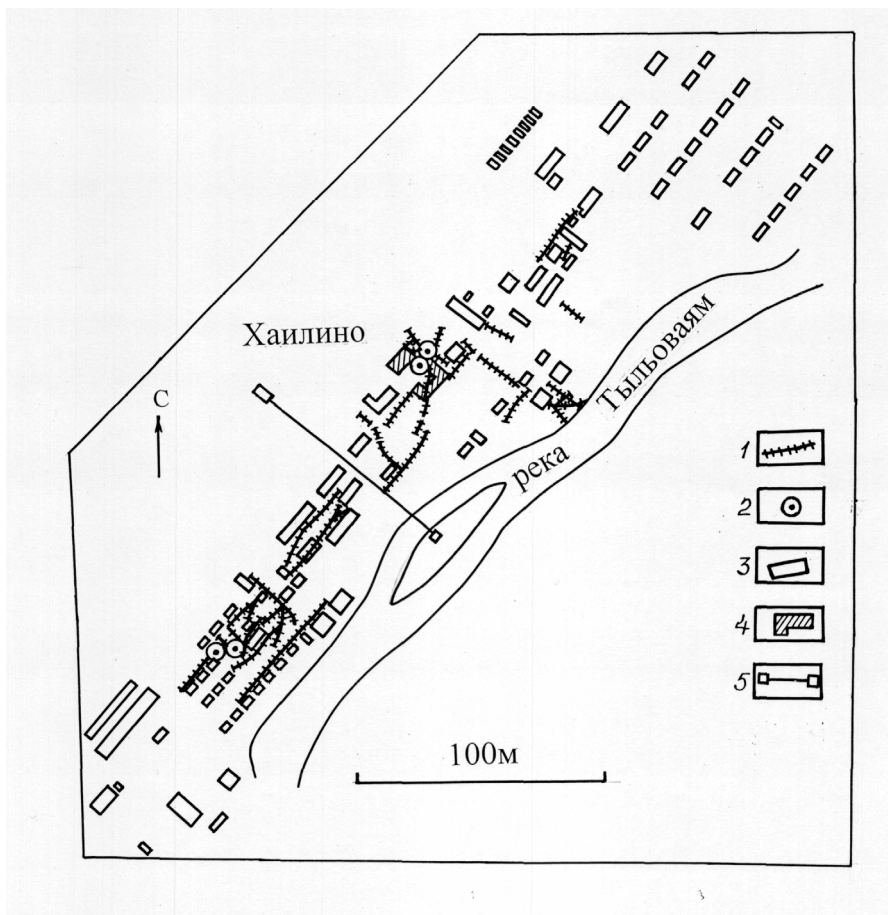


Рис. 1.5. План сейсмодислокаций на территории с Хаирино.
 1 – трещины, 2 – грифоны, 3 – здания и жилые дома, 4 – школа, 5 – водовод.



Рис. 1.6. Сейсмовибрационная трещина с изливом грязи в с.Хаирино.

В пос. Тилички сильно пострадали здания школы, интерната, ФСБ, построенные из цементных блоков. Надо иметь в виду, что эти блочные здания не были защищены от сейсмических воздействий. В частности, бетонные блоки имели крайне малую степень сцепления в силу своей почти изометричной формы. По сообщению учительницы школы колебания были очень сильными и продолжались порядка пяти минут. При этом в здании школы интенсивно раскачивались пролеты бетонной лестницы, вылетели оконные рамы на лестничной клетке второго этажа (рис. 1.7), люди не могли удержаться на ногах. Деревянные одноэтажные и двухэтажные дома пострадали меньше. В основном были разрушены дымовые трубы и многие печи. Брус, из которого сложены эти здания, в местах стыка подчас разошелся, в углах произошла потеря геометрии зданий, иногда они несколько наклонились. Обшивка, сделанная из тонких досок, на некоторых стенах отстала или оторвалась, обвалилась со стен штукатурка. Но, несмотря на такие воздействия, полного обрушения ни одного здания не последовало. В Тиличках, также как и в Хаилино, наблюдаются многочисленные зияющие трещины в грунте. В основном они приурочены к прибрежной части поселка Тилички и к участкам ухудшенных грунтовых условий (насыпных и обводненных грунтов). В частности, сильно поврежденные здания ФСБ, аптеки, блочные жилые дома в заречной части поселка приурочены именно к таким участкам. В целом макросейсмический эффект для пос. Тилички на основании результатов изучения нарушений грунта, зданий и жилых домов оценивается в 7-7.5 баллов, а на неблагоприятных по грунтовым условиям участках – 8 баллов.

В пос. Корф землетрясение ощущалось несколько по-иному, нежели в с. Хаилино и пос. Тилички. Вслед за первым коротким жестким сейсмическим ударом последовали волнообразные движения поверхности, которые наблюдались жителями поселка в течение нескольких минут. Стоящий автомобиль подобно кораблю в шторм наклонялся в разных направлениях и смещался с места на место в пределах нескольких метров. В это время открывались и схлопывались протяженные трещины на поверхности, из недр били грязевые фонтаны на высоту до трех метров. В квартирах срывалась с места мебель и ее фрагменты, которые перебрасывались на расстояние несколько метров.

При этом двухэтажные здания и одноэтажные деревянные дома, которые составляют основу застройки поселка, на первый взгляд имеют незначительные повреждения (рис. 1.8). Повсеместно сохранились окна, двери, дымовые трубы и печи. Незначительно повреждены теплотрассы, проходящие над поверхностью земли, над улицами и дворами, выстояли даже высокая водонапорная башня и кран. Каменные дома в основном поражены лишь небольшими отдельными трещинами в штукатурке стен. Есть вообще совсем не поврежденные кирпичные сооружения. По первому впечатлению тяжесть разрушений не превышает 6-7 баллов по шкале MSK-64. При более внимательном изучении выявляются существенное повреждение ленточных неармированных бетонных фундаментов (рис. 1.9), расхождение и смещение элементов фундаментов в углах зданий, потеря геометрии стен и углов, трещины в бетонном основании крылец, существенные поражения стен, потолков и штукатурки внутри зданий – в квартирах и на лестничных пролетах.

Все эти деформации связаны, в основном, не с сейсмическими колебаниями на поверхности, а с вторичными грунтовыми эффектами - многочисленными зияющими трещинами, в основном без смещений, ориентированными, главным образом, параллельно простиранию самой косы. С этими трещинами связаны широкомасштабные проявления разжижения грунта. Грандиозные грифоны и площадные разливы разжиженного песка с включениями хорошо окатанной гальки вулканомиктового состава и каменного угля встречаются в поселке повсеместно. Обычны также нептунические дайки, пластичный песчаный материал которых выдавлен из трещин наподобие пасты из тюбика (рис. 1.10).

Трещины и грязевые извержения, по-видимому, явились здесь весьма существенным поражающим макросейсмическим фактором. Количество трещин нарастает в направлении берегов косы. В прибрежной зоне косы располагается также большинство наиболее крупных грифонов, трещинных излияний и грязевых сопок. Такая приуроченность сейсмодислокаций свидетельствует в пользу контроля грунтовых условий в усилении макросейсмического эффекта на косе. Примечательно, что грязевые выбросы в меньшем масштабе наблюдались и при сильных афтершоках 21 и 22 апреля, но отсутствовали при сильном повторном толчке 29 (30) апреля. В целом макросейсмический эффект для пос. Корф на основании результатов изучения нарушений грунта, зданий и жилых домов оценивается в 8-9 баллов.



Рис. 1.7. Разрушение школы в пос. Тилички.



Рис. 1.8. Общий вид здания в пос. Корф.



Рис. 1.9. Деформация ленточного фундамента в зоне трещины.



Рис. 1.10. Выдавленная из трещины грязь.

Для понимания причин такого сильного макросейсмического эффекта в пос. Тиличики и Корф следует более подробно рассмотреть геолого-геоморфологические условия этих населенных пунктов. Поселок Тиличики расположен на поверхности низкой морской террасы сложенной морскими песчано-гравийными осадками с примесью галечного материала, на высоте 2-6 м над уровнем моря. Естественным ограничением поселка с северо-запада служит крутой уступ высокой морской террасы высотой 50-60 м. По данным ОАО «КамчатГИСИЗ» высокая терраса в верхней части образована галечным грунтом с супесчано-гравийным заполнителем. Ниже, с глубины 4-7 м залегает галечный грунт с песчано-гравийным заполнителем. Большую часть года толща морских осадков, слагающая террасу пребывает в мерзлом состоянии. Толщина сезонномерзлого слоя составляет 3-5 м. В пределах низкой террасы, в силу близости моря, большую часть года существует приповерхностный обводненный слой, значительно ухудшающий сейсмогрунтовые условия. Корф находится на узкой вытянутой косе, на высоте 2-4 м над уровнем моря. Коса сложена песчано-гравийными грунтами с глинистой примесью. Постоянная, высокая обводненность грунтов повышает фоновый уровень сейсмических сотрясений на 1-2 балла.

Деформации земной поверхности в Корфе и Тиличиках связаны, в основном, с вторичными грунтовыми эффектами - многочисленными зияющими трещинами, в основном без смещений, ориентированными, главным образом, параллельно простиранию косы (в Корфе) или береговой линии (в Тиличиках). Трещины вторичного происхождения отличаются от нарушений зоны первичного, сейсмотектонического разрыва отсутствием выраженных смещений бортов. Обычно эти деформации являются зияющими трещинами растяжения и характеризуются либо бессистемным распределением на поверхности, либо, что встречается чаще, преобладающей ориентировкой параллельно каким то определенным элементам рельефа. Вторичные трещины также весьма широко представлены на участках ухудшенных грунтовых условий (на обводненных и насыпных грунтах). Со многими такими трещинами связаны вибрационные нарушения рельефа, возникшие в результате разжижения грунта: небольшие песчаные конусы и бугры, разливы обводненного песка и песчано-гравийной массы на обширных участках вдоль зияющих трещин. Это явление широко распространено в эпицентральных областях сильных землетрясений, в зоне с интенсивностью сотрясений 7-8 и более баллов. Разжижение происходит, как правило, на участках, в геологическом строении которых принимают участие обводненные, песчано-глинистые грунты, обладающие тиксотропными свойствами, т.е. способностью при динамических воздействиях приходить в движение и изливаться на земную поверхность.

Таким образом, в Корфе, Тиличиках и их окрестностях нарушения данного типа возникли только на участках, где почвенные и грунтовые воды располагаются вблизи поверхности. На косе и нижней морской террасе, к тому же, не имеется условий для развития многолетней мерзлоты. Это также способствует увеличению макросейсмического эффекта. Площадка высокой морской террасы, расположенной к северо-западу от пос. Тиличики, в сейсмогрунтовом отношении является более благоприятным местом. При землетрясении 2006 г. здесь не возникло ни вторичных нарушений вибрационного и гравитационного типа (грязевых излияний, трещин, осыпей и оползней), ни разрушения имеющихся сооружений.

Очевидно, следствием сейсмовибрационного эффекта землетрясения является также опускание Корфской косы и, как следствие, подтопление зданий и сооружений в пос. Корф. Вероятно, этот процесс носит необратимый характер и может прогрессировать. Говоря о причинах опускания, следует иметь в виду, что Корфская коса не имеет твердого скального основания, а базируется на относительно рыхлых, не консолидированных, сильно обводненных морских осадках, которые до землетрясения находились в состоянии относительной стабильности, но в результате сильного сейсмического воздействия изменили свою структуру и в настоящее время подвергаются процессу перераспределения и уплотнения. Прибрежные морские косы являются крайне нестабильными элементами рельефа и могут мигрировать, подвергаясь размыву в одних местах и наращиваясь за счет отложения осадков в других. Такая ситуация наблюдается и на косе Корфа. В результате опускания процессы миграции косы резко усилились и их последствия слабо поддаются прогнозу. Кроме того, во время землетрясения в пределах косы возникло множество трещин, из которых на поверхность была выброшена огромная масса обводненного грунта, что серьезно изменило как гидрогеологические, так и грунтовые условия, спровоцировав перераспределение грунтов на глубине.

Таким образом, нельзя исключить, что начавшееся после землетрясения опускание Корфской косы будет продолжаться еще достаточно долгое время, и протекать непредсказуемо.

Неблагоприятные воздействия опускания на постройки наблюдаются уже сейчас, и можно предположить, что они серьезно усилятся в самое ближайшее время.

2. Сейсмотектоника очаговой зоны Олюторского землетрясения 2006 г.

Летом 2006 г., проводилось сейсмотектоническое обследование эпицентральной области Олюторского землетрясения. Во время полевых исследований были выявлены и закартированы первичные и вторичные сейсмодислокации порожденные этим сильным сейсмическим событием. Обнаружен выход сейсмического очага на поверхность в виде протяженной системы первичных сейсмотектонических трещин (сейсморазрыва) длиной около 140 км. В процессе исследований, помимо изучения нарушений рельефа, оставленных землетрясением 2006 года, было предпринято изучение следов древних сейсмических катастроф. При этом проводилось исследование всех типов палеосейсмодислокаций. Однако, в силу местной геолого-геоморфологической специфики основным типом исследованных следов древних землетрясений явились первичные сейсморазрывы.

2.1. Материалы сейсмотектонического обследования эпицентральной зоны землетрясения

Местоположение и внутренняя структура выхода очага землетрясения на поверхность предварительно были очерчены в процессе аэровизуальных наблюдений выполненных с вертолета МИ-8 (рис. 2.1.). В дальнейшем, ключевые участки были детально исследованы и закартированы, что позволило выявить основные черты структуры различных сегментов сейсморазрыва, а также изучить и датировать следы древних сейсмических катастроф не раз потрясавших этот регион.

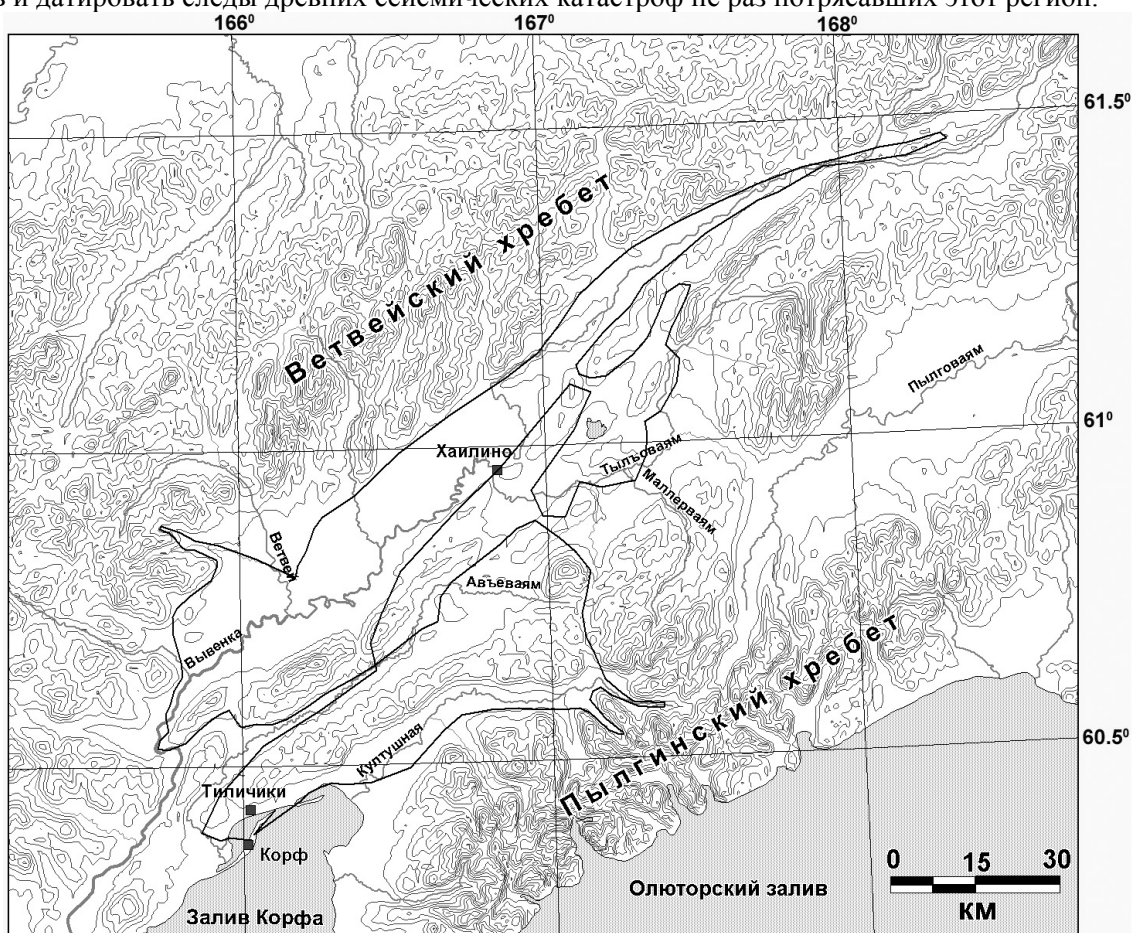


Рис. 2.1. Схема вертолетного облета эпицентральной области землетрясения 2006 г.

Выполненное детальное картирование выхода очага на поверхность позволяет наметить три основных участка сейсморазрыва с различной внутренней структурой, морфотектонической позицией и кинематикой смещений: юго-западный, центральный и северо-восточный (рис. 2.2.).

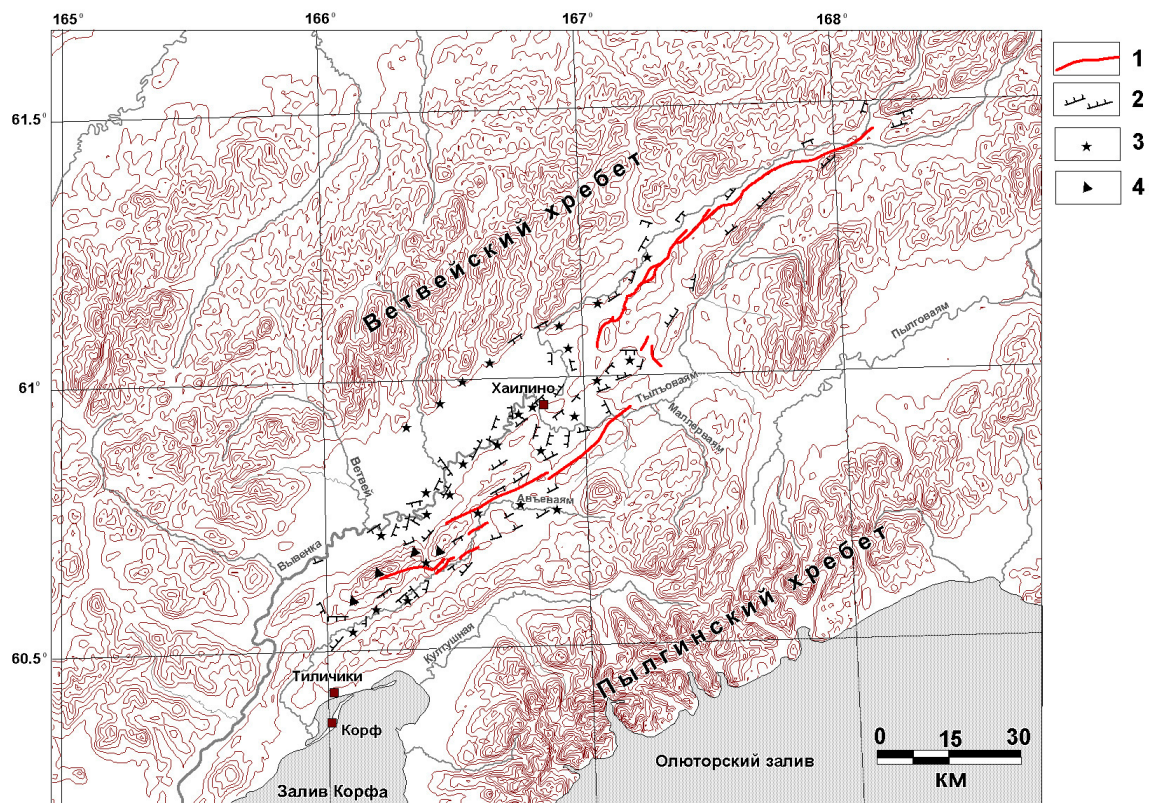


Рис. 2.2. Карта сейсмодислокаций Олюторского землетрясения.

Условные обозначения: 1-трасса сейсморазрыва; 2-сейсмогравитационные и вибрационные проявления; 3-места широкого распространения выбросов и разливов разжиженного грунта; 4-крупные сейсмогравитационные структуры (оползни и обвалы). Горизонтالي рельефа проведены через 100 м.

Юго-западное окончание зоны сеймотектонических нарушений представляет собой изолированный разрыв длиной около 16 км, вспоровший земную поверхность в правом борту долины р. Авъеваям (рис. 2.3). Большая (западная) часть этой ветви сейсморазрыва имеет левосдвиговую кинематику. Амплитуда сдвига, измеренная по смещению разорванных корней

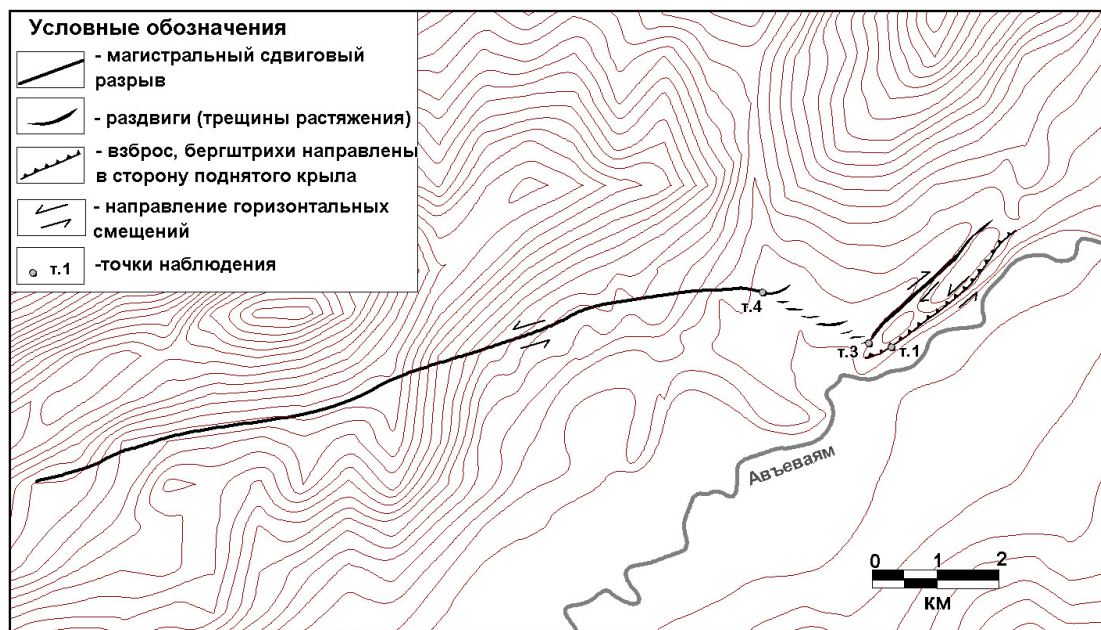


Рис. 2.3. Схема строения юго-западного окончания зоны сеймотектонических нарушений. Горизонтали рельефа проведены через 25 м.

кедрового стланика составляет 1.3-1.8 м. Спускаясь в долину мелкого правого притока р. Авъеваям (руч. Перевальный), разрыв принимает ярко проявленное кулисообразное строение, образуя трещины растяжения (сейсморвы) длиной до 150 м и шириной до 10 м, подставляющиеся зонами сжатия (валами вспучивания) высотой до 5 м (рис. 2.4, рис. 2.5 - Приложение, рис. 2.6, рис. 2.7).



Рис. 2.6. Сейсмический ров и вал вспучивания в пределах трассы левосдвигового разрыва.

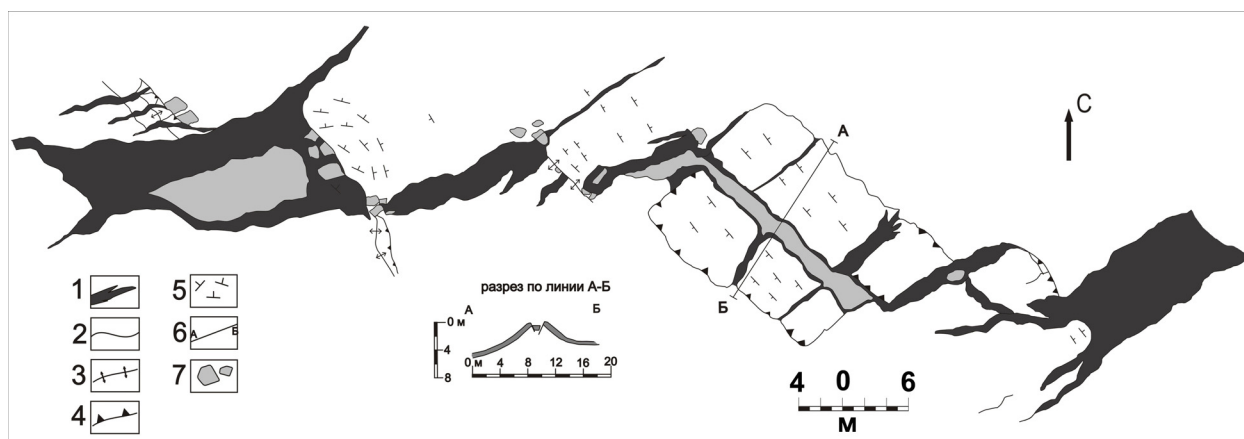


Рис. 2.7. План одного из участков левосдвигового разрыва (см. рис.2.4).

Условные обозначения: 1-зияющие трещины; 2-закрытые трещины; 3-оси валов вспучивания; 4-фронтальные взбросы; 5-условные горизонталы рельефа; 6-линия профиля изображенного на врезке; 7-изолированные фрагменты дерна и земной поверхности.

К западу от описанного участка выход очага землетрясения на поверхность образует магистральный, «рыскающий» сейсморазрыв, состоящий из коротких (до 3 м) рвов, ортогонально сопрягающихся с валами вспучивания (рис. 2.4). Восточное замыкание описываемого сегмента представляет собой два отдельных разрыва, обрамляющих вытянутую вдоль склона основного водораздела, предгорную грядку. С юго-востока, гряда обрамлена взбросом с левосдвиговой компонентой смещений (рис. 2.8). Вертикальная амплитуда взброса достигает 0.7 м, горизонтальная – 0.3-0.8 м. Сдвиговая составляющая проявлена кулисообразной системой

открытых трещин растяжения, нарушающих основной, взбросовый разрыв. Амплитуда левого сдвига невелика и, вероятно, не превышает 20 см. Северо-западное подножие гряды нарушено разрывом с раздвиго-сдвиговой морфологией смещений (рис. 2.9, рис. 2.10 - Приложение). Разрыв представляет собой непрерывный сейсморов, длиной около 3 км и шириной до 3м. Отсутствие напорных валов ниже рва свидетельствует в пользу его сеймотектонической природы. Сдвиговая компонента выражена правосторонним горизонтальным смещением с амплитудой до 0,5 м. Амплитуда измерена по разорванным корням кедрового стланика, микроформ рельефа и тропинок. Очевидно, раздвиго-сдвиг и взбросо-сдвиг являются кинематической парой, обусловленной импульсным перемещением предгорной гряды к юго-востоку.

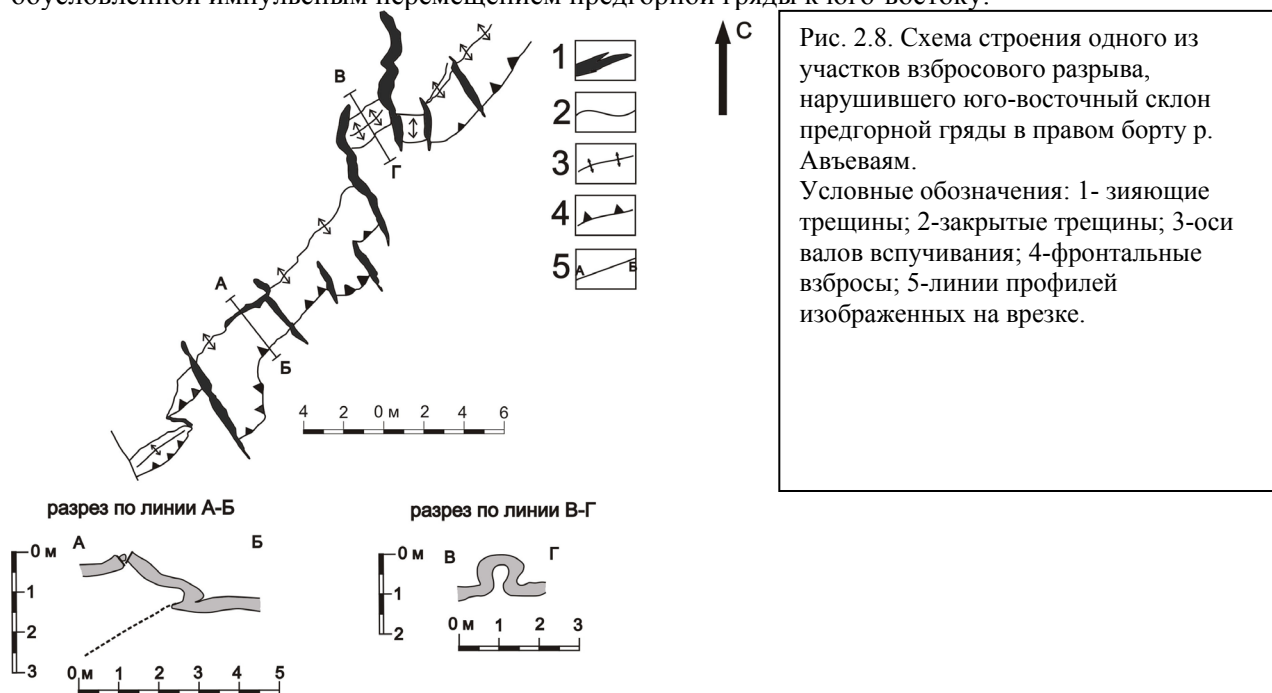


Рис. 2.9. Фото раздвиго-сдвигового разрыва, нарушившего северо-западный склон предгорной гряды в правом борту р. Авъеваям.

К востоку от описанного участка сейсморазрыв образовал эшелонированную систему отдельных сдвиговых сегментов (рис. 2.11). Все сегменты имеют правостороннюю кинематику смещений и восток-северо-восточную ориентировку. Такое строение характерно для

сейсмоструктурного разрыва на его центральном участке, расположенном между средним течением р. Авъеваям и устьем р. Маллерваям.

Два коротких сегмента сейсморазрыва, пересекающие земную поверхность в южной части центрального участка, образованы эшелонированными системами сейсморов. Смыкающие их короткие валы вспучивания составляют редкое исключение, что говорит о преобладании здесь обстановки горизонтального растяжения со сдвигом (транстенсии). Амплитуда горизонтального смещения, измеренная по разорванным тропинкам, достигает 0.5 м. По простиранию, сегменты сейсморазрыва продолжаются относительно узкими (шириной до 3 км) зонами концентрации вторичных нарушений рельефа. Последние представлены сейсмогравитационными трещинами отседания склонов а также сейсмовибрационными трещинами в поймах и на поверхности террас речных долин. Вибрационные трещины часто сопровождаются выбросами разжиженного песка с гравием и галькой. Длина зон интенсивного проявления сейсмогравитационных и сейсмовибрационных нарушений рельефа достигает 10-13 км.

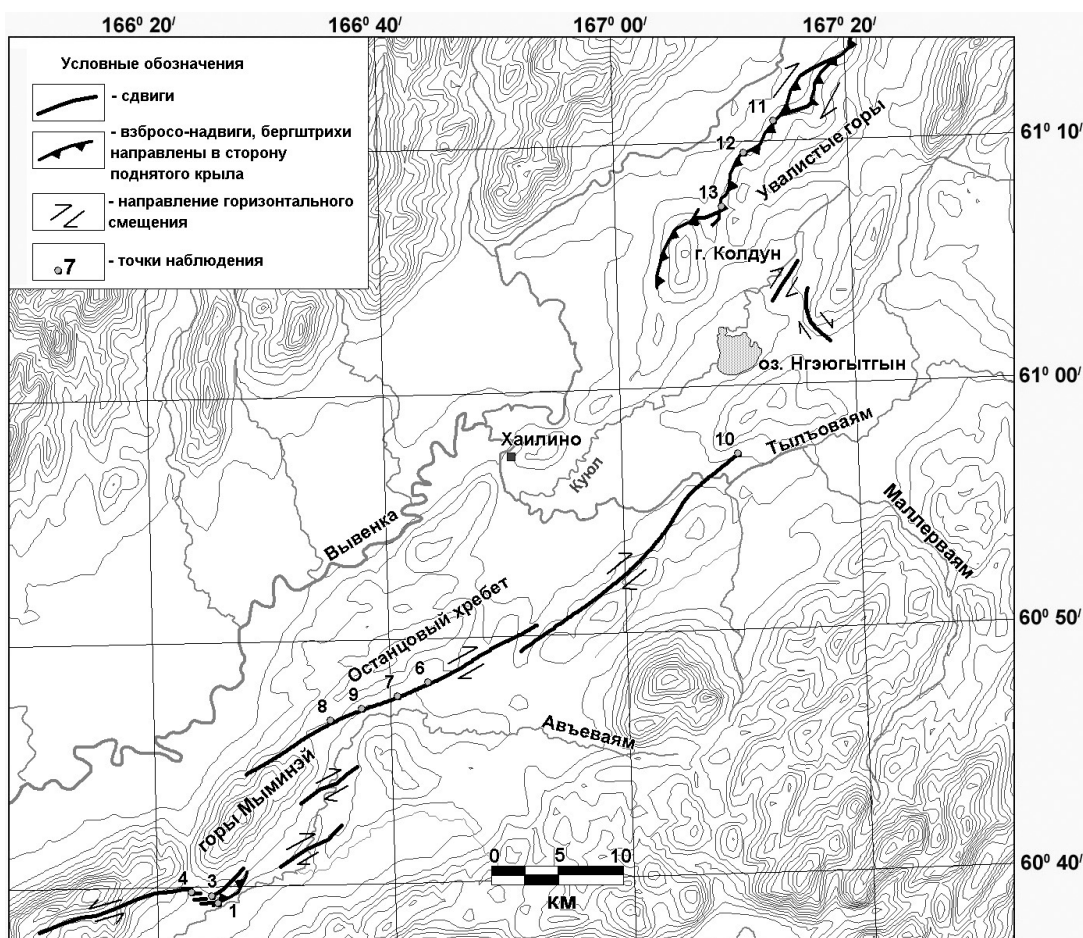


Рис. 2.11. Схема строения юго-западного окончания и центрального участка зоны сейсмоструктурных нарушений. Горизонталь рельефа проведены через 50 м.

Самый протяженный сегмент сейсморазрыва, на центральном участке, приурочен к юго-восточному подножию Останцового хребта. Далее на северо-восток, сегмент следует вдоль северо-западного подножия холмистой гряды до устья р. Маллерваям. Описываемая ветвь разрыва имеет исключительно правосдвиговую кинематику смещений. Амплитуда сдвига, измеренная по разорванной дороге, составляет 1.3 м (рис. 2.12). В строении сегмента основную роль играют трещины растяжения (сейсморовы), длиной до 50 м и шириной до 2 м, сопрягающиеся между собой валами вспучивания высотой до 1.5 м (рис. 2.13, рис. 2.14). Разрыв сопровождается широкой зоной вторичных деформаций. Сейсмовибрационные трещины с выбросами и площадными разливами разжиженного песка, в большом количестве поразили поймы и террасы близлежащих речных долин на расстоянии до 3 км от сейсморазрыва. Многочисленные сейсмогравитационные трещины

отседания склонов образовались в подножии Останцового хребта. Трещины, как правило, приурочены строго к подножию положительных микроформ рельефа и в ширину достигают 0.5 м. Интересно, что трещины возникли исключительно вдоль границы хребта и прилегающей к нему впадины долины р. Авъеваям, при этом вглубь хребта они не распространились.



Рис. 2.12. Смещение вездеходной дороги правосдвиговым разрывом. Амплитуда смещения – 1.3 м. (т.6 на рис. 2.11).



Рис. 2.13. Элементы сдвигового разрыва: сейсморов и валы вспучивания. Северо-западное окончание Останцового хребта.

Описанный сегмент сейсморазрыва затухает в правом борту р. Тыльоваям, в районе устья р. Маллерваям (т.10 на рис. 2.11). Здесь, на широкой площадке первой надпойменной террасы, наблюдается группа беспорядочно расположенных невысоких холмов. Вдоль подножия многих холмов, при землетрясении 2006 г., возникли трещины, в морфологии которых присутствует сейсмотектоническая составляющая. Система этих сейсмогенных трещин выражена эшелонированным, правосдвиговым рядом некоторых трещин с незначительными вертикальными

и горизонтальными смещениями бортов. Трещины имеют различную морфологию - от взбросовой до раздвиговой. Сдвиговые деформации характеризуются как лево-, так и правосторонней кинематикой. Амплитуда горизонтальных смещений не превышает 0.2 м, вертикальных – 0.5 м. В целом, группу обновленных землетрясением холмов, можно охарактеризовать как зону сжатия, осложняющую замыкание сдвигового разрыва.

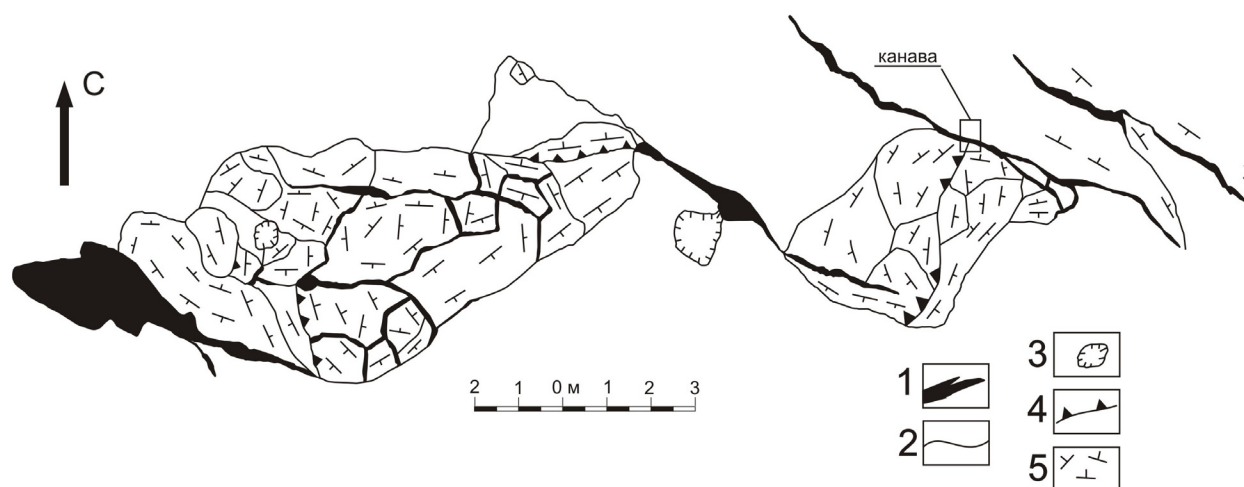


Рис. 2.14. План одного из участков правосдвигового разрыва в подножии Останцового хребта (т.8 на рис. 2.11). Зарисовка канавы, показана на рис. 2.22.

Условные обозначения: 1-зияющие трещины; 2-закрытые трещины; 3-просадки; 4-фронтальные взбросы валов вспучивания; 5-условные горизонтали рельефа.

Следующий, северо-восточный сегмент выхода очага на поверхность начинается в подножии небольшого горного массива, увенчанного вершиной Колдун, и следует далее на северо-восток вдоль левого борта долины р. Вывенки. Длина сегмента – около 75 км. Сейсморазрыв имеет крайне сложное строение, часто разветвляясь на 2-3 параллельных ветви (рис. 2.15 - Приложение, рис. 2.16). Такое строение особенно характерно для участков на склонах водоразделов. При пересечении с долинами рек разрыв, как правило, объединяется в единую зону шириной до 5 м. Амплитуда правосдвигового смещения измеренная по деформациям русел водотоков, не превышает 1 м. Доминирующей является взбросо-надвиговая составляющая, особенно ярко проявленная на отрезках, где сейсмический разрыв приобретает меридиональное или северо-восточное простирание. В местах ветвления разрыв дифференцируется на ветви с преимущественно сдвиговой и преимущественно взбросо-надвиговой кинематикой. Однако для всех ветвей характерны либо взбросо-сдвиги, либо антиклинальные валы, преобладающие над структурами растяжения (рвами). Ширина рвов не превышает 1 м. Амплитуда вертикального смещения достигает 2 м, горизонтальное сокращение 1-1.5 м. Сдвиговая компонента деформаций наиболее ярко представлена либо в эшелонированных системах трещин растяжения (рвов), осложняющих взбросо-надвиговой разрыв (рис. 2.17 - Приложение), либо в виде отдельных сдвиговых ветвей субширотного простирания, смыкающихся между собой взбросо-надвиговые нарушения. Кроме того, в пределах трассы сейсморазрыва часто наблюдаются структуры типа “pull-apart basin”, в строении которых основную роль играют взбросо-надвиги меридионального или северо-восточного простирания и правые сдвиги широтной ориентировки.

В рельефе сегмент сейсморазрыва приурочен к подножию уступа, знаменующего собой переход от впадины долины р. Вывенки к массиву г. Колдун и Увалистым горам. Разрыв имеет в плане фестончатую конфигурацию, наследует очертания подножия Увалистых гор, глубоко вдаваясь в долины прорезающие хребет и выступая вглубь впадины, вдоль подножия отрогов. Таким образом, морфология северо-восточного сегмента сейсморазрыва свидетельствует о пологом падении плоскости сместителя на юго-восток, под углом 20-30°.

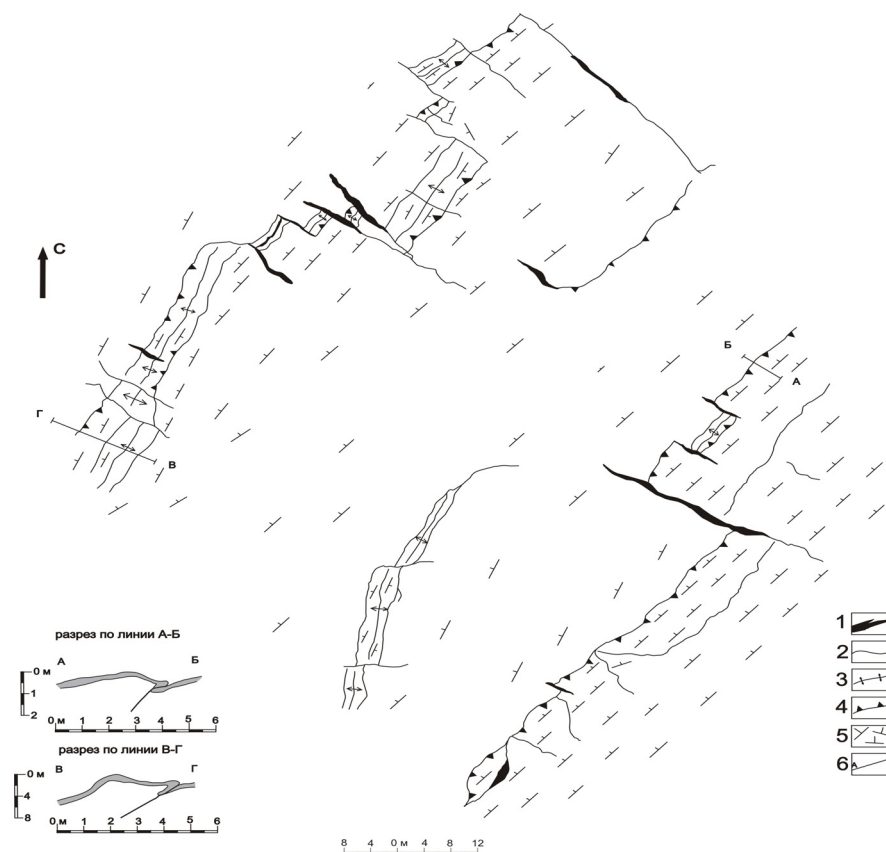


Рис. 2.16. Схема строения одного из участков системы взбросо-сдвигов в зоне сейсморазрыва в левом борту р. Вывенки.

Условные обозначения: 1--зияющие трещины; 2-закрытые трещины; 3-оси валов вспучивания; 4- фронтальные взбросы; 5-условные горизонталы рельефа; 6-линии профилей изображенных на врезке.

2.2. Результаты палеосейсмогеологических и морфотектонических исследований

Проведенные палеосейсмогеологические и морфотектонические наблюдения позволяют констатировать, что образование сейсморазрыва в 2006 г., явление не случайное и является звеном в долгой сейсмической истории очаговой зоны, прежде неоднократно порождавшей сильные сейсмические события. Последние зафиксированы в многочисленных деформированных формах рельефа и различных древних сеймотектонических структурах. Причем, такие структуры часто обнаруживаются в разрезах, вскрытых современными сейсмодислокациями – сейсморвами или валами вспучивания. Исследование следов древних землетрясений проводилось и в специально пройденных канавах. В процессе изучения этих объектов ставилась задача отобрать образцы захороненного материала, содержащего пригодное для получения сведений о времени возникновения сейсмодислокаций органическое вещество, а следовательно, и для определения временных рамок породивших их землетрясений. В условиях заболоченной лесотундры, широко распространенных в этой местности, развиты мощные накопления торфяников, возраст которых зачастую превышает тысячу лет [1]. В связи с этим для более определенной локализации сейсмических событий во времени, отбирались преимущественно дерновые горизонты палеопочв, наиболее приближенные по возрасту к моментам палеоземлетрясений. Датирование образцов радиоуглеродным методом выполнялось в лаборатории Института географии РАН под руководством О.А. Чичаговой.

В разрезе одного из валов вспучивания, на юго-западном замыкании трассы сейсморазрыва 2006 г. (т.4 на рис. 2.3), наблюдается линза светло-коричневых суглинков, залегающая среди слоев торфа (рис. 2.18). Линза суглинков имеет резкие, «протрузивные» контакты с вмещающими торфами и по простиранию замещается деформированным, сжатым в узкие складки прослоем песка (вулканической тефры ?). Внедрение линзы суглинков, очевидно, является результатом вдавливания вдоль ослабленного песчаного горизонта, при образовании вала вспучивания.

Кроме этого, в стенке одного из рвов, в светло-коричневых суглинках, наблюдаются отдельные фрагменты светло-коричневого дернового горизонта погребенной палеопочвы (т. 4 на рис. 2.3). Вполне возможно, что фрагменты почвы были погребены при образовании древнего сейсморва, во время одного из сильных палеоземлетрясений. Из палеопочвы отобран образец на радиоуглеродное датирование (ИГАН 3295, радиоуглеродный возраст 3820 ± 80 лет, калиброванный – 4092-4299).

Погребенные фрагменты палеопочвы обнаружены и в стенке раздвиго-сдвигового разрыва, нарушившего северо-западное подножие предгорной гряды, в правом борту р. Авъеваям (т.3 на рис. 2.3). Здесь черная, торфянистая палеопочва с многочисленными углефицированными растительными остатками захоронена грубообломочным, древесно-щебнистым материалом, очевидно имеющим сейсмогравитационный генезис. Из палеопочвы также был отобран образец на радиоуглеродное датирование ИГАН 3294 (радиоуглеродный возраст 2370 ± 110 лет, калиброванный – 2314-2543).



Рис. 2.18. Линза суглинистого материала, внедренная в торфяники. Вал вспучивания, левосдвиговой разрыв в правом борту р. Авъеваям.

Вкрест простирания взбросового разрыва, нарушившего юго-восточный склон той же предгорной гряды, была пройдена небольшая канава (т.1 на рис. 2.3). В канаве под современным почвенным профилем наблюдается черная, богатая гумусом и углефицированными растительными остатками, торфянистая палеопочва (рис. 2.19, 2.20 - Приложение).

Почвенный покров и залегающие ниже склоновые светло-коричневые суглинки нарушены тремя взбросами, очевидно объединяющимися на глубине в единый разрыв. В районе фронтального сместителя отмечается взбросовое смещение черной палеопочвы. Вертикальная амплитуда смещения составляет 18-20 см, горизонтальная – около 24 см. Учитывая, что современное (при землетрясении 2006 г.) вертикальное смещение по этому отдельному сместителю достигает 10 см, можно предположить, что вертикальная амплитуда предыдущей подвижки также составляла примерно 10 см. Из черной деформированной палеопочвы отобран образец на радиоуглеродное датирование К-1 (ИГАН 3292 радиоуглеродный возраст 2860 ± 110 лет, калиброванный – 2854-3145). Таким образом, предыдущее сейсмическое обновление описанного нарушения произошло в интервале между 2854 л.н. и временем формирования современной почвенного профиля, возраст которого, по нашим данным, составляет 590-690 лет (калиброванный 590-935; образцы ИГАН 3301, 3293).

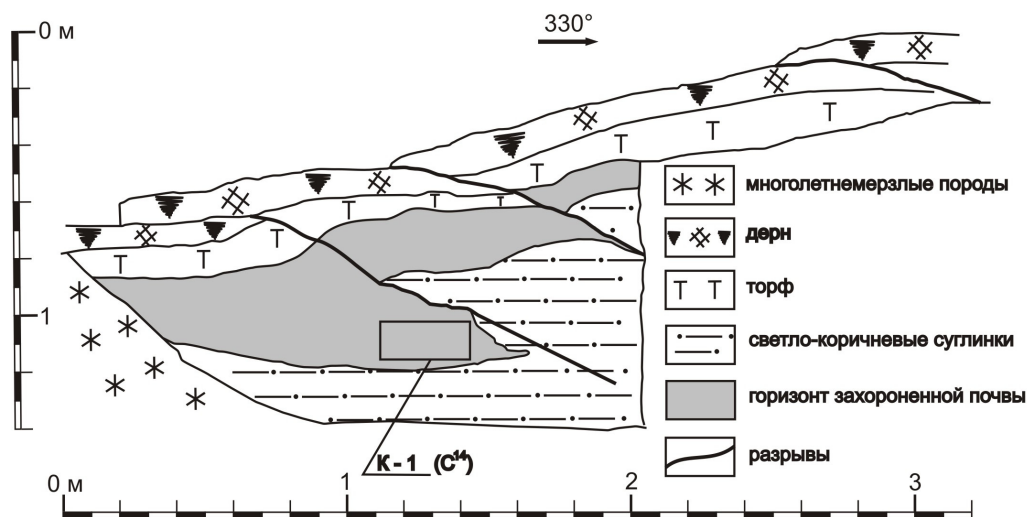


Рис. 2.19. Зарисовка канавы пройденной вкрест простирания взбросового разрыва. Правый борт р. Авъеваям (т.1 на рис. 2.3). Прямоугольником обозначено место отбора образца на радиоуглеродное датирование.

В пределах центрального участка зоны сейсморазрыва 2006 г., демонстрирующего правосдвиговую кинематику смещений, наблюдается наиболее выразительный из зафиксированных в рельефе, след многочисленных древних сеймотектонических подвижек. Здесь, на юго-западном окончании Останцового хребта (т.8 на рис. 2.11) расположена изолированная, пологая куполообразная вершина, разорванная пополам и смещенная вдоль разломной зоны примерно на 700 м (рис. 2.21). Сейсморазрыв 2006 г., на этом участке расположен примерно в 1 км южнее разлома деформировавшего сопку. При этом в пределах трассы сейсморазрыва наблюдаются свидетельства голоценовых сеймотектонических смещений. Это может свидетельствовать в пользу того, что сейсмическая история очаговой зоны, породившей землетрясение 2006 г., уходит своими корнями в плиоцен-раннеплейстоценовое время.

Наиболее ярким проявлением голоценовых сеймотектонических подвижек на центральном участке зоны сейсморазрыва 2006 г., является многократно обновлявшийся вал вспучивания. Эта структура расположена примерно в 1 км от смещенной вершины (т.8 на рис. 2.11). Здесь, в разрезе современного вала вспучивания вскрытого канавой, наблюдаются три горизонта торфянистой палеопочвы, разделенные клинообразными линзами суглинисто-галечного материала (рис. 2.22). Источником для наблюдаемых линз, очевидно, послужили залегающие ниже ледниковые отложения. Отложения представлены серыми, местами бурыми глинами с галькой, валунами и отдельными пятнами песков. При образовании вала в 2006 г., суглинисто-галечный материал был выброшен по осевой трещине и частично перекрыл современный почвенный слой. Вполне возможно, что образование клинообразных линз происходило именно при таких обстоятельствах. Дерновый горизонт при этом спрессовывался, суглинисто-галечный материал расплзался, образуя линзу, а сверху происходило образование нового почвенного профиля.

Из палеопочв отобраны образцы на радиоуглеродное датирование: ИГАН 3303 (радиоуглеродный возраст 3720 ± 60 лет, калиброванный – 3981-4150) и ИГАН 3305 (радиоуглеродный возраст 3470 ± 70 лет, калиброванный – 3682-3834). Соответственно событие, спровоцировавшее образование второй сверху клинообразной линзы, произошло между 3720 л.н. и 3470 л.н. (согласно калиброванным датам – 3682-4150 л.н.). Образование верхней линзы произошло между 3470 л.н. и 690 ± 290 л.н. (радиоуглеродной возраст нижней части современного профиля, образец ИГАН 3293, калиброванный возраст 432-935 лет).

Очевидно, следствием образования сейсморовов в прошлом, являются погребенные фрагменты палеопочв, наблюдаемые в стенках рвов, образовавшихся при землетрясении 2006 г. В т.6 (см. рис. 2.11) отобран образец черной, богатой гумусом палеопочвы, погребенной светло-коричневым склоновым суглинком (ИГАН 3300, радиоуглеродный возраст 1980 ± 70 лет, калиброванный – 1862-2002). В т.9 (см. рис. 2.11) сейсморвы рассекают аллювиальные гравийно-галечные отложения. В стенке одного из рвов, в рыхлой неструктурированной гравийно-галечной массе наблюдаются отдельные фрагменты черной, торфянистой палеопочвы из которой отобран образец ИГАН 3304 (радиоуглеродный возраст 2420 ± 80 лет, калиброванный – 2350-2696).



Рис. 2.21. Фрагмент космоизображения Landsat. Стрелками показан разлом, сместивший сопку. Черная линия – сейсморазрыв 2006 г. (т.8 на рис. 2.11).

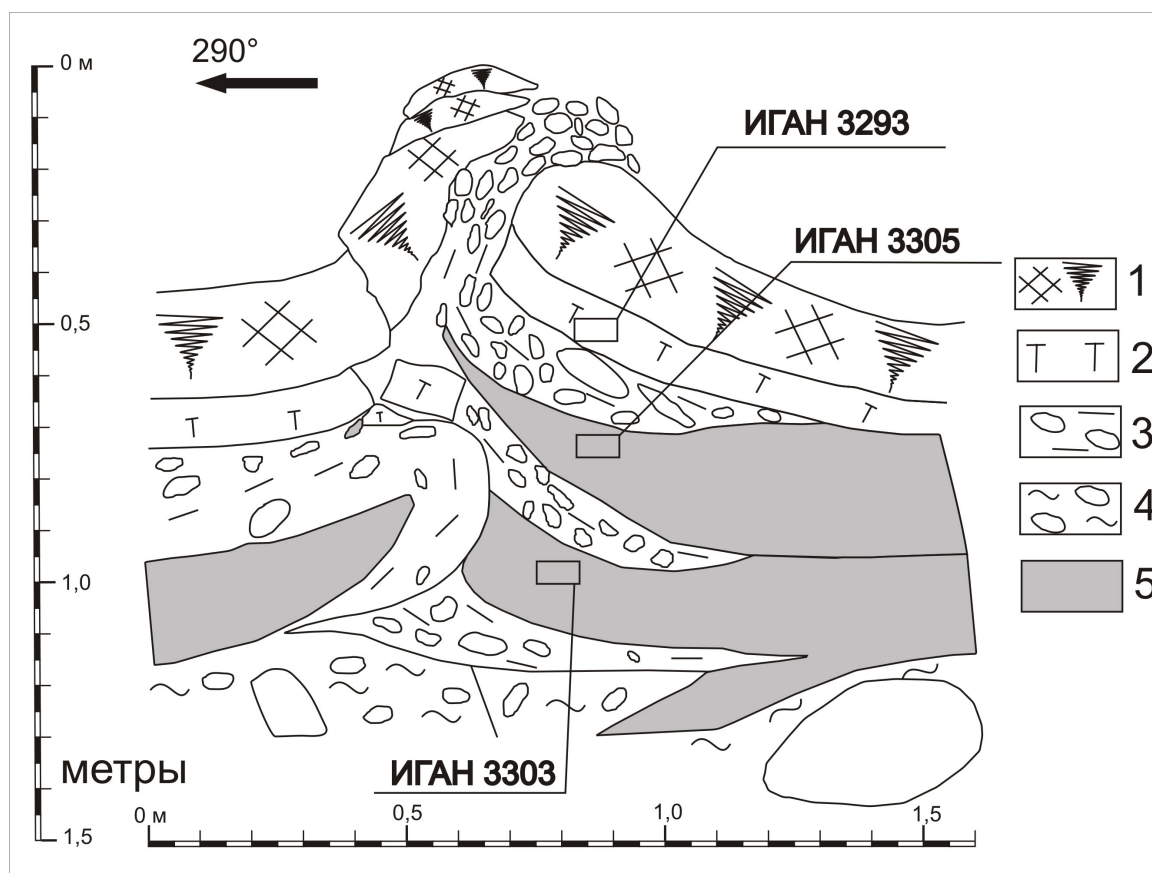


Рис. 2.22. Зарисовка канавы, пройденной вкрест простирания многократно обновленного вала сжатия. Положение канавы в структуре сейсморазрыва показано на рис. 2.14.

Условные обозначения: 1- современный дерновый горизонт; 2-горизонты торфа; 3-светло-коричневый суглинок с галькой; 4-серые, бурые глины с галькой и валунами; 5-горизонты палеопочвы.

В пределах северо-восточного участка, сейсморазрыв 2006 г. практически повсеместно приурочен к подножию крутого уступа, с юго-востока ограничивающего долину р. Вывенки (рис. 2.23 - Приложение). Вдоль уступа наблюдаются многочисленные плановые деформации речных долин. Одна из таких долин исследована в т.12 (см. рис. 2.11). Амплитуда горизонтального, правосдвигового смещения оси долины составляет 108 м (рис 2.24, рис. 2.25 - Приложение). Выше сейсморазрыва долина имеет V-образный поперечный профиль с узким, врезанным на 1.5 м в болотно-пролювиальные отложения, руслом. Ниже разрыва долина резко расширяется принимая корытообразный, ассиметричный поперечный профиль. Русло ручья здесь прижато к крутому, подрезаемому эрозией правому борту долины. Сдвиговая амплитуда смещения 2006 г., в этом месте составляет не более 1 м.

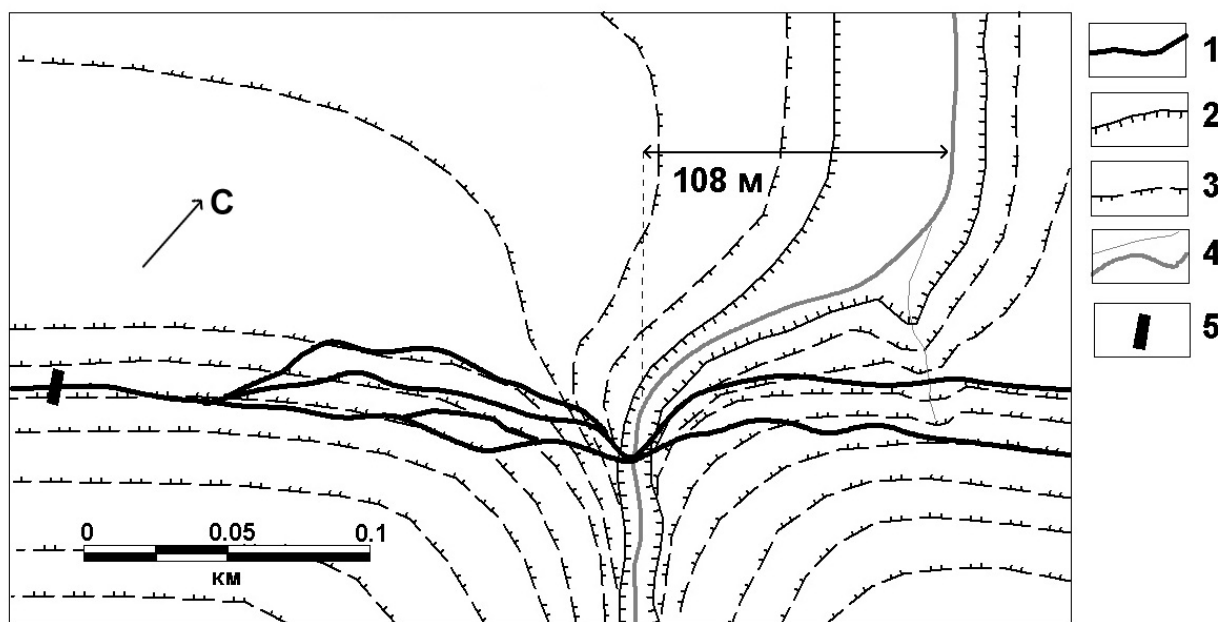


Рис. 2.24. Схема долины мелкого левого притока р. Вывенка, смещенного в зоне сейсморазрыва 2006 г.

Условные обозначения: 1-сейсморазрыв 2006 г.; 2-бровки уступов террас; 3-условные горизонталы рельефа; 4-русла ручьев; 5-местоположение канавы.

Неподалеку от этого места взбросо-сдвиговой сейсморазрыв объединяется в одну ветвь. Внутреннее строение разрыва на этом участке было изучено в канаве, пройденной вкост простираения обновленного при землетрясении уступа (т. 12 на рис. 2. 2.11; рис. 2.26, рис. 2.27, рис. 2.28).

Приповерхностный разрез, вскрытый канавой, образован тремя горизонтами голубовато-серых, алевритистых глин с галькой, щебнем, гравием и дресвой. Глины переслаиваются со слоями болотного торфа. В верхней части разреза наблюдается расщепление слоев торфа, между которыми залегает линза буровато-коричневых суглинков с галькой и гравием. Эта структура полностью конформна современному микрорельефу, образуя пологий уступ. Из горизонтов торфа отобраны образцы на радиоуглеродное датирование. Один образец (ИГАН 3297, радиоуглеродный возраст 15000-18000 лет) взят из слоя погребенного линзой суглинков с галькой и гравием, другой (ИГАН 3301, радиоуглеродный возраст 590±40 лет, калиброванный – 590-640) – из подножия современного дернового горизонта. Залегающие ниже горизонты торфа имеют радиоуглеродный возраст 1750±40 лет (ИГАН 3298, калиброванный – 1608-1713 лет) и 5120 ± 60 (ИГАН 3299, калиброванный – 5753-5927 лет).

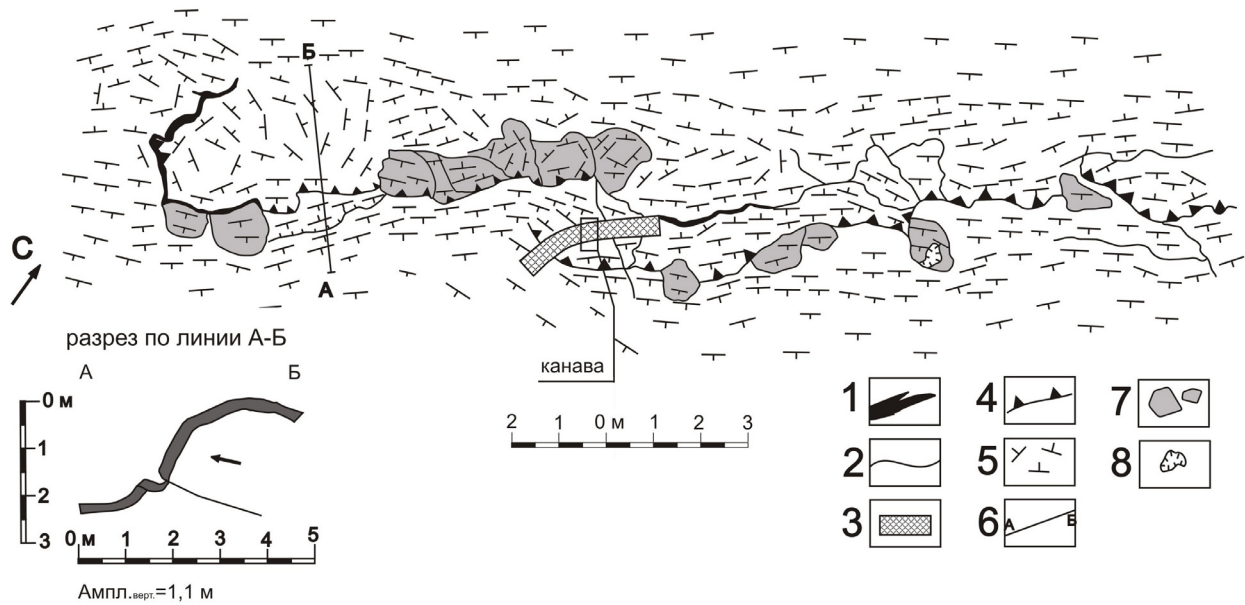


Рис. 2.26. Схема строения участка взбросо-сдвигового разрыва в месте проходки канавы.
 Условные обозначения: 1-зияющие трещины; 2-закрытые трещины; 3-канавы; 4-фронтальные взбросы; 5-условные горизонталы рельефа; 6-линия профиля изображенного на врезке; 7-изолированные фрагменты дерна и земной поверхности; 8-просадки.

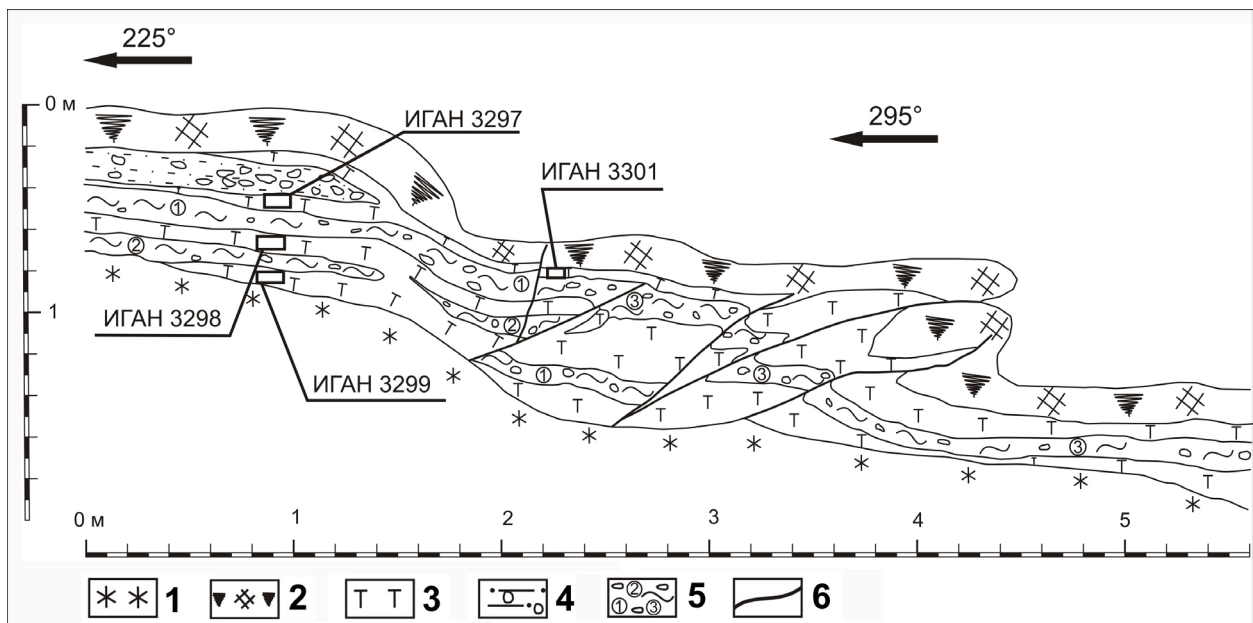


Рис. 2.27. Зарисовка юго-восточной стенки канавы, пройденной через приразломный уступ, обновленный землетрясением 2006 г.

Условные обозначения: 1-многолетнемерзлые породы; 2-дерновый горизонт; 3-торф; 4-буровато-коричневые суглинки с галькой и гравием; 5-голубовато-серые алевритистые глины с галькой, щебнем, гравием и дресвой, цифрами обозначены разные по составу примесей слои глин; 6-разрывы.



Рис. 2.28. Канавка пройденная через уступ, обновленный при землетрясении 2006 г.

В подножии уступа наблюдается разрыв, выраженный в смещении горизонта алевритистых глин №1, выделяющегося буроватыми ожелезненными включениями. Вертикальная амплитуда смещения – около 0.4 м, горизонтальная – около 0.7 м. Эскарп в современном рельефе над этим разрывом сnivelирован и высота его не превышает 25 см. Подножие вскрытого канавой уступа нарушено свежим разрывом 2006 года. Вблизи земной поверхности здесь наблюдается смятие дернового горизонта современной почвы. Амплитуда вертикального смещения горизонта алевритистых глин составляет 0.7 м. Горизонтальное сокращение достигает 0.5 м.

Структура описанного разреза позволяет выделить здесь одно палеособытие, послужившее причиной образования разрыва, сместившего горизонт алевритистых глин №1. Исходя из полученных радиоуглеродных дат, можно предположить, что это событие произошло в интервале между 1750 ± 40 л.н. (возраст торфа подстилающего горизонт №1) и 590 ± 40 л.н. (возраст нижней части современного почвенного профиля). Образованный при этом событии эскарп сnivelирован, т.е. довольно древний, а выше слоя торфа с радиоуглеродным возрастом 1750 ± 40 лет успел накопиться горизонт алевритистых глин №1, что позволяет отнести это событие в интервал примерно 1500-1000 л.н. В том же интервале, судя по всему, произошло и образование линзы буровато-коричневых суглинков с галькой и гравием, т.к. линза залегает между современной почвой и слоем торфа, имеющим радиоуглеродный возраст 1750 ± 40 лет. Залегаящая непосредственно ниже этой линзы палеопочва с радиоуглеродным возрастом 15000-18000 лет, видимо была перемещена сюда из более глубоких горизонтов разреза, возможно в связи с образованием конуса выброса разжиженного при землетрясении материала.

В некоторых местах в зияющих трещинах, возникших на гребне валов сжатия, наблюдается приповерхностный разрез голоценовых отложений. На одном участке (т. 13 на рис. 2.11) под мощным горизонтом современной торфяной почвы располагается слой светло-серого суглинка мощностью 30-40 см, под которым обнаруживается захороненная палеопочва толщиной 20-30 см. Из палеопочвы отобран образец на радиоуглеродное датирование. Возраст его составляет 6640 ± 60 лет (калиброванный возраст 7480–7573, ИГАН 3212). Согласно палеосейсмогеологической интерпретации этого разреза предыдущее сильное землетрясение в том же очаге, сопровождавшееся возникновением приразломного вала, произошло примерно 7000-6000 лет назад.

В одном из мест ветвления сейсморазрыва, где он дифференцируется на ветви с преимущественно сдвиговой и преимущественно взбросо-надвиговой кинематикой (рис 2.16), пройдена канавка через антиклинальный вал, осложняющий сдвиго-взбросовый разрыв (рис 2.29). В разрезе вала наблюдаются серовато-бурые и серые супеси, переслаивающиеся с горизонтами

торфа. Величина сжатия описанных слоев несколько больше величины сжатия современного вала. Кроме того, крылья вала осложнены разрывами. Вдоль одного из разрывов амплитуда смещения погребенного торфа превышает величину смещения современной почвы. Эти факты позволяют предположить обновление антиклинального вала в прошлом. Из верхнего горизонта погребенного торфа отобран образец на радиоуглеродное датирование – К-10 (ИГАН 3329, радиоуглеродный возраст 36710 ± 1590). Столь древний возраст палеопочвы не позволяет сколько-нибудь точно локализовать во времени событие, ответственное за обновление этого вала в прошлом.

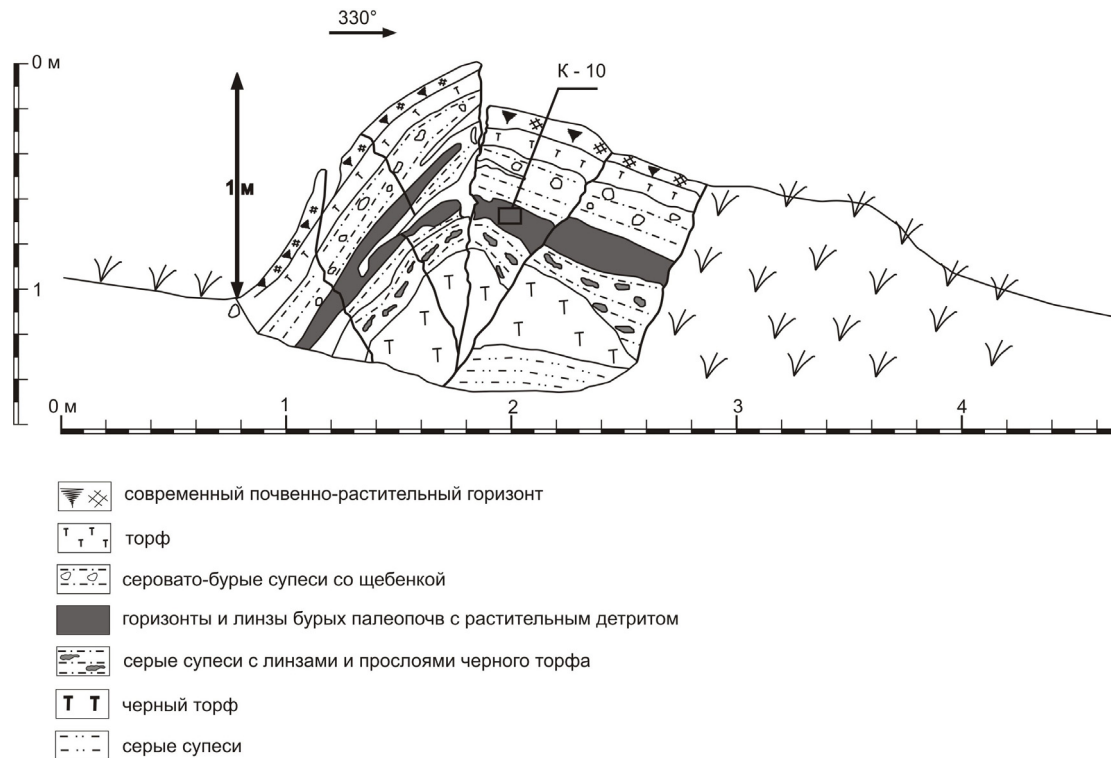


Рис. 2.29. Разрез антиклинального вала, вскрытого канавой.

Итак, данные радиоуглеродного анализа древних почв, погребенных в зонах палеосейсмодислокаций, позволили восстановить возраст четырех сильных сейсмических событий. Согласно нашей реконструкции первое событие произошло примерно 7000-6000 л.н., и сопровождалось образованием вала сжатия, по разные стороны от которого накопился слой светло-серого суглинка. Суглинок захоронил палеопочву, радиоуглеродный возраст которой составляет 6640 ± 60 лет (калиброванный возраст 7480-7573, ИГАН 3212, т.13). Второе событие довольно определенно локализуется в интервале между 3720 л.н. и 3470 л.н. (согласно калиброванным датам – 3682-4150 л.н.). Эти датировки соответствуют возрасту палеопочв, разделенных клинообразной линзой суглинисто-галечного материала в разрезе многократно обновлявшегося вала сжатия (рис. 2.22, т.8 на рис. 2.11). Близкий возраст имеет и палеопочва, погребенная, видимо, при образовании древнего сейсморва (т.4, образец ИГАН 3295, радиоуглеродный возраст 3820 ± 80 лет, калиброванный – 4092-4299). Третье палеоземлетрясение выделяется нами как произошедшее примерно 2500-2000 л.н. В этом интервале, по-видимому, произошло образование сейсморовов и захоронение палеопочв с радиоуглеродным возрастом 2370 ± 110 лет (т.3, ИГАН 3294, калиброванный – 2314-2543) и 2420 ± 80 лет (т.9, ИГАН 3304, калиброванный – 2350-2696). Возможно тогда же произошло обновление взбросового разрыва на юго-восточном склоне предгорной гряды в правом борту р. Авъеваям, (т.1 на рис. 2.11). Радиоуглеродный возраст деформированной этим разрывом палеопочвы составляет 2860 ± 110 лет (ИГАН 3292, калиброванный – 2854-3145). Четвертое, оно же последнее из реконструированных палеособытий, локализуется в интервале примерно 1500-1000 л.н. С этим событием увязывается образование разрыва в т.12 (канавка на рис. 2.27), а также образование сейсморва в котором захоронилась палеопочва с радиоуглеродным возрастом 1980 ± 70 лет (т.6, ИГАН 3300, калиброванный – 1862-2002).

Таким образом, реконструированные древние землетрясения имеют приблизительные временные рамки 7000-6000, 3700-3500, 2500-2000 и 1500-1000 л.н. (рис. 2.30). Период повторяемости между четырьмя последними событиями (включая Олюторское 2006 г.) составляет примерно немногим более 1000 лет.

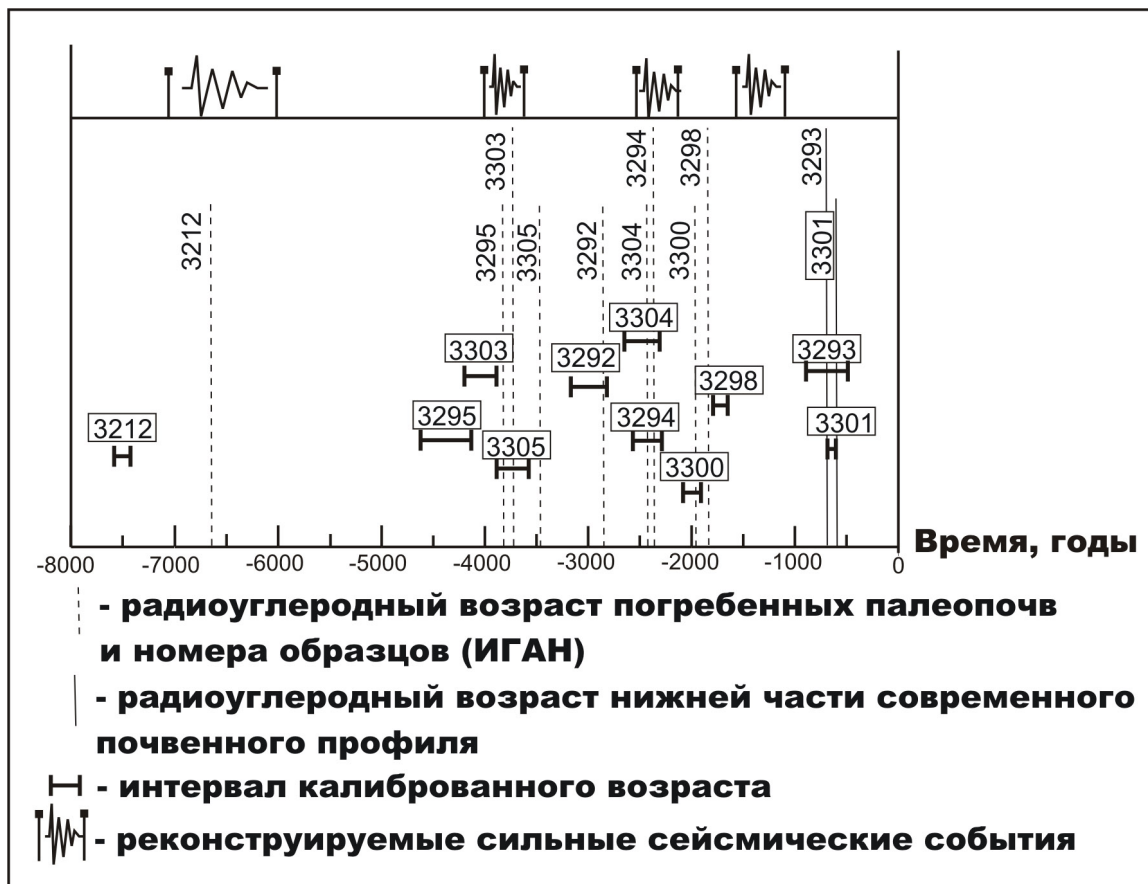


Рис. 2.30. График соотношения сейсмических проявлений во времени

2.3. Вторичные сейсмодислокации

Наиболее пораженными вторичными нарушениями рельефа оказались долины рек Вывенка, Авъевая, Тыльовая и их притоков. Максимальных размеров сейсмогравитационные трещины достигли в пойме р. Вывенка (рис. 2.31 - Приложение). Трещины, как правило, обусловлены отседанием берегов в сторону реки и повторяют очертания бровки надпойменной террасы. Ширина достигает 2 м, длина до 200 м.

Сейсмовибрационные трещины в большом количестве покрыли днища долин и зачастую сопровождаются выбросами разжиженного песчано-гравийного материала, изредка с примесью гальки.

Юго-западное окончание зоны сеймотектонического разрыва характеризуется широким распространением обвально-оползневых образований, возникших при землетрясении 2006 г. Склоны вершин гор Мыминэй покрыли многочисленные снежные лавины, сопровождавшиеся перемещением большого количества сейсмообвального коллювия. Здесь же возникли крупные скальные блок-оползни. Ярким примером является оползень в верховьях руч. Перевального (рис. 2.32 - Приложение). При землетрясении 2006 г., небольшая пирамидальная вершина, площадью около 3 км², переместилась вниз по склону на расстояние около 50 м. В дальнейшем движение прекратилось и оползень оказался зависшим на склоне, не достигнув днища долины ручья. Осыпи мелкообломочного материала вулканомиктового состава образовались в привершинных частях юго-восточных склонов хр. Останцовый и гор Яхтынын в полосе трассирования первичного сейсморазрыва. Сейсмовибрационные трещины с выбросами и площадными разливами разжиженного песка, в большом количестве поразили поймы и террасы близлежащих речных долин на расстоянии до 3 км от сейсморазрыва. На многих крутых участках склонов этих гор сформировались оплывины снега. Многочисленные сейсмогравитационные трещины отседания склонов образовались в подножии Останцового хребта. Трещины, как правило,

приурочены строго к подножию положительных микроформ рельефа и в ширину достигают 0.5 м. Интересно, что трещины возникли исключительно вдоль границы хребта и прилегающей к нему впадины долины р. Авъеваям, при этом вглубь хребта они не распространились.

По оценке макросейсмической приуроченности вторичных сейсмодислокаций они обычно возникают и широко распространяются в зонах 7-9 балльных сейсмических воздействий [23].

В структурном отношении, выделяются относительно узкие (шириной до 3 км) зоны концентрации вторичных нарушений рельефа, продолжающие по простиранию отдельные сегменты сейсморазрыва. Нарушения представлены сейсмогравитационными трещинами отседания склонов а также сейсмовибрационными трещинами в поймах и на поверхности террас речных долин. Вибрационные трещины часто сопровождаются выбросами разжиженного песка с гравием и галькой. Длина зон интенсивного проявления сейсмогравитационных и сейсмовибрационных нарушений рельефа достигает 10-13 км.

3. Тектоническая позиция очага Олюторского землетрясения 2006 г.

Эпицентральная зона землетрясения 2006 г., в значительной степени совпадающая с эпицентральной областью землетрясения 1991 г., располагалась в долине р. Вывенка восточнее села Хаилино между двумя крупными хребтами Корякского нагорья: Пыльгинским и Ветвейским. Корякское нагорье в тектоническом отношении является отражением межплитных геодинамических процессов на границе литосферных плит в районе Берингова моря: Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразийской [15, 22]. Подтверждением представлений о наличии активных тектонических структур на западном обрамлении Командорской котловины является достаточно высокий уровень сейсмической активности в зоне тройного сочленения указанных литосферных плит (рис. 3.1.). Однако, в отличие от сейсмической активности материкового склона Курило-Камчатской островной дуги, непосредственно подставляющегося по простиранию на север-северо-востоке хребтами Корякского нагорья, сейсмогенерирующие зоны западного побережья Берингова моря не проявляют постоянной высокой фоновой активности. Сильные и умеренные землетрясения происходят здесь в виде вспышек сейсмичности на фоне длительного затишья [10].

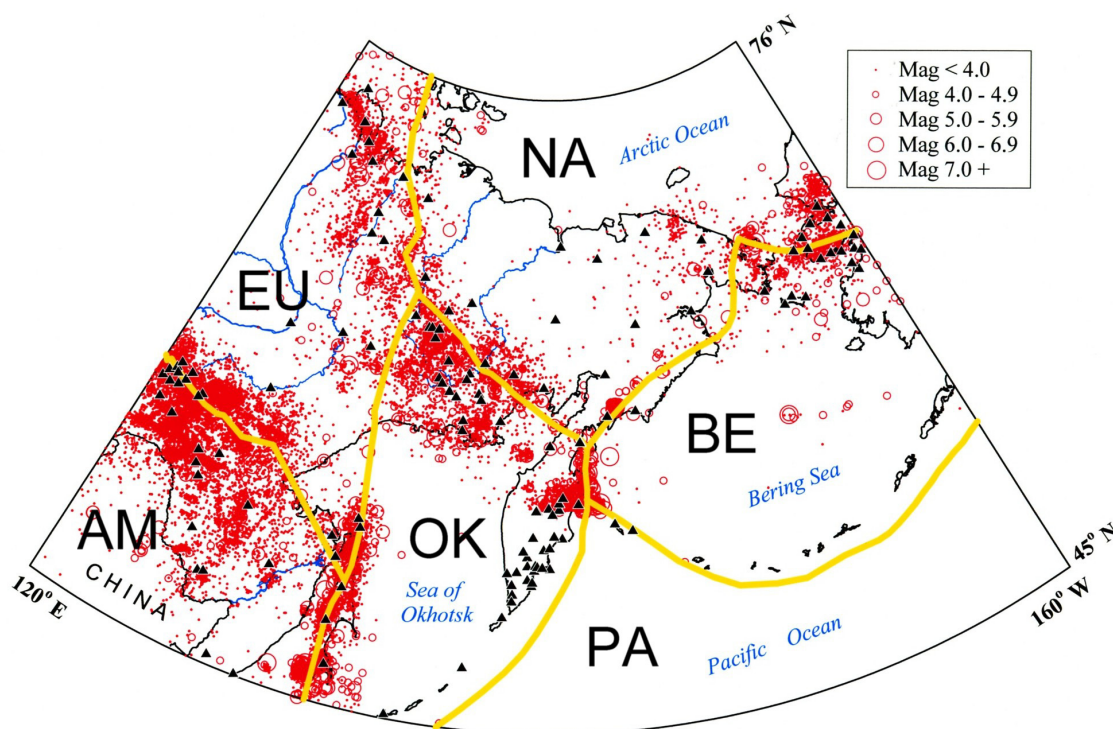


Рис. 3.1. Главнейшие сейсмические пояса и предполагаемые границы литосферных плит (желтые линии) северо-востока России [22].

Согласно решению механизма очага, рассчитанному в ГС РАН по знакам первых вступлений Р-волн [12], движение в очаге произошло под действием растягивающих напряжений, ориентированных в северо-восточном направлении. Ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, вкрест простирания Корякской горно-складчатой системы, что характерно для

землетрясений этой зоны. Механизм очага представляет собой практически чистый взброс. Обе нодальные плоскости имеют северо-восточное простирание, совпадающее с направлением Курило-Камчатской дуги и простиранием хребтов Корякского нагорья. Решение механизма очага, рассчитанное по тензору момента в Национальном центре информации о землетрясениях Геологической службы США (NEIC) для этого же события сходно с решениями ГС РАН и Гарвардского сейсмологического центра (США), но отличается наличием сдвиговой составляющей.

Решение механизма очага Хаилинского (Корякского) землетрясения 8.03.1991 г. $M=7.0$ близко к механизму землетрясения 20.04.2006 г. Движение в очаге представлено взбросом, обе нодальные плоскости ориентированы в северо-восточном направлении. Взброшенным оказалось северо-западное крыло сейсмогенерирующего разлома в недрах [15].

Проявление нескольких сильнейших землетрясений в одном и том же очаге на протяжении 15 лет позволяет квалифицировать Хаилинское 1991 г., Олюторское сейсмические события и ряд сильнейших афтершоков 2006 г. в качестве высокомагнитудного роя. Аналогичная ситуация возникла в Узбекистане при Газлийских землетрясениях 1976 и 1984 гг., когда в одной и той же очаговой области в течение восьми лет произошло три сильнейших землетрясения с $M=7.0-7.3$ и ряд их сильных афтершоков [4]. В то время Н.В.Шебалин ввел в обиход сейсмологической практики понятие «высокомагнитудный рой». В случае Газлийских землетрясений очаг также, как и в при Корякских землетрясениях 1991 и 2006 гг., имел сложное строение и был приурочен к дизъюнктивному узлу в земной коре, образованному глубинными разломами северо-западного, запад-северо-западного и северо-восточного простирания.

А.В.Ландер с соавторами [15] рассмотрели ряд геодинамических моделей, определяющих сеймотектоническую позицию очага Хаилинского землетрясения 1991 года. Этим исследователям представляется наиболее привлекательной гипотеза, базирующаяся на представлении, что «Землетрясения Корьякии и Анадырского залива до Камчатского перешейка являются следствием движений по единой границе плит» [15, с. 108]. Поскольку Олюторское землетрясение 2006 г. возникло практически в той же очаговой области, а фокальный механизм его очага весьма сходен с механизмом очага 1991 г., то вопрос о выборе геодинамической модели региона вновь становится актуальным. Поэтому следует с этих позиций обсудить характер подвижки в очаге землетрясения 2006 г., выяснить тектоническую позицию очага и попытаться увязать эти данные с основными чертами сеймотектоники Камчатско-Корьякского подвижного пояса.

В тектоническом отношении, очаг Олюторского землетрясения расположен в краевой, северо-западной части Олюторской кайнозойской складчатой системы [2, 3, 20]. Подвижная система по времени развития, формационному составу слагающих ее комплексов, типу складчатых структур, магматизму, протяженным зонам глубинных разломов и другим признакам весьма близка Восточной Камчатке и Курильским островам. Вместе с тем эта территория от Восточной Камчатки и Курил отличается рядом особенностей. Для нее характерно отсутствие современного вулканизма и прилегающей сейсмофокальной зоны. Однако резкая контрастность движений в четвертичное время, мощные излияния базальтов в раннем и среднем плиocene, «захват» океаном части структур этой тектонической зоны и образование глубоководной Командорской впадины океанического типа, позволяют провести четкие геодинамические параллели между Олюторской зоной и структурами современной Восточно-Камчатско-Курильской активной области. При этом общий характер тектонического строения, истории развития, формационного состава выполняющих Олюторскую зону толщ, резко отличает его от поздне меловых структур Корьякско-Чукотской складчатой системы, расположенной к северу (рис. 3.2.).

Для структуры Олюторской зоны характерна своеобразная веерная вергентность складчатых и разрывных нарушений. Во внешней полосе, прилегающей к Ветвейскому хребту, складки опрокинуты на северо-запад и север, а плоскости надвигов наклонены на юг и юго-восток [2, 3]. В полосе прилегающей непосредственно к Олюторскому заливу, наблюдается обратная картина, т.е. юго-восточная опрокинутость складок и северо-западное падение плоскостей надвигов. При пересечении Олюторской зоны вкрест простирания, обращает на себя внимание различная степень дислоцированности геологических комплексов во внешней, центральной и внутренней частях этого складчатого сооружения. В полосе, протягивающейся вдоль фронта Вывенковского надвига, ширина которой составляет 15-20 км, наблюдается максимальная нарушенность геологических образований. Подобная ситуация отмечается и на участке,

прилегающем к восточному побережью п-ова Говена. Интенсивность деформаций этих зон убывает в глубь сооружения и характеризуется относительной простотой, вплоть до появления небольших моноклинальных участков, сложенных палеоген-неогеновыми породами. В зонах же сильной нарушенности преобладают опрокинутые и изоклинальные складки и многочисленные разрывы.

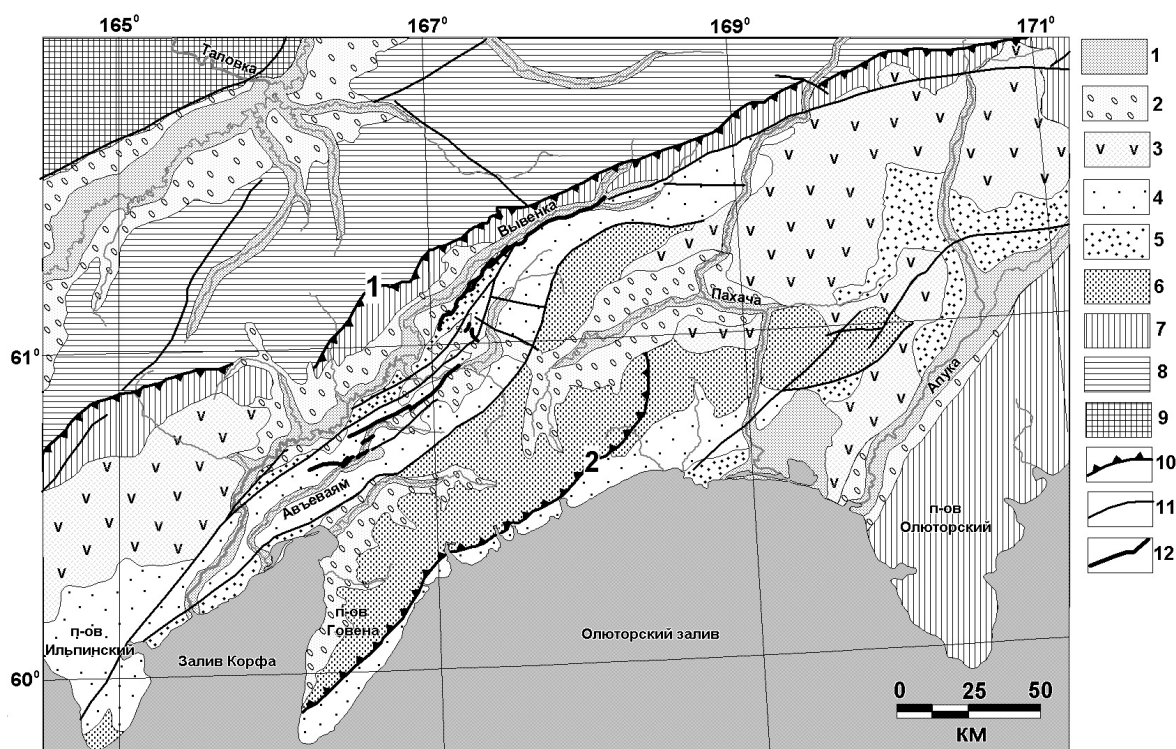


Рис. 3.2. Тектоническая схема района эпицентральной зоны Олюторского землетрясения 2006 г. и прилегающих территорий. Составлена с использованием данных из [2, 3, 5, 20].

Условные обозначения: 1-аллювиально-озерные отложения (Q_4); 2-ледниковые отложения (Q_3); 3-7 – Олюторская складчатая система: 3-вулканы средне-основного состава Апуко-Вывенского вулканического пояса (N_2-Q_1); 4-терригенная, угленосная моласса Ильпино-Пахачинской зоны (N_1^3); 5-флишодная формация Ильпино-Пахачинской ($Pg_2-N_1^2$) и Ветловской зон (Pg_1-Pg_2); 6-кремнисто-вулканическая формация Карагинско-Говенской зоны (Pg); 7-флишодный комплекс Карагинско-Говенской и Вывенско-Ватынской зон ($K-Pg_1$); 8-9 – Корякско-Чукотская складчатая система: 8-кремнисто-вулканогенный комплекс Укэлятской зоны (K); 9-офиолитовый комплекс Таловско-Пекульнейской зоны ($T-K_1$); 10-крупнейшие надвиги (1-Вывенско-Ватынский, 2-Ветловский); 11-прочие разломы различной кинематики; 12-сейсморазрыв Олюторского землетрясения 2006 г.

Северным и северо-западным ограничением Олюторской зоны является Вывенско-Ватынский надвиг, по которому меловые кремнисто-вулканогенные породы Укэлятской зоны надвинуты на мел-палеоценовые флишодные осадки Вывенско-Ватынской зоны [3]. Перекрытие пород автохтона аллохтонными комплексами оценивается в 40-100 км [19]. Образование надвига является завершающим этапом меловой истории тектонического развития региона и произошло в среднем эоцене [19]. Юго-западный фланг Олюторской зоны осложнен Ветловским надвигом по которому кремнисто-вулканогенный комплекс Карагинско-Говенской зоны надвинут в южном направлении на флишодные осадки Ветловской зоны. Возраст тектонических движений по надвигу также оценивается средним эоценом [3]. Последующая история региона характеризовалась формированием в тылу Олюторской зоны олигоцен-позднемиоценовых флишодных и молассовых терригенных отложений Ильпино-Пахачинской зоны. Верхнемиоценовая моласса залегает в узких, приразломных прогибах – Вывенском и Корфском, а также в Апуко-Грабене. Морские угленосные осадки этого возраста характерны только для Апуко-Грабена. В Вывенском и Корфском прогибах накапливались континентальные отложения [6].

Основной этап тектонической активизации, в процессе которого олигоцен-раннемиоценовые образования были смяты в складки, приходится на средний миоцен [2, 3]. С началом и серединой позднего миоцена связывается эпоха выравнивания рельефа,

зафиксированная по всей территории Корякского нагорья [16]. Для конца позднемиоценового времени – начала плиоцена были характерны многочисленные перерывы в осадконакоплении [6]. Вероятно, именно в это время началась тектоническая активизация, сопровождавшаяся поднятием территории и дизъюнктивными деформациями позднемиоценовой поверхности выравнивания [16]. В пользу этого свидетельствует и то обстоятельство, что континентальные вулканические образования плиоцен-раннечетвертичного возраста резко несогласно залегают на дислоцированных отложениях миоцена, что отмечается и на территории Восточной Камчатки [2]. Последующая переработка рельефа была связана со среднеплейстоценовым оледенением, имевшим горно-долинный характер, и внесла относительно небольшой вклад в формирование современного облика рельефа, затронув лишь днища отдельных эрозионно-тектонических депрессий [17]. Позднеплейстоценовое оледенение в этом районе было незначительным и имело, в основном каровый характер.

Итак, основным геоморфологическим уровнем, маркирующим величину деформаций за последнюю эпоху тектонической активизации, является позднемиоценовая поверхность выравнивания. Амплитуда плиоцен-четвертичного поднятия в районе достигла 400 м [8]. В осевой части Олюторской зоны она не превысила 200 м, а отдельные участки (Вывенская, Пахачинская и Апукская депрессии) характеризовались относительным опусканием. В пределах данной области на фоне сравнительно малых общих поднятий и абсолютных опусканий сформировалась весьма дифференцированная и контрастная деформация, с развитыми здесь линейными блоковыми структурами.

В тыловой части Олюторской зоны расположена Вывенская синклиналь, выполненная эоцен-среднемиоценовыми флишоидными осадками, плиоцен-четвертичными континентальными отложениями и частично перекрытая плиоцен-четвертичными базальтами. Таким образом, начальный этап формирования впадины приходится на эоцен. Синклиналь имеет ассиметричное строение. Юго-восточном борт, в котором оказались сближены выходы разновозрастных геологических комплексов, характеризуется крутым залеганием пород с падением в сторону впадины. С юго-востока впадина ограничена кулисообразной цепочкой блоковых поднятий с амплитудой плиоцен-четвертичного поднятия не более 200 метров [8]. Именно с этими молодыми поднятиями связан очаг Олюторского землетрясения 2006 г. Выше было показано, что кинематика смещений в очаге землетрясения имела существенную горизонтальную компоненту смещений – взбросо-надвиговую во фронтальной части и правосдвиговую в тыловой. Горизонтальное перемещение по системе взбросо-надвигов произошло в северо-западном направлении, в сторону Вывенской впадины претерпевшей опускание. Относительно мощный чехол континентально-морских осадков эоцен-четвертичного возраста, выполняющих впадину, свидетельствует в пользу долгой истории ее формирования. При этом кинематика тектонических деформаций, очевидно, на протяжении всего запечатленного осадочной летописью отрезка времени, оставалась постоянной. Учитывая величину сдвиговой деформации (около 700 м), зафиксированной в смещении сопки на юго-западном окончании Останцового хребта (рис. 2.21), интервал эпохи тектонической активизации (плиоцен-четвертичное время) и позднемиоценовый возраст исходной поверхности выравнивания, можно приблизительно оценить темпы тектонической деформации за этот период. Скорость правосдвигового смещения, в таком случае, составит 0.1 мм/год. Учитывая, что величина сдвигового смещения при подвижке 2006 г., сопоставима с величиной горизонтального сокращения по системе взбросо-надвигов, можно предположить, что полученная скорость отражает и темпы горизонтального сокращения в пределах сейсмогенерирующей структуры, породившей Олюторское землетрясение.

Таким образом, очаг землетрясения 2006 г. не имеет отношения ни к сейсмофокальной зоне Беньюфа, прослеживаемой по скоплению эпицентров землетрясений на востоке Камчатского полуострова, ни к западному продолжению сейсмоактивной зоны Алеутской островной дуги. Сейсмогенный разлом не совпадает с Ватыно-Вывенским надвигом или с границами террейнов, отражающих древнюю историю становления активной континентальной окраины [14]. Характер сейсморазрыва и решение фокального механизма для сильнейших землетрясений северной Камчатки и южной Корьяки не укладываются в рамки гипотезы В.А.Ермакова [9] о рифтогенном развитии впадин восточной части Камчатско-Корьякского складчатого пояса на новейшем этапе.

Из предложенных ранее моделей очаг более всего соответствует представлениям А.И.Кожурина [21], который выделил на Камчатском полуострове ряд продольных активных разломов северо-восточного простирания, контролирующих коровую сейсмичность. Наиболее протяженная зона может быть прослежена в виде системы правосторонних сдвигов вдоль

Восточного хребта, которая к северо-востоку достигает полуострова Озерной и Карагинского залива. Здесь же сосредоточены эпицентры многих мелкофокусных коровых землетрясений Восточной Камчатки. В частности, именно в районе полуострова Озерный в 1969 г. произошло землетрясение с $M=7.7$. Далее на северо-восток полоса сейсмичности наблюдается от Начикинского полуострова через о. Карагинский и пролив Литке, где в 1976 г. произошло землетрясение с $M=6.7$, к побережью залива Анапказ. Вероятно, здесь же на дне Карагинского залива трассируется система сдвигов, продолжающих на северо-восток систему активных разломов Восточного хребта Камчатки. Еще далее на северо-восток она может достигать через приразломную впадину р. Вывенка очаговой области Хаилинского и Олюторского землетрясений (рис. 3.3.).

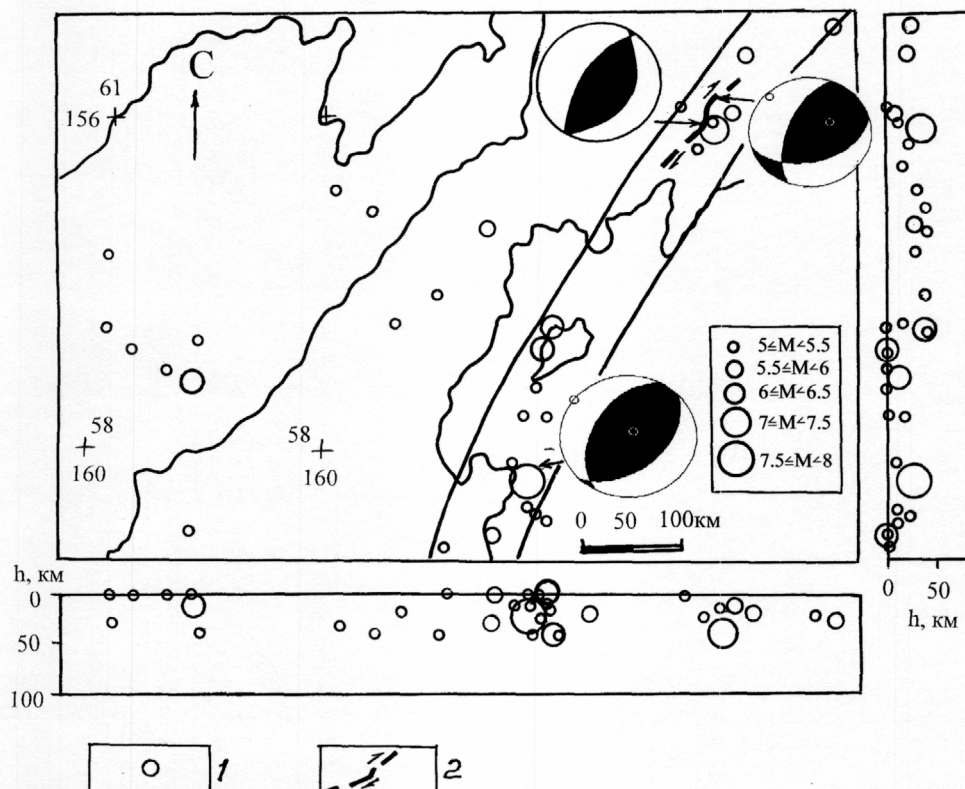


Рис. 3.3. Карта эпицентров землетрясений северной части Камчатки во второй половине 20-го века (с $M \geq 5$), [7] с добавлениями. 1 – эпицентры с разными значениями магнитуды, 2 – сейсморазрыв Олюторского землетрясения 2006 г. Показаны стереограммы в нижней полусфере решений фокального механизма Озерновского 1969 (на юге) [24], Хаилинского 1991 (на северо-западе) [10, 15] и Олюторского 2006 г. (на северо-востоке) [NEIC] землетрясений. Двумя параллельными линиями околнурена сейсмогенерирующая провинция Северной Камчатки и южной Корякии. Внизу и справа показаны гипоцентры землетрясений, на разрезах, заданных в широтном и меридиональном направлениях.

Существенная правосдвиговая составляющая при сейсмогенном смещении по сейсмическому разрыву Олюторского толчка дает основание объединить обе разломные зоны, «протянув» их под водами пролива Литке. Эта зона разломов в целом настолько велика и значительна, что может считаться северо-западной границей Берингоморской микроплиты, как это предлагал А.В.Ландер с соавторами [15]. Вывенско-Ветвейская зона разломов простирается, по-видимому, под водами Кичигинского залива и пролива Литке на восточную Камчатку почти до широты Камчатского полуострова, где «Берингия» уже заканчивается. Таким образом, пограничный между двумя литосферными плитами (Берингоморской и Северо-Американской) характер сейсмогенерирующей структуры, породившей Олюторское землетрясение, представляется реальным [11, 22].

Сходство решений фокального механизма для главного толчка землетрясения 2006 г., Хаилинского землетрясения 1991 г. и Озерновского сейсмического события 1969 г. (рис 3.3) также позволяет объединить все эти сильные сейсмические проявления Восточной Камчатки и Вывенской зоны Корякии в единую сейсмогенерирующую провинцию.

Заключение

Сильнейшее землетрясение в Корякии замечательно тем, что его очаг вышел на поверхность в виде эшелонированной системы сейсморазрывов общей длиной порядка 140 км. Выявлены вертикальные и горизонтальные смещения поверхности в зоне сейсморазрыва. На разных участках сейсморазрыв представлен первичными дислокациями взбросового, взбросо-сдвигового и сдвигового типа. На отрезках преобладания сдвиговых смещений они носят в основном правосторонний характер. На взбросовых отрезках приподнятым является юго-восточное крыло разрыва. Амплитуда вертикальных смещений в зоне разрыва достигает 2-3 м, а горизонтальных, сдвиговых – 1,5 м.

В эпицентральной области землетрясения широким развитием пользуются вторичные сейсмодислокации. Главными нарушениями этого типа являются структуры разжижения грунта: трещинные излияния водно-песчаной и водно-гравийной смеси, грифоны. Огромные площади в долине р. Вывенка, в береговой полосе залива Корфа поражены вибрационными трещинами. Гравитационные явления распространены не столь широко. Отмечаются осыпи, обвалы и оползни на крутых юго-восточных склонах хр. Останцовый и гор Яхтынын в полосе трассирования первичного сейсморазрыва. В целом, область, охваченная вторичными сейсмодислокациями, имеет овальные очертания. Длинная ось «овала» вытянута в северо-восточном направлении и имеет длину порядка 160 км. Ширина «овала» составляет 50-60 км.

Олюторское землетрясение 2006 г. вскрыло существующие в настоящее время серьезные недостатки в степени изученности территории Корякского АО в сейсмическом отношении. Область максимальных сотрясений относится к зоне 8-балльного эффекта по Карте ОСР-97 А и В, в то время, как реальный уровень сейсмических колебаний в зоне распространения первичных сейсморазрывов отвечает интенсивности 9-10 баллов. Последнее обстоятельство потребует внесения изменений в карты ОСР-97 и проведения специализированных работ по уточнению исходной сейсмичности региона.

Проведенные палеосейсмогеологические и морфотектонические наблюдения позволяют констатировать, что в очаговой зоне Олюторского землетрясения прежде неоднократно возникали сильные сейсмические события. Их следы зафиксированы в многочисленных деформированных формах рельефа и различных древних сеймотектонических структурах. Реконструированные древние землетрясения имеют приблизительные временные рамки 7000-6000, 3700-3500, 2500-2000 и 1500-1000 л.н. Период повторяемости между четырьмя последними событиями (включая Олюторское 2006 г.) составляет примерно немногим более 1000 лет.

Проведенный геодинамический анализ условий возникновения этого сильного сейсмического события и сопоставление его с тектонической позицией других землетрясений позволили выявить основные черты сеймотектоники Корякского АО. Сходство условий возникновения главного толчка землетрясения 2006 г., Хаилинского землетрясения 1991 г. и Озерновского сейсмического события 1969 г. дает основания для объединения всех этих сильных сейсмических проявлений Восточной Камчатки и Вывенской зоны Корякии в единую сейсмогенерирующую провинцию. Полученные результаты подтверждают межплитный характер очага Олюторского землетрясения на границе Северо-Американской и Берингоморской литосферных плит.

Другой, затронутой в настоящей статье проблемой, явился анализ сейсмогрунтовых условий населенных пунктов Тилички и Корф. Относительно высокий уровень разрушений в этих населенных пунктах обусловлен крайне неблагоприятными сейсмогрунтовыми условиями, повысившими сотрясения на 1-2 балла. В случае возникновения сильных повторных толчков, нового землетрясения или цунами, эти места окажутся в зоне высокой степени поражения. На площадке высокой террасы, расположенной к северо-западу от пос. Тилички, уровень сотрясений ниже на 1-2 балла в силу добротности грунта и распространения многолетних мерзлых пород.

Специфическое геолого-геоморфологическое положение поселка Корф и последствия землетрясения 20 апреля 2006 г. обусловили высочайший уровень природных рисков, оказывающих решающее негативное влияние на безопасность жизнедеятельности и на условия постоянного проживания жителей этого населенного пункта. Очевидно, следствием сейсмовибрационного эффекта землетрясения является также опускание косы Корфа и, как следствие, подтопление зданий и сооружений в пос. Корф.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 05-05-64170-а и 06-05-02101-э_к).

Литература

1. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
2. Аникеев Н.П., Васьковский А.П., Драбкин И.Е., Попов Г.Г., Титов В.А. Тектоника. // Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 536 с.
3. Богданов Н.А., Тильман С.М., Чехович В.Д. Позднемеловая-кайнозойская история Корьякско-Камчатского региона и Командорской котловины Берингова моря. // Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. С. 131-149.
4. Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Ташкент: Изд-во «Фан» Уз. ССР. 1986. 368 с.
5. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корьякского автономного округа. Гл. ред. Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Зайцев В.П. М-б 1:1500000. С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 2005.
6. Гладенков А.Ю. Оligocen и неоген Командорской впадины и ее обрамления. // Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. С. 110-130.
7. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И. и др. Коровая сейсмичность Камчатки. // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Кн.изд. Камчатский печатный двор. 2004. С. 62-74.
8. Дегтяренко Ю.П. Новейшие тектонические движения Корьякской горной страны и их связь со структурным планом мезозойской складчатости Северо-Востока СССР. // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1970. С. 45-78.
9. Ермаков В.А. Геологические модели формирования эпиконтинентальных впадин задуговых бассейнов. // Проблемы глобальной геодинамики. М. Геос, 2000, С.175-192.
10. Зобин В.М., Бахтияров В.Ф., Борисенко В.Н. и др. Корьякское землетрясение 8 марта 1991 г. // Землетрясения в СССР в 1991 г. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 76-88.
11. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Слепцов С.В., Третьяков М.Ф. Сейсмостектоника Якутии и проблема выделения границ литосферных плит на северо-востоке Азии. // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. Первый Российско-Японский семинар. Хабаровск. 2001. С. 7-17.
12. Информационное сообщение о сильном землетрясении на территории Корьякского автономного округа Камчатской области 21 апреля 2006г. [Создано: 2006-04-21 11:36:57; Обновлено: 2006-04-21 17:28:46]. Геофизическая служба РАН
13. Информационное сообщение о развитии сейсмического процесса в Корьякии в течение месяца после главного толчка 20 апреля 2006 года [Создано: 2006-05-23 13:51:59; Обновлено: 2006-05-24 11:01:10]. Геофизическая служба РАН
14. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный Мир, 2003. 223 с.
15. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корьякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. Вып. 26. М.: Наука, 1994. С. 103-122.
16. Николаев Н.И., Наймарк А.А. Новейшая тектоника Северо-Востока СССР и Камчатки. // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 161-193.
17. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: поздний плейстоцен – голоцен. Спасская И.И., Астахов В.И., Глушкова О.Ю. и др. М.: Наука, 1993. 102 с..
18. Рогожин Е.А., Гордеев Е.И., Чебров В.Н. Сильное землетрясение в Корьякии 20 (21) апреля 2006 г.: результаты предварительного изучения. // Физика Земли, 2007, № 2, С. 12-20.
19. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Д.И., Шапиро М.Н. Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корьякия). // Геотектоника. 2001. №6. С. 56-74.
20. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Научный Мир, 2000. 204 с.
21. Kozhurin A.I. Active faulting of the Eurasian, North American and Pacific Plates Junction. // Tectonophysics. 2004. Vol. 380. P. 273-285,.
22. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Kozmin B.M., Imaeva L.P. Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block. // Geology. 1997. Vol. 25. P. 979-982.
23. Michetti A.M., E. Esposito A., Gürpınar et al. The INQUA scale. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically-induced ground effects in natural environment. // Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, v. LXVII, 118 p, 2004.
24. Stauder W., Mualchin L. Fault motion in the larger earthquakes of the Kurile-Kamchatka arc and of the Kurile-Hokkaido corner. // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81. P. 297-308.

Приложение к статье Рогожина Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханова А. В., Новикова С.С., Пинегиной Т.К. ОЛЮТОРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В КОРЯКИИ 20 (21) АПРЕЛЯ 2006 Г.: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

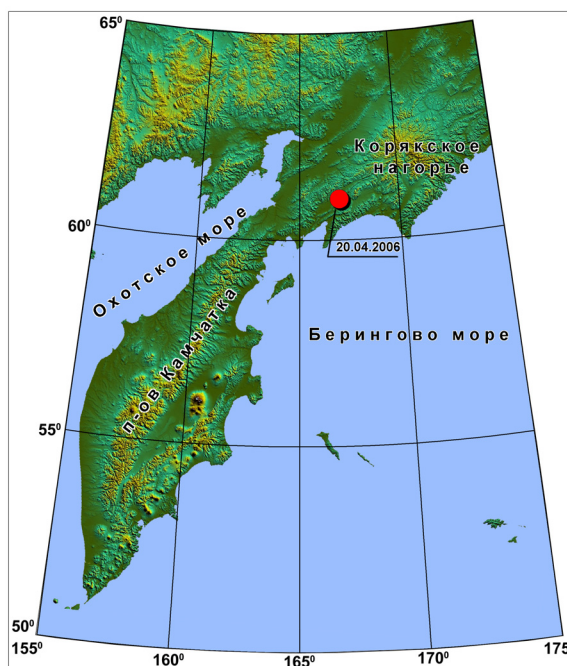


Рис. 1.1. Обзорная схема местоположения эпицентра Олюторского землетрясения.

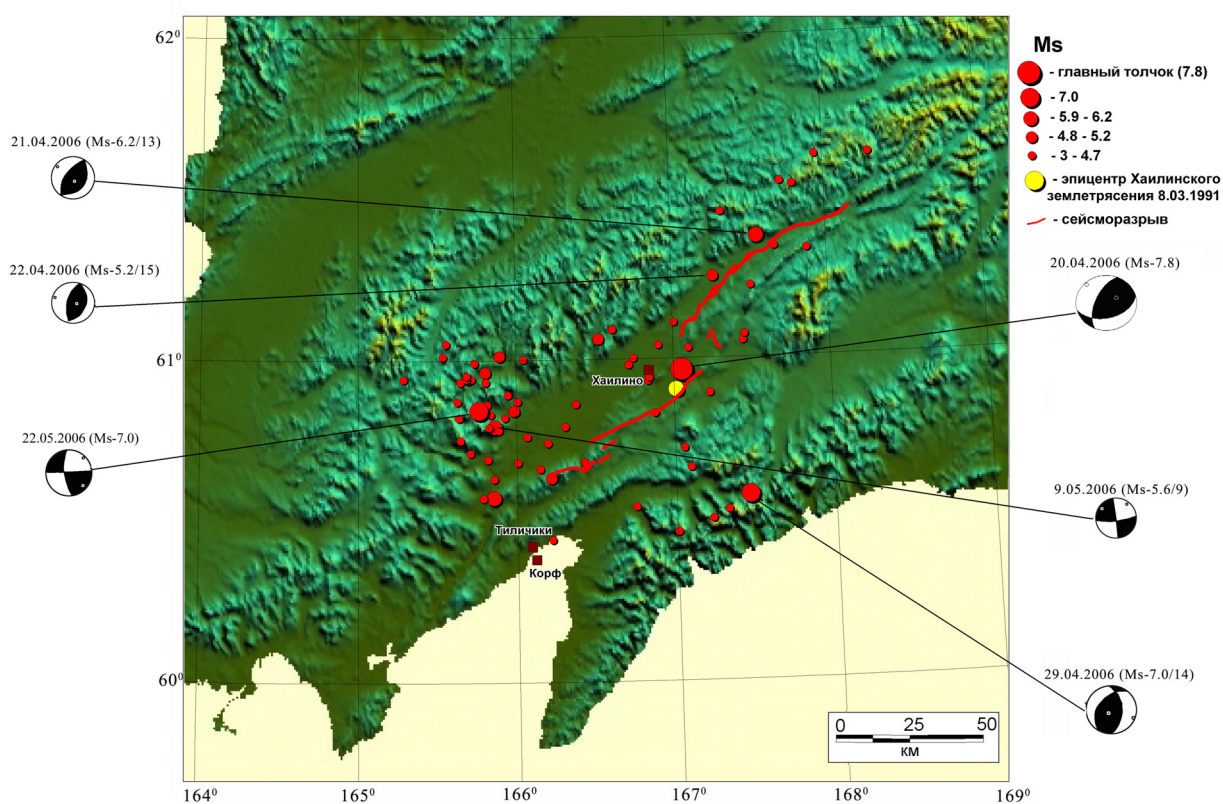


Рис. 1.2. Положение сейсморазрыва и механизмы очагов главного толчка и сильнейших афтершоков Олюторского землетрясения. Афтершоки по конец мая 2006 г.



Рис. 2.4. Левосдвиговой разрыв в правом борту р. Авъеваям.



Рис. 2.5. Сейсморов в пределах трассы левосдвигового разрыва.



Рис. 2.10. Общий вид раздвиго-сдвигового разрыва, нарушившего северо-западный склон предгорной гряды в правом борту р. Авъеваям.



Рис. 2.15. Взбросо-сдвиговой разрыв. Видны две параллельных ветви, сопряженные рвами. Левый борт р. Вывенки.



Рис. 2.17. Взбросо-сдвиговой разрыв, левый борт р. Вывенки.



Рис. 2.20. Канава пройденная вкрест простирания взбросового разрыва.



Рис. 2.23. Приразломный уступ, обновленный при землетрясении 2006 г.



Рис. 2.25. Фото долины мелкого левого притока р. Вывенка, смещенного в зоне сейсморазрыва 2006 г. (положение сейсморазрыва и долина показаны стрелками).



Рис. 2.31. Сейсмогравитационная трещина, в пойме р. Вывенка. Район устья р. Тыльоваям.



Рис. 2.32. Фрагмент тыловой части блок-оползня, возникшего в верховьях руч. Перевального.