

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА

© 2002 г. Р. Ф. Булгаков¹, А. И. Ивашенко¹, Ч. У. Ким¹, К. Ф. Сергеев¹, М. И. Стрельцов¹,
А. И. Кожурин², В. М. Бесстрашнов³, А. Л. Стром³, Я. Сузуки⁴, Х. Цудуми⁵, М. Ватанабе⁶,
Т. Уеки⁷, Т. Шимамото⁸, К. Окумура⁹, Х. Гото⁹, Я. Кария¹⁰

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, 693022, ул. Науки, б/н

²Геологический институт РАН, Москва, 109017, Пыжевский пер., 7

³Институт Гидропроект РАО "ЕЭС России", Москва 125812, Волоколамское шоссе, 3

⁴Faculty of Information Science and Technology, Aichi Prefectural University, Nagakute, Japan

⁵Department of Geophysics, Kyoto University, Kyoto, Japan

⁶Faculty of Sociology, Toyo University, Tokyo, Japan

⁷Department of Geographical Science, Tokyo Metropolitan University, Tokyo, Japan

⁸Department of Geology and Mineralogy, Kyoto University, Kyoto, Japan

⁹Department of Geography, Hiroshima University, Higashi-Hiroshima, Japan

¹⁰Graduate School of Science and Technology, Chiba University, Chiba, Japan

Поступила в редакцию 10.07.2000 г.

Приводятся первые данные о времени последних подвижек, направлении и скоростях перемещений для разрывов Сахалина. Показано, что в позднечетвертичное время одно и то же меридиональное (продольное) структурное направление характеризовалось на севере острова преимущественно правосторонними перемещениями со скоростью 3–5 мм в год (Пильтун-Эхабинский разлом), а в центре и на юге – преимущественно взбросо-надвиговыми с поперечным сокращением острова на 1–2 мм в год (Тынь-Поронайский разлом). Установленные различия в стиле разрывной тектоники соответствуют изменению общего облика выраженной в рельефе новейшей структуры – от слабо-дифференцированной на севере до контрастной блоковой системы поднятий и впадин в центре и на юге острова. Данные датирования палеоподвижек позволяют сделать вывод о том, что интервал между палеоземлетрясениями, по силе сравнимыми с Нефтегорским землетрясением 1995 г. или даже превосходившими его, в северной и центральной частях Сахалина мог достигать сотен и первых тысяч лет.

ВВЕДЕНИЕ

Три сильных землетрясения в северо-западной части Тихоокеанского региона (рис. 1), следовавшие одно за другим с интервалом в 3–4 месяца в 1994–1995 гг., сопровождались многочисленными человеческими жертвами, значительными разрушениями и крупномасштабными деформациями земной поверхности. На Сахалине и в Японии вскрылись протяженные сейсморазрывы, совпавшие с ранее существовавшими разломами земной коры¹.

Дизъюнктивные дислокации отложений четвертичного возраста на Сахалине ранее отмечались [2, 12, 13, 22], но стали тщательно изучаться только после Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. На протяжении трех лет исследования активных разломов на Сахалине проводились учеными России и Японии. В настоящей статье приводятся основные результаты этих исследований.

¹ Совсем недавно, 4(5) августа 2000 г., землетрясение с магнитудой около 6.4 произошло на западе центрального Сахалина. По данным Р.Ф. Булгакова, М.И. Стрельцова и Л.С. Оскорбина (ИМГИГ ДВО РАН), первыми обследовавшими эпицентральный район, во время этого землетрясения, как и при Нефтегорском, на земной поверхности появился ряд разрывов.

ТЕРМИНОЛОГИЯ, ЦЕЛИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При Нефтегорском землетрясении 1995 г. на земной поверхности вскрылся протяженный сейсморазрыв северо-северо-восточного простирания. Изучение сейсморазрыва показало, что он есть результат подвижки по Верхне-Пильтунскому разлому и что подобные подвижки происходили по разлому в недавнем геологическом прошлом [16]. На практике такие разрывы, именуемые активными (т.е. те, по которым возможны подвижки в ближайшем будущем), чаще всего распознаются как нарушающие верхнеплейстоценовые и/или голоценовые отложения и формы рельефа.

Одним из важных параметров, определяемых при изучении активных разломов, является повторяемость связанных с ними сильных землетрясений. По инструментальным данным о землетрясениях Сахалина за период 1906–1999 гг. можно с удовлетворительной точностью оценить повторяемость для событий с $M < 6$. Для событий большей магнитуды, особенно с $M \geq 7.0$, таких данных недостаточно и надежная оценка их повторяемости требует специальных исследований. Целью последних является определение:

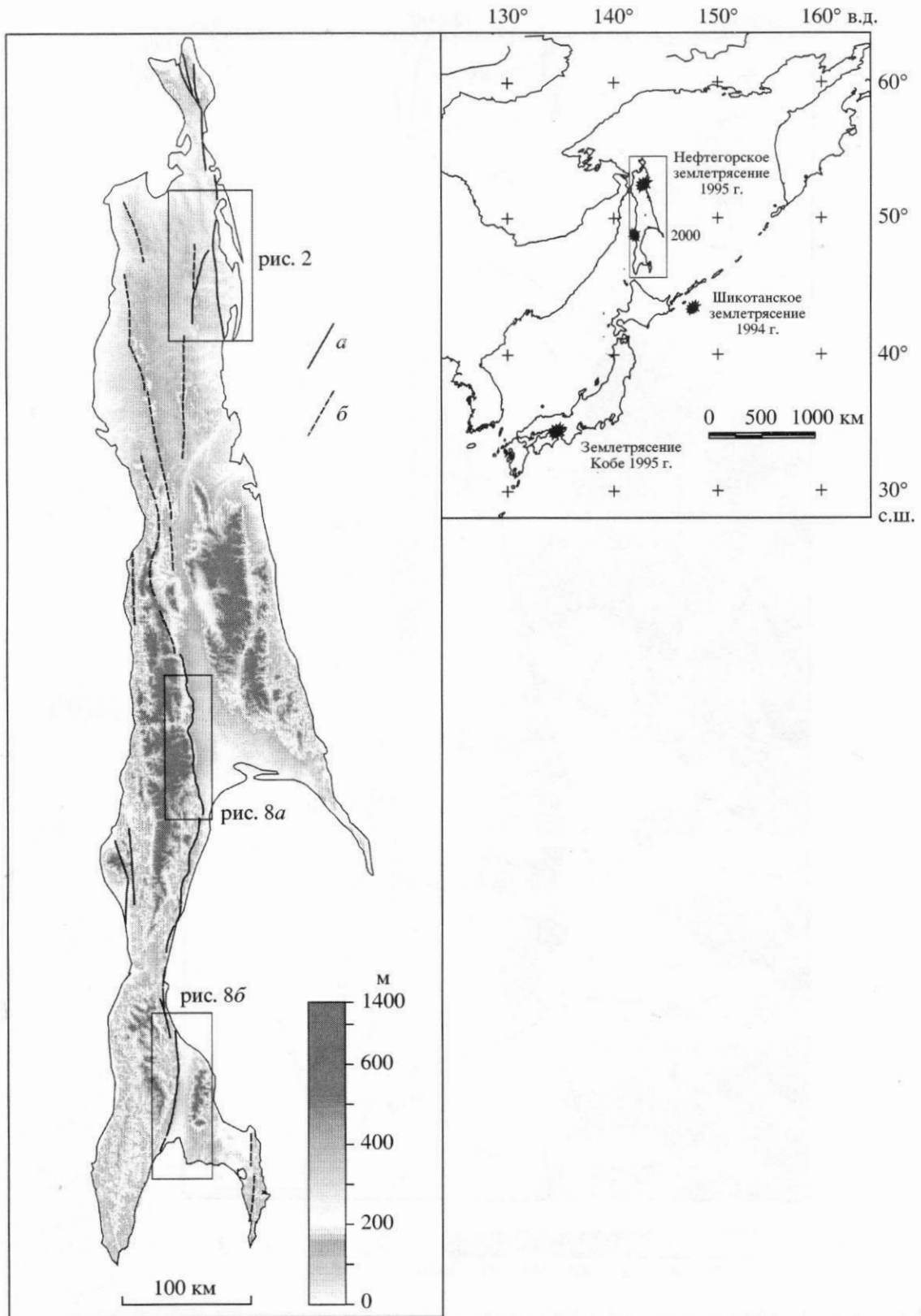


Рис. 1. Обзорная карта северо-западной части Тихоокеанского региона: сильные землетрясения последних лет, районы исследований (обведены рамками) и положение главных достоверных (а) и предполагаемых (б) зон активных разрывов Сахалина (генерализовано).

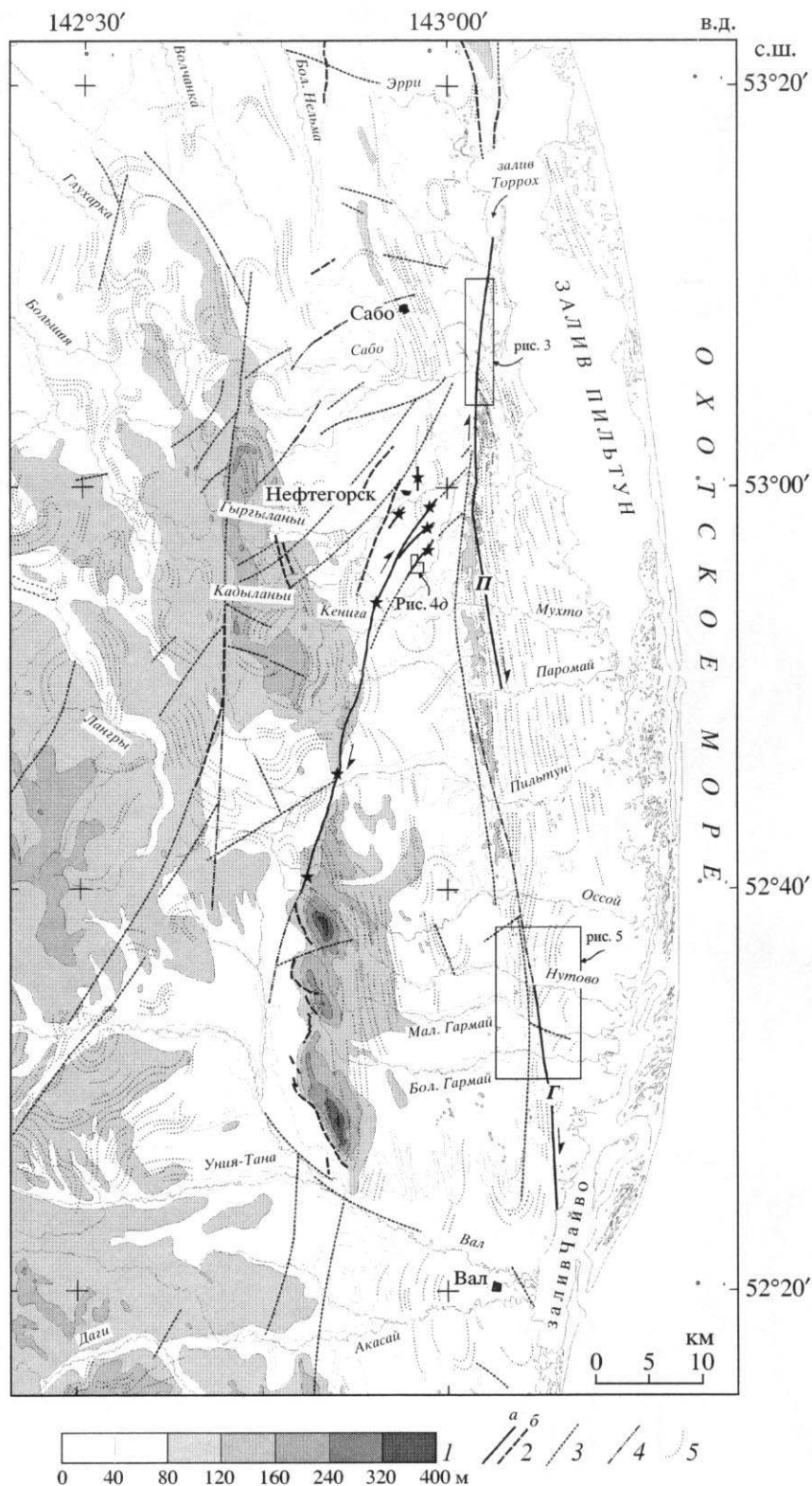


Рис. 2. Разломы и линейменты северо-восточного Сахалина. Положение рпс. см. на рис. 1.

1 – гипсометрическая шкала; 2 – достоверные (а) и предполагаемые (б) активные разломы (звездочками отмечены сейсморазрывы, появившиеся во время Нefтегорского землетрясения, стрелки – направление сдвиговых перемещений); 3–5 – результаты дешифрирования космических снимков масштаба 1 : 200000: 3 – разломы, установленные по данным геологических съемок и выражающиеся на космических снимках в виде линейментов, 4 – наиболее значительные линейменты, видимые на космических снимках, 5 – неогеновые слои. П – Пильтунский, Г – Гаромайский активные разрывы.

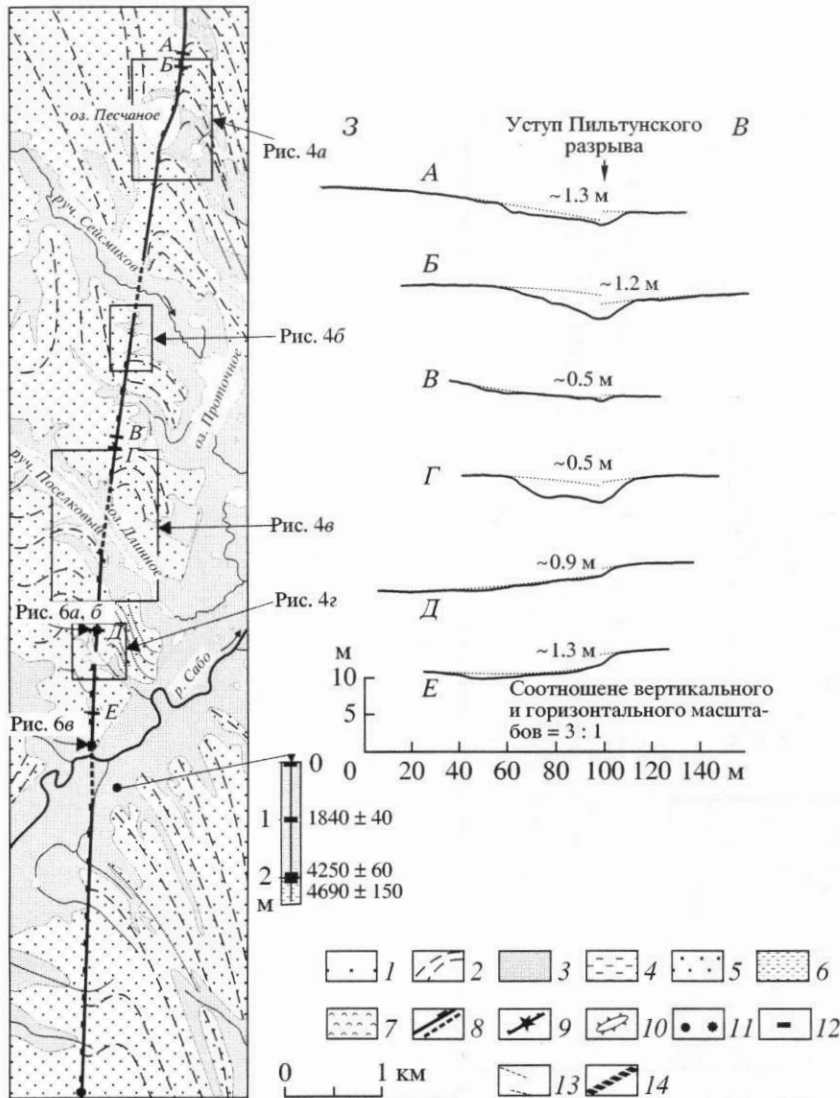


Рис. 3. Северная часть Пильтунского активного разлома (по результатам дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1 : 10000) и гипсометрические профили вкрест его простирания (А–Е). Местоположение рис. см. на рис. 2.

1, 2 – отложения нутовской свиты неогена (1) и простираание ее слоев (2); 3 – пойма, также торф на разрезах; 4 – современные русла водотоков; 5 – верхнеплейстоценовые пески; 6 – обогащенные органикой глины и суглинки (на разрезах); 7 – осушенные участки ложбин с кочкой; 8 – Пильтунский активный разлом, проявленный на земной поверхности (а) и предполагаемый в заболоченных поймах (б), берг-штрихи направлены в сторону опущенного крыла; 9 – сейсморазрывы; 10 – приразломные валики; 11 – точки, в которых проводилось бурение (а) и тренчинг (б); 12 – места отбора образцов торфа и абсолютный возраст отобранных проб (см. табл. 1); 13 – простирания форм рельефа вблизи разлома и величины смещений, м (на рис. 4, б–г); 14 – уступы рельефа невыясненной природы. А–Е – положение гипсометрических профилей.

- а) местоположения активных разломов;
- б) их основных кинематических параметров (протяженность, направление, величина и скорость движений);
- в) периода повторяемости сейсмогенных подвижек по разломам.

Результаты исследований, излагаемые ниже, основаны на изучении аэрофотоснимков масштаба 1 : 10000 – 1 : 30000, космических снимков масштаба 1 : 200000 и материалах экспедиционных работ. Наиболее изучена к настоящему времени

северо-восточная часть Сахалина, включающая очаговую зону Нефтегорского землетрясения 1995 г. Об активных разломах и палеоземлетрясениях центральной и южной частей Сахалина (см. рис. 1) получены только первые пока открытые сведения.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Общая характеристика. Равнинный (за исключением п-ова Шмидта) Северный Сахалин пред-

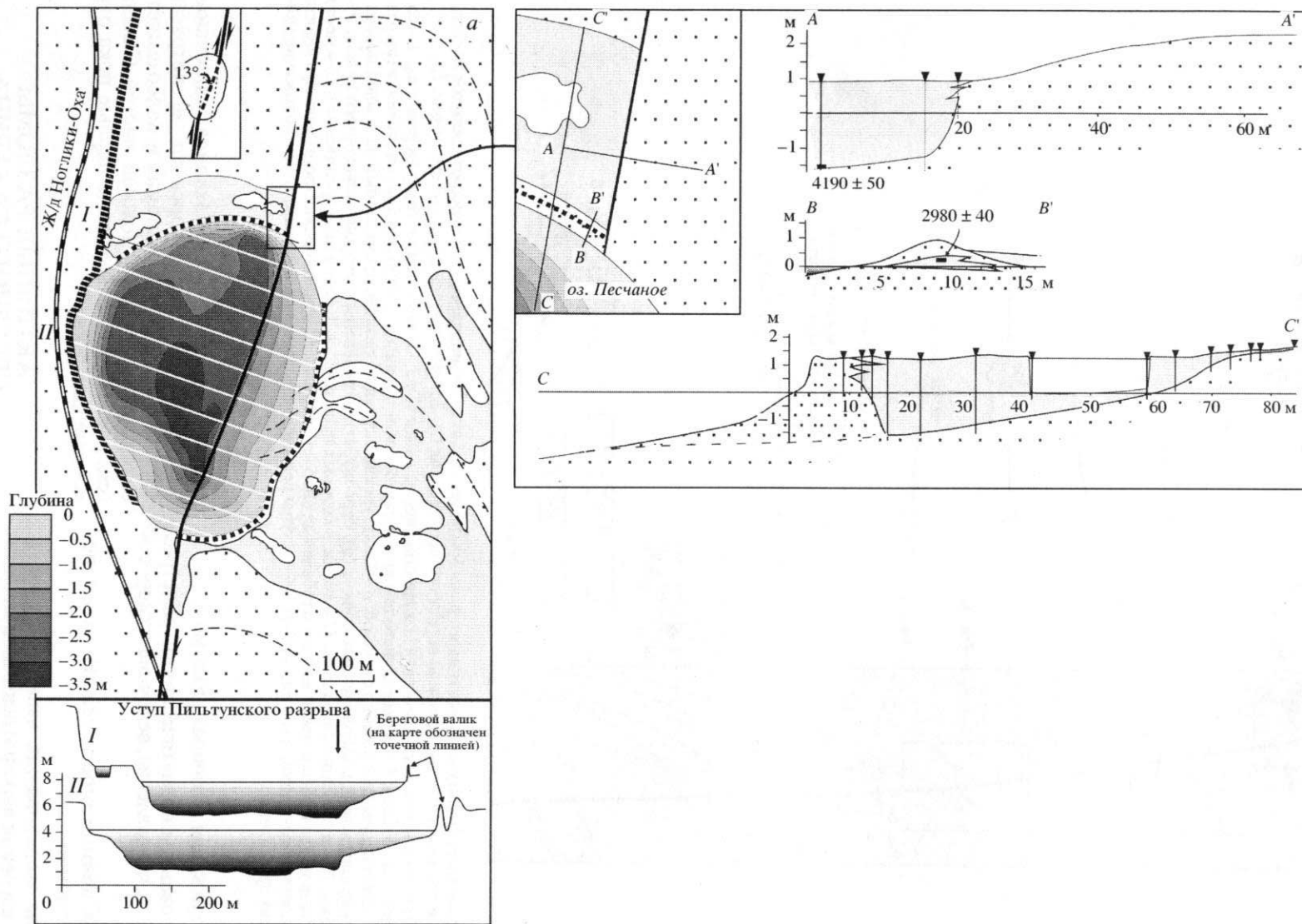


Рис. 4. Фрагменты активных разломов и сейсморазрывов (а-д). Местоположение рис. см. на рис. 2 и 3. Условные обозначения см. на рис. 3.

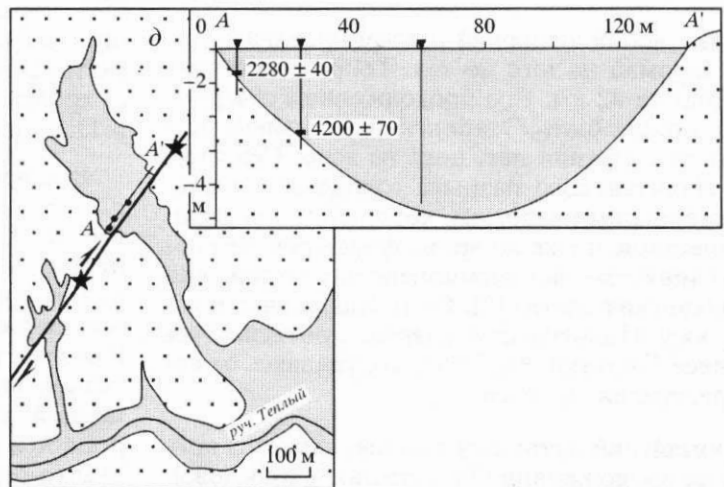
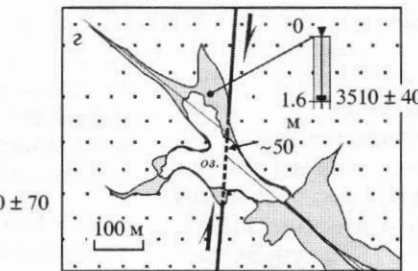
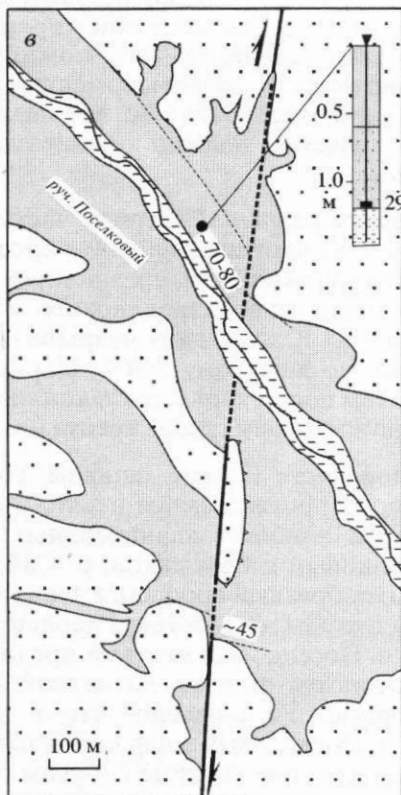
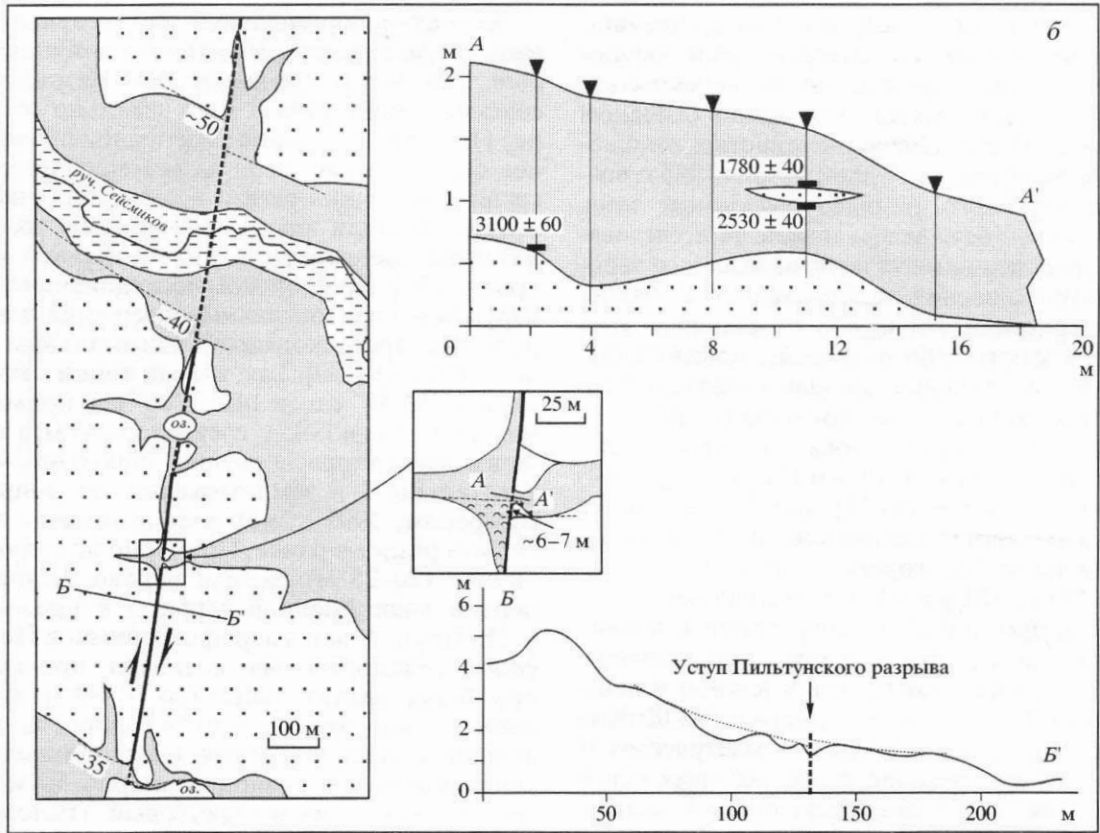


Рис. 4. Окончание.

ставляет собой часть острова с относительно глубоко (несколько километров) залегающим консолидированным фундаментом, перекрытым сплошным плащом смятых в складки в основном верхнекайнозойских песчано-глинистых отложений. До Нефтегорского землетрясения 1995 г. возможность активного разрывообразования здесь практически не обсуждалась и даже те исследователи, которые первыми указали на высокую вероятность возникновения на Сахалине 9–11-балльных землетрясений [13], не обнаруживали на этой территории каких-либо палеосейсмодислокаций. Хотя инструментальные данные свидетельствовали об относительно высоком уровне сейсмической активности северо-востока Сахалина, землетрясений сильнее Ногликского 1964 г. ($M_{LH} = 5.8$) здесь ранее не отмечалось [8]. До 1995 г. наиболее крупные в истории Сахалина сейсмические события, в том числе Лесогорско-Углегорское землетрясение 1924 г. ($M_{LH} = 6.8$) и Монеронское 1971 г. ($M_{LH} = 7.5$), произошли в центральной и южной частях острова, а разрывы, нарушающие голоценовые отложения, отмечались в южной и центральной частях Сахалина, а также на п-ове Шмидта [2, 12, 22]. Возможность сильного землетрясения на севере Сахалина представлялась маловероятной, что основывалось на представлениях об ослаблении тектонической активности на Сахалине с юга на север [3, 4].

Изучение аэрофотоснимков показало, что Верхне-Пильтунский разлом, проявившийся в 1995 г. в виде сейсморазрыва, не является единственным нарушением подобного типа в рассматриваемом районе [9, 10, 33]. Два наиболее значительных активных разлома: Пильтунский и Гаромайский – были выявлены в зоне меридионального разлома, известного как Северо-Сахалинский [18], Хоккайдо-Сахалинский [25] или Пильтун-Эхабинский [22] (рис. 2).

Пильтунский активный разлом протягивается от р. Паромай на юге до зал. Торрох на севере примерно на 42 км. Его продолжением севернее залива может быть Эхабинский активный разлом, но так это или нет, пока не ясно. Северная часть Пильтунского разрыва совпадает с Пильтун-Эхабинским разломом, который, по-видимому, существовал уже во время формирования песчано-глинистых верхнемиоценовых отложений (окобыкайская свита) [2]. От р. Кадыланьи и далее к югу Пильтунский разрыв протягивается восточнее Пильтун-Эхабинского, удаляясь от него на расстояние до 3 км.

Гаромайский активный разрыв, находясь примерно на продолжении Пильтунского, прослеживается более чем на 20 км от р. Нутово на севере до устья р. Хандуза на юге, где он скрывается под водами зал. Чайво.

Характер перемещений по активным разломам. Нефтегорский (Верхне-Пильтунский) разрыв. Характер смещений по Нефтегорскому сейсморазрыву 1995 г. был детально описан ранее [16]. Максимальное замеренное правостороннее смещение достигло на сейсморазрыве 8.1 м, средняя величина сдвига – 3.8 м. Вертикальные смещения были знакопеременными, их среднее значение оценивается в 0.15 м (поднято западное крыло) [30]. При полевом обследовании были обнаружены горизонтальные смещения элементов рельефа, превосходящие максимальные смещения 1995 г. [10, 30]. Так, вблизи точки с координатами $52^{\circ}53'48''$ с.ш. и $142^{\circ}54'00''$ в.д. правостороннее смещение в 1995 г. составило 6–7 м, а тыловой шов речной террасы смещен вправо на 24 м. Следовательно, 3–4 землетрясения, подобные Нефтегорскому 1995 г., могли произойти на этом активном разломе ранее. Примерно на такую же величину (20–25 м) смещен вправо тыловой шов первой надпойменной террасы в правом борту р. Пильтун. Анализ аэрофотоснимков Нефтегорского сейсморазрыва позволил предположить еще более значительные (до 70–80 м) правосторонние смещения элементов гидросети. Средняя величина смещений ее наиболее крупных элементов оказывается равной примерно 50 м. Принимая в целом послеледниковый (голоценовый) возраст смещенных элементов, среднюю скорость правосдвиговых движений по Верхне-Пильтунскому разлому можно оценить величиной около 5 мм в год. Так как точное время заложения гидросети неизвестно (его можно сопоставлять, например, с позднеюрским низким стоянием моря примерно 20 тыс. лет назад [11]), полученное значение должно оцениваться как максимальное.

Пильтунский разрыв. Северная часть Пильтунского разрыва нарушает плоскую эрозионно-денудационную поверхность, срезающую деформированные отложения плиоценового возраста (нутовская свита). Южная часть разрыва протягивается сначала по западному склону Паромайского хребта, затем пересекает его и заканчивается у р. Паромай на восточном склоне хребта (см. рис. 2).

В северной части (между заливом Торрох и р. Сабо) района протягиваются несколько водотоков. Долины наиболее значительных из них (ручьи Поселковский и Сейсмиков, р. Сабо и др.) имеют корытообразный профиль и заполнены на всю ширину торфом мощностью в первые метры. В долине руч. Поселковский местами предположительно выделяются фрагменты первой надпойменной террасы. Установлено, что в долинах р. Сабо и руч. Поселковский торф перекрывает синевато-серые илистые богатые гумусом отложения, самые верхние горизонты которых имеют возраст 3–5 тыс. лет (рис. 3, 4, в, табл. 1). Несомненно, в истории всех этих долин существовали

Таблица 1

№ п/п	Лабораторный номер образца	Радиоуглеродный возраст, до н. вр., лет (1σ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет (области методом пересечений, 1δ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет	Принятое калиброванное значение, лет
1	Beta-126778(п)	1340 ± 60	1299–1256 1252–1234 1201–1185	1284	1280
2	ГИН-9105(т)	1780 ± 40	1730–1690 1670–1657 1653–1627	1707	1700
3	ГИН-9097(т)	1840 ± 40	1823–1712	1816 1791 1780 1754 1741	1820
4	ГИН-9100(т)	2280 ± 40	2345–2308 2222–2208	2333	2340
5	ГИН-9122(п)	2360 ± 120	2707–2633 2610–2593 2535–2532 2492–2309 2222–2209	2350	2350
6	ГИН-8846(д)	2520 ± 160	2775–2350	2712 2625 2623	2650
7	ГИН-9104(т)	2530 ± 40	2741–2708 2632–2613 2587–2538 2529–2497	2713	2710
8	ГИН-8848(д)	2760 ± 90	2951–2768	2851	2850
9	ГИН-9102(т)	2890 ± 70	3159–3149 3140–3125 3113–3089 3081–2922 2906–2890	2996	3000
10	УтС-5886(ду)	2960 ± 31	3159–3149 3140–3125 3113–3089 3081–2922 2906–2890	3059 3049 3026 3010 3001	3030
11	ГИН-9098(т)	2980 ± 40	3239–3228 3212–3136 3131–3096 3093–3077	3205 3189 3162 3145 3143 3086 3083	3200

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Лабораторный номер образца	Радиоуглеродный возраст, до н. вр., лет (1σ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет (области методом пересечений, 1δ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет	Принятое калиброванное значение, лет
12	ГИН-9101(т)	3100 ± 60	3379–3315 3313–3254 3216–3214	3342 3276 3273	3340
13	NN-103(ду)	3360 ± 130	3814–3792 3758–3751 3724–3465	3630 3609 3599 3588	3610
14	ГИН-9103(т)	3380 ± 60	3690–3554	3634	3630
15	ГИН-9103(т)	3510 ± 40	3833–3715 3712–3698	3826 3789 3776 3744 3730	3830
16	NS-30(ду)	3510 ± 70	3870–3689	3826 3789 3776 3744 3730	3770
17	NS-28(ду)	3560 ± 70	3961–3948 3927–3812 3792–3757 3751–3723	3835	3840
18	ГИН-8492(ду)	4030 ± 50	4568–4559 4545–4541 4532–4420	4517 4467 4448	4480
19	GrA-8199(ду)	4110 ± 120	4829–4436 4431–4422	4778 4771 4608 4600 4572	4670
20	ГИН-9099(т)	4190 ± 50	4822 4749 4733	4822 4749 4733	4820
21	ГИН-9092(т)	4200 ± 70	4837–4788 4766–4615 4595–4590	4825	4830
22	ГИН-9095(т)	4250 ± 60	4856–4821 4749–4733 4714–4714	4832	4830
23	ГИН-9108(оо)	4690 ± 150	5592–5294	5452 5377 5330	5450
24	UtC-5885(ду)	4717 ± 34	5575–5534 5477–5451 5380–5328	5467	5470

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Лабораторный номер образца	Радиоуглеродный возраст, до н. вр., лет (1σ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет (области методом пересечений, 1δ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет	Принятое калиброванное значение, лет
25	ГИН-8847(д)	5060 ± 160	5985–5972 5942–5609	5877 5873 5863 5827 5752	5840
26	UtC-5888(ду)	5796 ± 37	6660–6645 6644–6545 6507–6503	6636 6580 6571	6600
27	GrA-8197(оо)	6070 ± 70	7005–6850 6838–6799 6765–6763	6898	6900
28	GrA-8198(оо)	6380 ± 60	7416–7391 7369–7349 7332–7251	7307 7300 7289 7278 7272	7290
29	ГИН-9131(д)	8070 ± 200	9395–9393 9274–8632 8616–8611	9009	9000
30	GrA-8201(оо)	21 250 ± 650	–	–	–
31	Beta-126778(д)	31 790 ± 460	–	–	–
32	Beta-124089(ду)	32 650 ± 240	–	–	–
33	Beta-124088(ду)	42 390 ± 660	–	–	–

Примечание: Для калибровки использовалась кривая *intcal98.14c* [32] и программное обеспечение *CALIB4_1* [31]. Во всех случаях, когда датировались торфяные отложения, из нескольких получаемых при калибровке значений выбирались и округлялись в сторону удревнения (до десятка) наиболее древние. В остальных случаях при нескольких калиброванных значениях принимаемое получалось округлением до десятка среднего. В скобках после лабораторного номера – тип образца (т – торф, п – почва, д – дерево, ду – древесный уголь, оо – обогащенный органикой слой). Лабораторный номер образца: ГИН – Геологический институт РАН, Москва, Россия; UtC – R. J. Van de Graaff Laboratorium, Universiteit Utrecht, Utrecht, The Netherlands; GrA – Centre for Isotope Research, University of Groningen, Groningen, The Netherlands; Beta – Beta Analytic, Inc., Miami, Florida, USA; NS, NN – National Institute for Environmental Studies, Ibaraki 305-8506, Japan. Прочерк – нет данных.

этапы интенсивного врезания и, затем, подпруживания и аккумуляции тонких осадков, видимо, в связи с голоценовым повышением уровня океана.

В поверхности покрова торфа в крупных долинах разрыв не прослеживается. Фрагментарность распространения предполагаемой первой надпойменной террасы в долине руч. Поселковский не позволяет судить, деформирована она или нет. С другой стороны, более мелкие водотоки-ложбины подпружены уступом, созданным при подвижках по разрыву (см. рис. 3, 4, б, з). Очевидно, что коренные днища крупных долин также нарушены разрывом, хотя образовавшиеся при этом уступы перекрыты торфом. В этом случае соответствующие вертикальным сдвиговым смещения крупных долин могут быть обнаружены по

смещениям их коренных бортов. Как правило, это оказывалось возможным лишь экстраполяцией простираций участков бортов, находящихся нередко на значительном удалении от линии разрыва (см. рис. 4, б–з).

Ранее [33] величина правого сдвига северного борта долины руч. Поселковский была оценена величиной порядка 100 м, а впадины озера Песчаное – 80 м. Последнее значение было получено измерением по аэрофотоснимку расстояния вдоль разрыва между современным берегом озера в восточном крыле и северным краем заболоченного участка впадины озера в западном. При этом оставались сомнения в сдвиговой природе видимого приразломного изгиба берега озера. Выполненные нами работы позволили снять эти сомнения, уточнить

величину сдвига, а радиоуглеродные датировки торфяников из смещенной и ныне отгороженной береговым песчаным валом части озера – определить примерное значение его скорости.

Озеро отличается чистым песчаным дном, правильной овальной формой и появилось, вероятно, как термокарстовая впадина. Мы измерили глубины озера с шагом 6 м по линиям профилей, приведенных на рис. 4, а. Как видно, разрыв хорошо выражен в дне озера обращенным к западу уступом высотой 1.3–1.5 м. Простирается разрыва в пределах озера – примерно 21° ССВ, вне его – 8° ССВ. Севернее озера, к западу от разрыва, земная поверхность наклонена на юг под углом $2\text{--}3^\circ$ (оценка сделана по нивелирному профилю вдоль разрыва). Вертикальное смещение этой поверхности на 1.3–1.5 м могло, в принципе, вызвать за счет затопления эффект правостороннего сдвига северного берега озера на 30–60 м, что примерно соответствует наблюдаемому в плане его изгибу. Однако примерно в 30 м к северу от берега озера вертикальное смещение по разрыву достигает уже примерно 4.5 м (см. профиль А–А' на рис. 4, а). Объяснением наблюдаемого неравенства величин видимых вертикальных смещений может быть предположение о преимущественно сдвиговых перемещениях по разрыву и совмещении через разрыв изначально разновысотных участков берега озера. Отметим, что правосторонние движения по разрыву на его участке, соответствующем озеру, должны дополняться раздвиговыми (из-за отклонения этого участка от общего направления разрыва – см. врезку на рис. 4, а). В этом отношении приуроченность впадины озера к кинематически особому участку разрыва вряд ли случайна – вероятно, его появление было обусловлено сочетанием тектонического и климатического факторов.

Береговой вал (см. рис. 4, а, профили В–В' и С–С') образовался к западу от линии разрыва, очевидно, с возникновением сдвигового изгиба берега озера. Процесс отложения материала, переносимого вдоль берега, в местах резких искривлений береговых линий (эффект тени) известен давно и хорошо описан [7]. Слагающий вал песок поставлялся из восточного крыла разрыва (берег озера там представлен абразионным уступом). Следует полагать, что образование вала началось не с начала смещения берега озера, а позже, иначе смещенная часть озера не была бы морфологически выраженной, а заполнилась переотложенным песком. О величине произошедшего к началу образования вала сдвигового смещения можно судить по ширине дна болота между северным подножием вала и хорошо выраженным подножием склона ко дну озера того времени – около 50 м (см. профиль С–С' на рис. 4, а). Возраст наиболее древних горизонтов торфа в отгороженной валом заболоченной части озера составляет примерно

4800 (4190 ± 50) лет, так что отгораживание началось не позднее 5000 лет назад². Считая озеро термокарстовым (возраст 20–18 тыс. лет [11]), получаем, что горизонтальное перемещение в 50 м по сдвигу произошло примерно за 13–15 тыс. лет при средней скорости около 3.5 мм в год.

Последующее перемещение вала вместе с западным крылом разрыва относительно восточного к северу должно было вызывать наращивание новыми порциями песка его верхушки и южного склона. Современная верхушка вала относительно линии берега в восточном крыле разрыва не смещена. Возраст торфа из линзы под ее поверхностью составляет около 3200 (2980 ± 40) лет (профиль В–В' на рис. 4, а). Отсюда следует, что вал занимал современное положение последние примерно 3000 (возможно, 2600 лет, после последней подвижки по разрыву, см. раздел, посвященный возрасту палеоземлетрясений, и табл. 2). Расстояние в плане между северным подножием вала (точка начала его роста 4800 лет назад) и его вершиной, равное примерно 12 м, может соответствовать тогда величине его смещения примерно за 2200 лет со средней скоростью около 5.5 мм в год.

Суммарная амплитуда сдвига впадины озера составила, как следует из изложенного, примерно 60 м. Близкие по величине смещения обнаруживаются и на других участках разрыва (см. рис. 4, б–г). В большинстве случаев их величина примерно одна и та же – около 50 м. Если считать, что интенсивное врезание с формированием крутосклонных корытообразных долин произошло во время низкого стояния уровня моря 20–18 тыс. лет назад (см., например, [11]), то средняя скорость сдвига могла достигать 3 мм/год. Большее (около 100 м) смещение можно предполагать лишь для северного борта руч. Поселковский, но достоверность полученного значения невысока.

Небольшая ложбина примерно в 1 км южнее ручья Сейсиков (см. рис. 3 и 4, б) выполнена торфом лишь западнее разрыва. Подпруживание ложбины невысоким надразломным валом началось, судя по возрасту нижней части отложений торфа, несколько ранее 3300 (3100 ± 60) лет назад, возможно, при землетрясении. Над надразломным валиком в торфе, как бы перетекающим через вал, бурением обнаружена линза песка, образование которой ограничивается значениями возраста примерно 1700 (1780 ± 40) и 2700 (2530 ± 40) лет назад. Ее появление могло быть связано с выбросом разжиженного песка во время следующей сейсмогенной подвижки между указанными датами. В обоих бортах ложбины удаётся установить не больше 6–7 м правого сдвига – резуль-

² Здесь и далее следующие одно за другим значения возраста без доверительного интервала и с ним соответствуют принятым калиброванным и исходным радиоуглеродным значениям возраста, см. табл. 1.

Таблица 2. Сила и период повторяемости палеоземлетрясений, сопровождавших подвижки по активным разломам северо-восточного Сахалина

Разлом	Пильтунский (S ≈ 3.8 мм/год)				Верхне-Пильтунский (S ≈ 5 мм/год)			
	А	Т, лет	D, м	М	А	Т, лет	D, м	М
1.					5			≥7.8 (7.7)
2.					1000	1000*	5.0	
3.		2600*	9.9		1400	400	2.0	≥7.2 (7.3)
4.					1800	400	2.0	≥7.2 (7.3)
5.	2600							
6.		1200	4.6	≥7.8 (7.6)		3000*	15.0	
7.	3800 (?)	700	2.7	≥7.4 (7.4)				
8.	4500	1000	3.8	≥7.6 (7.6)	4500			
9.	5500 (?)						26.0	
10.		1700*	6.5	≥8.0 (7.7)				
10.	7200							

Примечания: А – возраст палеоземлетрясений (? – определен с недостаточной степенью достоверности); Т – интервал между землетрясениями, лет, * – интервал времени, в пределах которого сейсмические события могли быть пропущены; D – накопленная деформация ($D = S \times T$); М – магнитуда, вычислена по формулам $M = (\text{Log } D_m + 4.0)/0.6$ [15] и (в скобках, для сдвигов) $M = 7.04 + 0.89X \text{Log } D_a$ [34], где D_m и D_a – соответственно максимальная и средняя подвижка по разлому.

тат, как следует из изложенного, по крайней мере, двух землетрясений. Эта величина должна соотноситься с интервалом времени порядка 2000 лет – между примерно 4500 и 2600 лет назад, что дает максимальную среднюю скорость сдвига около 3.2–3.7 мм в год³.

Южнее р. Сабо максимальная выраженная в рельефе вертикальная подвижка возрастает до 5–6 м. Одновозрастное этому вертикальному горизонтальное смещение нигде увидеть не удалось. Меньшие амплитуды наблюдались приблизительно в 2–3 км к югу от р. Сабо (в точке с координатами 53°04, 594' с.ш. и 143°02, 397' в.д.): около 0.8 м вертикального смещения невысокой ручье-вой поймы и ~15–16 м правого сдвига ее южного тылового шва. Примерно в 900 м по разрыву к югу от р. Кадыланья на 25–28 м смещены вправо две хорошо выраженные ложбины. Можно предполагать также смещение вправо на 5–7 м правого коренного борта северной из них. На 50–55 м смещены вправо долины трех крупных ручьев

(левых притоков руч. Поселковский) в 5.55–5.95 км к югу по линии разрыва от р. Кадыланья, а также ручья в 2.25 км севернее р. Мухто. В днищах всех относительно крупных водотоков, у их бортов, разрыв проявлен надразломными валиками, подобными наблюдавшимся на разрыве севернее р. Сабо.

Морфология долин водотоков, не смещенных разрывом (крутые борта, плоские днища), свидетельствует об их очень молодом возрасте (примерно 1 и 2.5 км по разрыву к югу от р. Мухто).

Гаромайский разрыв. Гаромайский разрыв начинается примерно в 25 км южнее Пильтунского разрыва и протягивается к югу на расстоянии 22–23 км до побережья залива Чайво (см. рис. 2, 5).

В долинах наиболее крупных рек, пересекающих Гаромайский разрыв (Нутово, Большой Гаромай и Малый Гаромай), развиты высокая пойма и лишь одна, видимо, раннеголоценовая надпойменная терраса. Долины врезаны в общем ровную или слабо холмистую эрозионно-денудационную поверхность, срезающую позднеплиоценовые отложения нутовской свиты. Более мелкие эрозионные формы представлены неглубокими широкими пологими ложбинами, в основном сухими, часто не связанными с действующей эрозион-

³ 4500 лет назад – начало накопления деформаций, соответствующих видимому сейчас на линии разрыва смещению, момент, предшествовавший первому из двух предполагаемых землетрясений (см. табл. 2 и раздел, посвященный возрасту палеоземлетрясений).

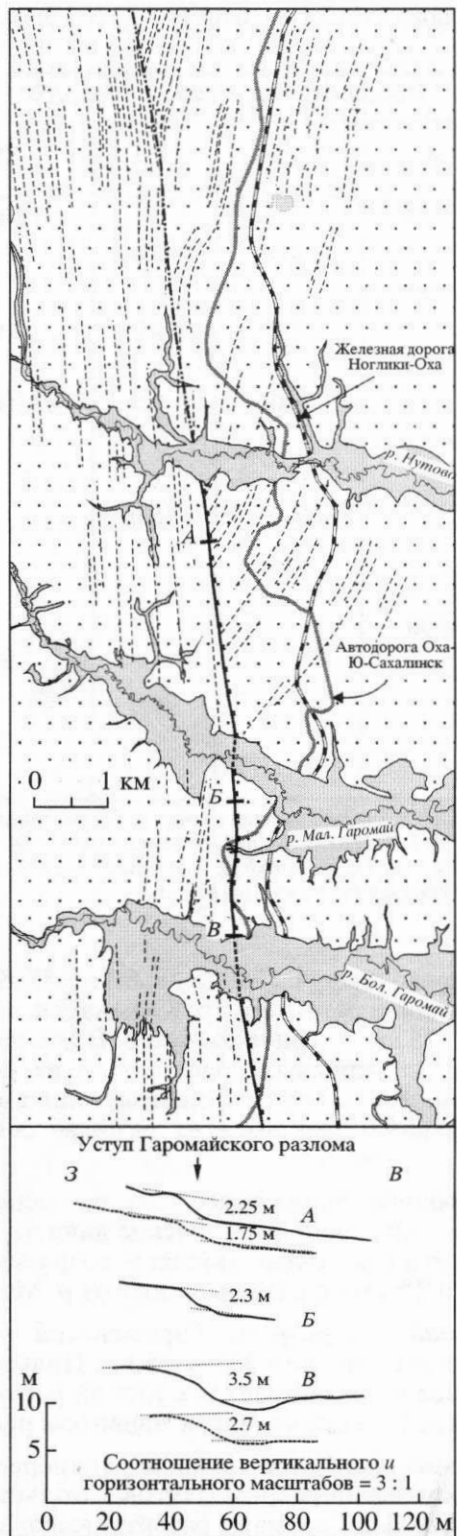


Рис. 5. Фрагмент Гаромайского активного разлома. Местоположение рис. см. на рис. 2, условные обозначения – на рис. 3. На поперечных гипсометрических профилях сплошная линия соответствует водораздельной поверхности, пунктирная – более молодым поверхностям: на А – днищу ложбины, на В – наиболее высокой речной террасе; показаны величины вертикальных перемещений в м.

ной сетью. По-видимому, это реликты первичного рельефа или первичного расчленения упомянутой поверхности. Самые молодые эрозионные образования (довольно редкие) – крутосклонные с плоскими ровными днищами врезы, раскрывающиеся в долины действующих рек.

Гаромайский разрыв прослеживается как обращенный к востоку уступ в водораздельной поверхности. Высота уступа (суммарная величина выраженных в рельефе вертикальных смещений) достигает 2–3.5 м (см. профили А и В на рис. 5). Меньшие смещения поверхности (1.1–1.2 м) наблюдались вдоль южной части разрыва (точки с координатами 52°29, 324' с.ш., 143°07, 897' и 52°26, 276' с.ш., 143°08, 603' в.д.). Судя по очень крутому, до 70–80° с падением на запад, залеганию отложений нутовской свиты в западном крыле разрыва у его линии (обнажение в выработке старой дороги между реками Большой и Малый Гаромай, в точке с координатами 52°33, 427' с.ш. и 143°07, 317' в.д.), вертикальные перемещения были взбросовыми. Разрыв деформирует пологосклонные ложбины и надпойменные террасы рек (см. профили А и В на рис. 5), но не прослеживается в поверхности высоких поим. Не затронуты разрывными движениями также крутосклонные врезы – самые молодые из эрозионных образований.

Обращает на себя внимание небольшая величина разницы между величинами вертикальных смещений водораздельной эрозионно-денудационной поверхности и врезанных в нее террас и ложбин – каждый раз она меньше величины смещения более молодого элемента рельефа (см. профили А и В на рис. 5). Можно предположить, что или выраженные в рельефе движения по разрыву начались незадолго до расчленения водораздельной поверхности, или же вертикальные движения, как это бывает в сдвиговых зонах, были малоамплитудными, непостоянными и знакопеременными.

Свидетельств горизонтальных смещений очень мало. Признаки правого сдвига, причем неотчетливые, установлены только для двух неглубоких пологих ложбин (на 5–6 и 9–15 м, см. профиль А на рис. 5). Можно утверждать, что вдоль южной части разрыва сдвиговые движения не происходили: тыловой шов смещенной по вертикали террасы р. Большой Гаромай (левый борт, см. профиль В на рис. 5) по латерали не сдвинут.

Пильтунский и Гаромайский разрывы имеют одинаковое простирание и находятся на продолжении друг друга, однако характер их сочленения неясен. Они могут быть как активными сегментами единого разлома длиной порядка 100 км, так и кулисно подставлять друг друга. Для решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

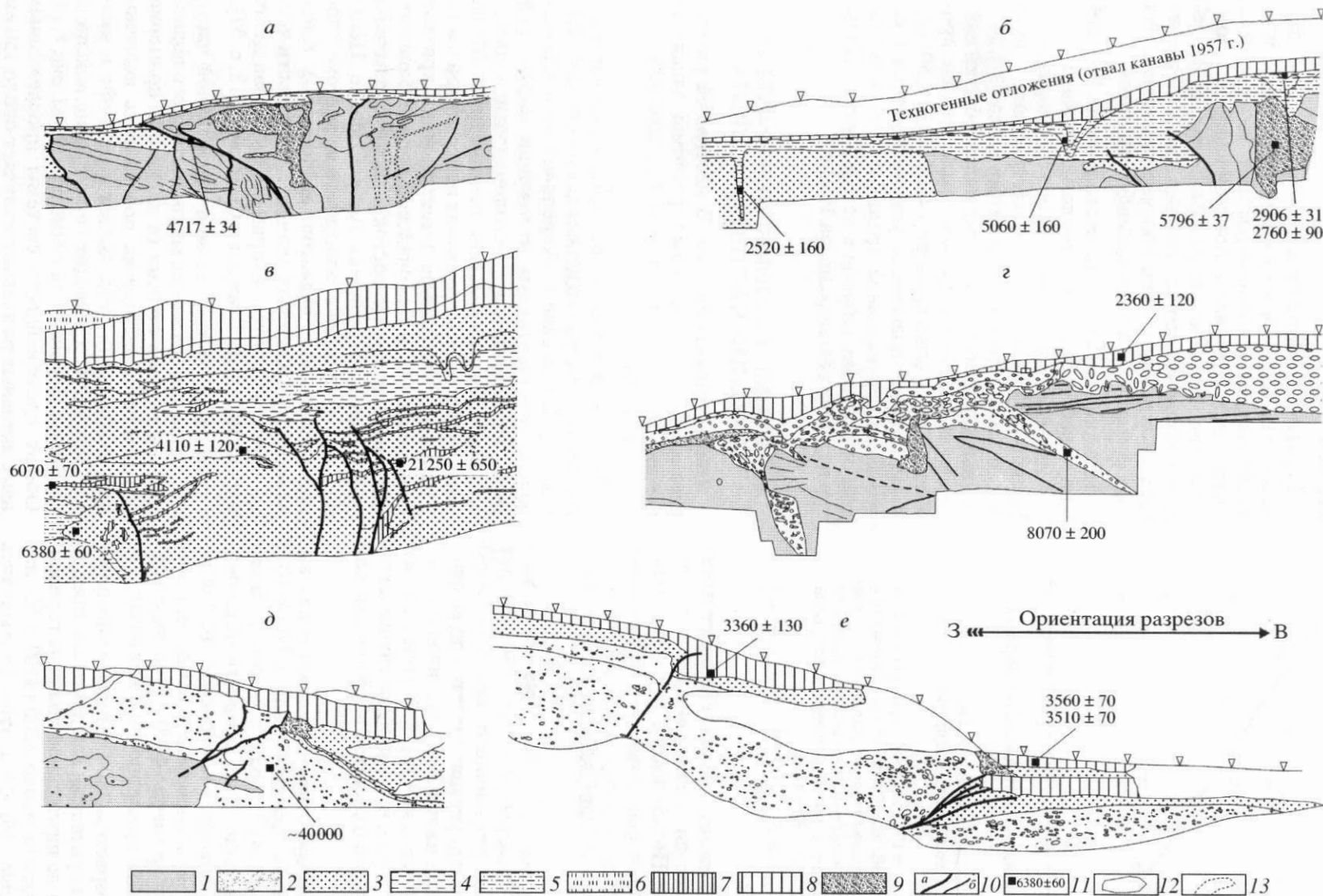


Рис. 6. Результаты тренчинга активных разломов Сахалина. Местоположение разрезов см. на рис. 3, 8, 9.

1 – неогеновые отложения; 2–6 – четвертичные отложения: 2 – аллювиально-пролювиальные галечники, 3 – мелко-среднезернистые пески, 4 – глины, 5 – суглинки, 6 – торф; 7 – обогащенные органикой прослои в песках (только на в); 8 – современный почвенный горизонт; 9 – приразломные фации, зоны меланжа, коллювиальные клинья; 10 – сейсморазрывы (а) и трещины (б); 11 – места отбора проб и их радиоуглеродный возраст, лет (см. табл. 1); 12 – необследованные участки разрезов; 13 – зоны ожелезнения. Треугольники по верхнему краю разрезов расположены через 1 м. Вертикальный и горизонтальный масштабы равны.

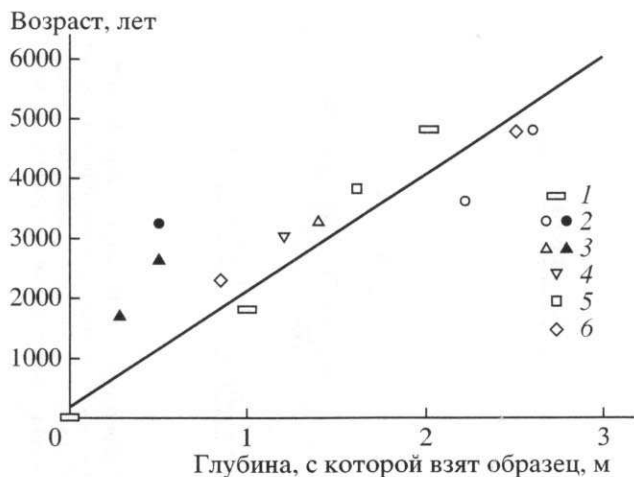


Рис. 7. Темпы торфообразования в болотах, образовавшихся на месте водотоков, подпруженных активными разломами.

Сплошная линия ($y = 1961x + 140$) — тренд по всей совокупности значений, исключая точки, отражающие anomalously низкие темпы торфообразования (показаны залитыми знаками); величина достоверности линейной аппроксимации (использованы калиброванные значения возраста) $R^2 = 0.95$.

1–6 — рис.: 1–3, 2–4, а, 3–4, б, 4–4, в, 5–4, г, 6–4, д.

Возраст палеоземлетрясений. Наиболее представительны на сегодняшний день данные о сейсмической истории Пильтунского разрыва (его северной части). Они основываются на изучении разрезов, вскрытых траншеями [26, 27, 33] и бурением отложений в подпруженных разрывом водотоках.

Наиболее древнее землетрясение имеет возраст около 7200 (между 6070 ± 70 и 6380 ± 60) лет (рис. 6в). Время следующего события, 5470 (4717 ± 34) лет назад, устанавливается по возрасту древесного угля из линзы гравелитов под поверхностью одного из сколов [26, 27] (см. рис. 6а). Однако не исключено, что в данном случае датирован рвущийся слой и событие произошло после указанной даты.

Более позднее событие определяется как нарушающее слои с возрастом около 4700 (4110 ± 120) лет (см. рис. 6в). Возраст перекрывающего горизонта неизвестен. Если скорость осадконакопления была примерно постоянной, то наиболее древний перекрывающий смещение горизонт мог образоваться примерно 4400 лет назад, а само событие произойти примерно 4500 лет назад.

Событие с возрастом 3800 лет назад определено по косвенным признакам как произошедшее до формирования в подпруженной ложбине горизонта торфа с возрастом около 3300 (3100 ± 60) лет (см. разрез на рис. 4б). При этом учитывались средняя скорость торфонакопления (0.5 мм в год, рис. 7) и мощность торфа под датированным го-

ризонтом. Результатом события могло быть и подпруживание безымянного озера, показанного на рис. 4г.

Событие, произошедшее 2600 (2520 ± 160) лет назад, определяется возрастом заполнения трещины, вскрытой канавой (см. рис. 6б), и линзы песка в торфе над надразломным валиком в подпруженной ложбине (см. разрез на рис. 4б). Интересно отметить, что на графике на рис. 7 две из трех аномальных точек соответствуют как раз горизонтам торфа ниже и выше этой линзы.

Палеоподвижки имели место и вдоль Верхне-Пильтунского активного разлома, проявившегося в 1995 г. в виде Нефтегорского сейсмозарыва. Предполагаемый возраст землетрясений — примерно 1800, 1400 и 1000 лет тому назад [17]. Надежных следов более молодых палеособытий найти не удалось. Более древнее землетрясение произошло, возможно, примерно 4500 (4030 ± 50) лет назад (возраст древесного угля из песчаного заполнения вертикальной трещины в аллювиальных отложениях террасы в левом борту р. Пильтун на линии сейсмозарыва 1995 г.).

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТЕЙ САХАЛИНА

Общая характеристика. В настоящей работе рассматриваются активные разломы западных бортов Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий (рис. 8а, б).

Первые сведения об активных разломах южной части Сахалина содержатся в работе В.К. Кучая [12]. В бассейне р. Априловка он наблюдал надвиг дочетвертичных отложений марианской свиты на, вероятно, верхнеголоценовые аллювиальные галечники (падение плоскости $15\text{--}20^\circ$ на запад). Об активных разломах центральной части Сахалина в литературе имеется лишь краткое упоминание: "...в Поронайской долине Западно-Сахалинские горы с востока также обрамлены предгорьями, ограниченными на западе Центрально-Сахалинским разломом, а на востоке — зоной голоценовых надвигов, аналогичных Ключевской зоне Южного Сахалина. Эти надвиги четко прослеживаются, например, вдоль западных окраин поселков Буюклы и Смирных" [12, с. 57].

Основная часть разломов центральной части Сахалина протягивается вдоль восточного подножья предгорной ступени (в плане она примерно соответствует выходу на поверхность неогеновых отложений), отделяющей в рельефе поднятие Западно-Сахалинских гор от расположенной восточнее Поронайской низменности (см. рис. 8, а). Общая протяженность системы прослеженных нами активных разрывов составляет около 150 км при ширине до 10 км. Как правило, простираение разрывов совпадает с простираением смятых в

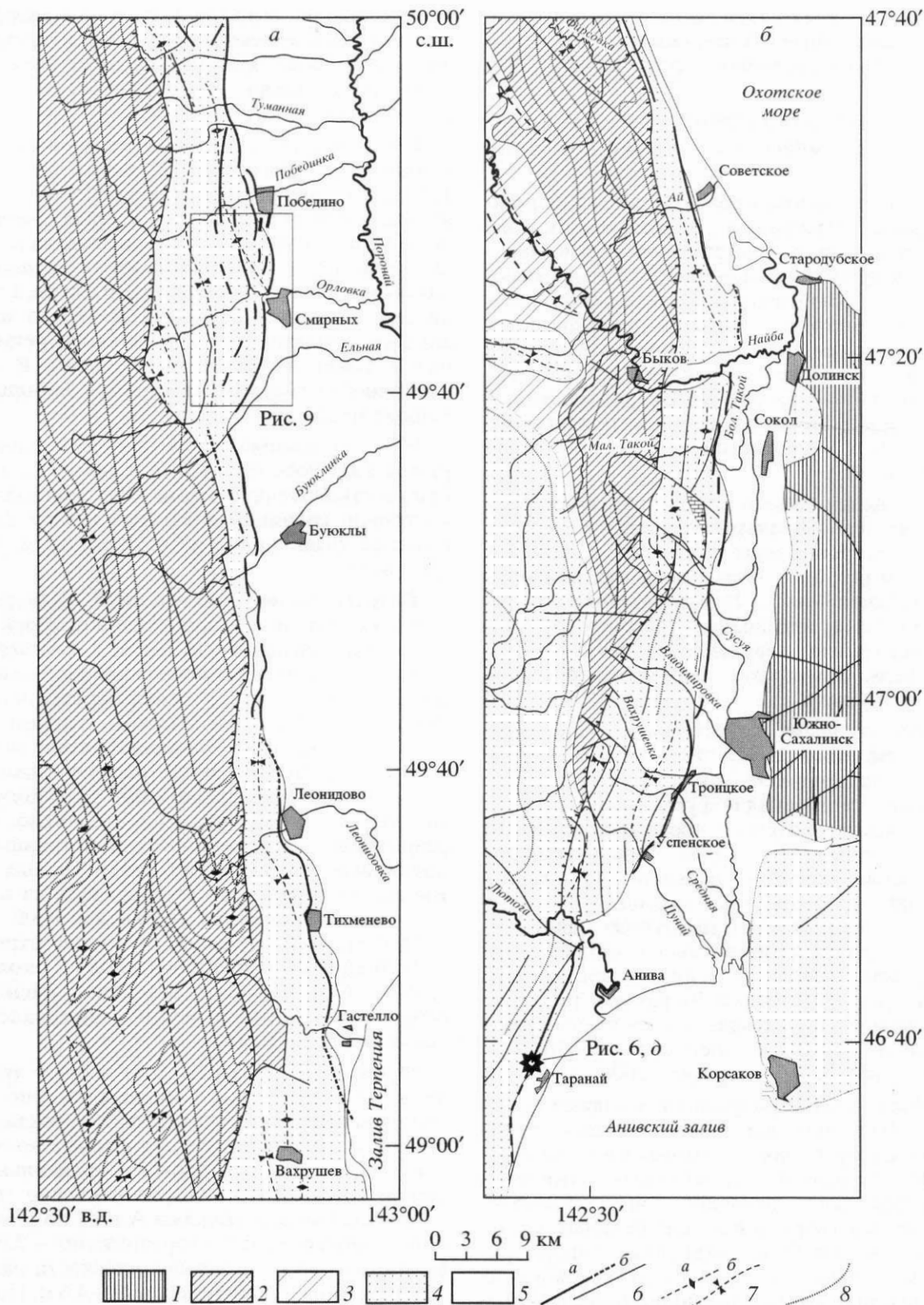


Рис. 8. Активные разломы центральной (а) и южной (б) частей Сахалина (составлены с использованием данных геологических съемок). Местоположение рис. см. на рис. 1.
 1 – мезозой; 2 – верхний мел; 3 – палеоген; 4 – неоген; 5 – четвертичные образования; 6 – разломы активные (а) и неактивные со штрихами при взбросо-надвиговой кинематике (б), штриховая линия – предполагаемые продолжения активных разломов; 7 – оси антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок; 8 – стратиграфические границы и маркирующие горизонты.

складки неогеновых слоев, хотя наблюдаются и иные, дискордантные, соотношения (главным образом у наиболее восточного, фронтального, разрыва).

Детально исследован сегмент системы активных разрывов в районе пос. Смирных (рис. 9, см. рис. 8, а).

В долине р. Орловка развиты две надпойменные террасы и высокая и низкая поймы. Верхняя из надпойменных террас раскрывается в Порожайскую депрессию в виде пролювиально-аллювиального конуса позднеплейстоценового [1] возраста. Гипсометрически выше располагаются фрагменты не связанных с современной долиной р. Орловка террас двух уровней (см. условные обозначения 2 и 3 на рис. 9). Неэродированный фрагмент поверхности предгорной ступени выделен к югу от р. Орловка (см. условное обозначение 1 на рис. 9).

Фронтальный (самый восточный) разлом деформирует все выделяемые уровни рельефа, за исключением пойменных террас (см. профили А и Б на рис. 9, рис. 6, е). На максимальную из наблюдаемых величину (около 100 м) опущена в сторону депрессии по фронтальному разрыву верхняя предположительно среднеплейстоценового возраста поверхность (примерно в 4 км севернее центра пос. Смирных).

Данные изучения фронтального разрыва в траншее (см. ниже раздел "Возраст палеоземлетрясений") показывают, что он является взбросом, падающим на запад под углом примерно 55° . Основываясь на возрасте последней подвижки (см. следующий раздел), примерное максимальное значение скорости движений по разрыву можно принять равным 1.2 мм/год, а их вертикальной компонентой – 1 мм/год. Это дает возможность считать минимальный возможный возраст террасы, смещенной разрывом примерно на 16 м (см. профиль А на рис. 9), равным 16000 лет (конец позднего плейстоцена), а следующего, более высокого, уровня, смещенного на 28–30 м (см. профиль Б на рис. 9), – порядка 30000 лет.

Ряд более мелких разрывов к западу от фронтального (тыловых) нарушает позднеплейстоценовую террасу р. Орловка, которая в их зоне относительно приподнята. Это воздымание основной террасы послужило, очевидно, причиной появления локальной террасы в долине реки (см. условный знак 5 на рис. 9), которая также деформирована. Вне долины ряд тыловых разрывов пространственно приурочен к наиболее возвышенным участкам предгорной ступени. Таким образом, развитие разрывов в тылу фронтального взброса могло быть связано с формированием молодого, активного и в голоцене, линейного поднятия. На нивелирном профиле поперек его восточного края (см. профиль Б на рис. 9) заметен слабый ан-

тиклинальный изгиб (до $2-3^\circ$) предположительно среднеплейстоценового уровня. Простирание поднятия повторяет простирание неогеновых толщ, но его ось смещена относительно осей складок, в которые последние смяты.

В левом борту р. Ельная (в 8 км выше по течению от сел. Ельники, $49^\circ 38', 062'$ с.ш., $142^\circ 46', 122'$ в.д.) плоскость фронтального взброса падает на запад под углом $30-35^\circ$. Разрыв смещает по вертикали примерно на 14 м рыхлые галечники и их почти горизонтальный контакт с серыми глинами миоценовой окобыкайской свиты. Галечники представляют, очевидно, материал аллювиального шлейфа, сформированного рекой Ельная в конце позднего плейстоцена. В земной поверхности над разрывом виден небольшой, в первые метры, уступ.

На юге Сахалина основная часть активных разрывов сосредоточена, как и в районе пос. Смирных, в относительно узкой зоне, совпадающей с восточной границей предгорий между Западно-Сахалинскими горами и Сусунайской депрессией (рис. 8, б).

Возраст палеоземлетрясений. Центральный Сахалин. В траншее, пройденной поперек одного из тыловых разрывов (см. рис. 6, 2, положение см. на рис. 9), выявлен своеобразный комплекс отложений, состоящий из хаотично ориентированной гальки, перемешанной с песком, гравием, супесями и глинами. Этот комплекс развит исключительно в пределах уступа, образуя слабо выраженный "коллювиальный клин" у его подножья и заполняя зияющие трещины. Возможно, что сам разрыв располагается ниже днища траншеи, а заполненные отложениями сейсмогенных фаций трещины опережают его. Возраст угля из заполнителя одной из трещин составляет $9000 (8070 \pm 200)$ лет, а возраст нижней части не затронутого деформациями почвенного слоя – около $2350 (2360 \pm 120)$ лет. Следовательно, сейсмические события могли иметь место в интервале между указанными датами.

Фронтальный разрыв был вскрыт траншеей немного севернее пос. Смирных (см. рис. 6, е, 9). Однократная взбросовая подвижка создала здесь обращенный на восток уступ в поверхности голоценовой террасы р. Орловка. Вертикальное смещение составило 3.8, горизонтальное (разница расстояний между точками А и А' по линии земной поверхности и по горизонтали) – 2.6 м, что возможно при угле падения плоскости разрыва в 55° . Величина общего смещения – 4.6 м. Подвижка произошла примерно 3700 лет назад (определение по трем датам, см. рис. 6, е). Отсюда следует, что максимальное значение скорости накопления деформации могло достигать примерно 1.2 мм в год.

Несколько выше по склону уступа незначительный разрыв (ответвление от основной плос-

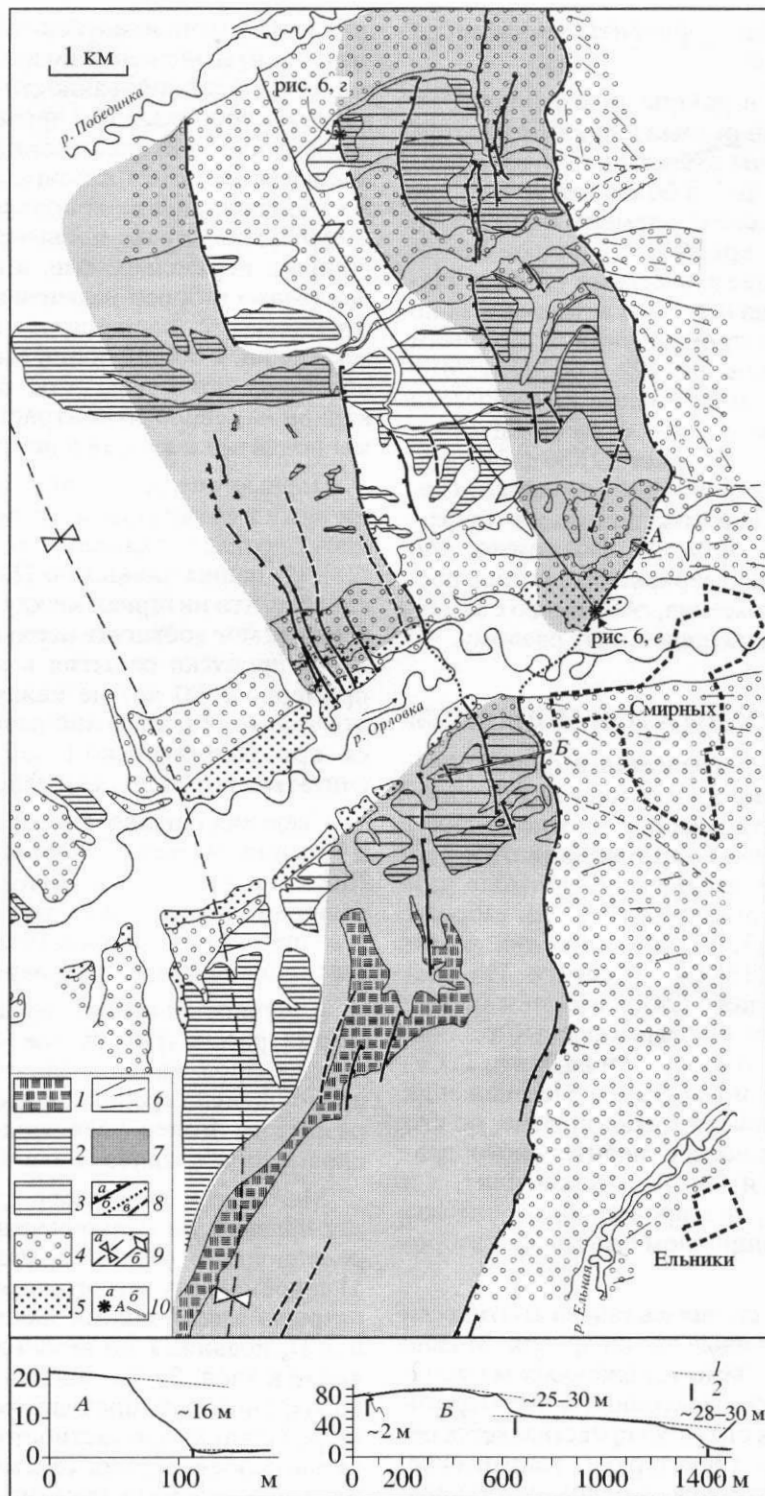


Рис. 9. Активные разломы в районе пос. Смирных (по данным дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1 : 25000 и полевых наблюдений). Местоположение рис. см. на рис. 8, а.

1 – раннеплейстоценовая (?) эрозионно-денудационная поверхность; 2, 3 – близкие по высотному положению более древние (2) и более молодые (3) эрозионно-аккумулятивные поверхности и речные террасы предположительно среднеплейстоценового возраста; 4, 5 – речные позднеплейстоценовая (4) и голоценовая (5) террасы; 6 – пролювиально-аллювиальные конусы в пределах депрессии; 7 – зоны позднечетвертичных относительных поднятий в пределах предгорной ступени рельефа; 8 – активные разрывы (а), их предполагаемые продолжения под ненарушенными молодыми отложениями (б), предполагаемые активные разрывы (в); 9 – оси синклинальных (а) и антиклинальных (б) складок в неогеновых отложениях; 10 – места тренчинга активных разрывов (а) и поперечных гипсометрических профилей (б). На профилях: 1 – аппроксимирующие линии, 2 – примерное положение активных разрывов.

кости) смещает нижние горизонты почвенного слоя примерно на 30 см.

На юге Сахалина, в районе р. Малинка (см. рис. 6, д), фронтальный разрыв выражен уступом высотой около 2 м в поверхности наиболее молодой речной террасы и до 7 и более метров – в поверхности более древних элементов рельефа (опущено восточное крыло). Основную плоскость разрыва в траншее вскрыть не удалось. Наблюдалась подвижка на 0.2–0.4 м в галечниках по падающим на запад сопровождающим взбросам [29]. Возраст галечников – 42390 ± 660 и 31790 ± 460 лет (см. табл. 1). В 500 м севернее (бассейн р. Горная) в траншее под этим же разломным уступом галечники имеют возраст 32650 ± 240 лет, а перекрывающие ненарушенные алевроито-глинистые отложения с прослоями и линзами торфа – $1280 (1340 \pm 60)$ (см. табл. 1). Возможно, что 1300 лет – это примерный верхний возрастной предел последнего землетрясения, связанного с заметной подвижкой по рассматриваемому разлому.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Определяющая роль разломов в формировании современного облика Сахалина подчеркивалась давно [23], однако до сих пор многие вопросы дизъюнктивной тектоники острова остаются дискуссионными. Так, крупнейшие продольные разломы острова рассматриваются либо как взбросы или взбросо-надвиگی [3, 14, 25], либо как левые [5, 6, 24] или правые [18, 19, 28] сдвиги. По мнению В.С. Рождественского [20], в позднем миоцене правосторонние продольные сдвиги Сахалина трансформировались во взбросы и надвиگی. Т. Сено [21] полагает, что правосдвиговые движения происходят лишь на севере Сахалина, где, по его мнению, находится полюс относительного вращения Евразийской и Охотоморской плит, а в остальной части острова продольные разломы развиваются при субширотном сжатии как взбросы или надвиگی.

В данной работе не ставилась задача критически рассмотреть перечисленные точки зрения. Можно лишь отметить, что в свете изложенных материалов роль правосдвиговой тектоники в формировании северосахалинских структур представляется несомненной. Основное структурное направление, вдоль которого реализуются там правосторонние движения, – меридиональное, представленное Пильтун-Эхабинским разломом. По отношению к последнему Нефтегорский сейсморазрыв выглядит второстепенным⁴. Для рассмотренных центрально- и южносахалинских разрывов характерны взбросо-надвиговые перемещения. Хотя можно

предполагать наличие некоторой правосдвиговой компоненты движений по их зоне в целом (по элементам эшелонированности складчатых и разрывных структур, в том числе – активных), различия в стиле тектоники между северной и более южными частями Сахалина очевидны: одно и то же меридиональное направление характеризуется в первом случае преимущественно правосторонними перемещениями, а во втором – преимущественно взбросо-надвиговыми. Меняется, в соответствии с вариациями в стиле разрывной тектоники, и общий облик выраженной в рельефе новейшей структуры – от слабодифференцированной на севере до контрастной блоковой системы поднятий и впадин в центре и на юге острова.

Первые оценки периода повторяемости сейсмических катастроф на севере Сахалина оказались противоречивыми – от 400 [17] до 8000 лет [21]. Из наших данных по Пильтунскому разрыву следует, что интервал между сильными землетрясениями мог достигать первых тысяч лет. Вероятность пропуска события в интервале последних примерно 2500 лет не кажется высокой, и если это так, то Пильтунский разрыв, не проявившийся при Нефтегорском землетрясении, должен считаться потенциально сейсмоопасным.

Сведения о палеоземлетрясениях центральной и южной частей Сахалина пока ограничены. Лишь в районе пос. Смирных удалось установить величину одноактной взбросовой подвижки (4, 6 м) и ее примерный возраст (около 3700 лет), позволяющий как-то судить о периоде повторяемости.

Конечно, значения, приведенные в табл. 2, нельзя рассматривать как окончательные: возможно, пропущены какие-то палеособытия, неверно оценена средняя скорость перемещений по разрывам. Более уверенные оценки указанных параметров – задача дальнейших исследований.

Магнитуду палеоземлетрясений определяют, как правило, по эмпирически установленным корреляционным соотношениям между магнитудой M современных землетрясений, длиной L_s сейсморазрыва и величинами максимальной D_m и средней D_a подвижек по нему (см., например, примечание к табл. 2). Сложность представляет выбор коэффициентов: предлагаемые разными авторами различаются, в частности, в связи с региональными особенностями сейсмоактивных регионов. Но в любом случае даже минимальные оценки силы палеоземлетрясений, связанных с подвижками по Пильтунскому разлому, указывают на то, что они могли превосходить по силе Нефтегорское землетрясение 1995 г.

Работы были выполнены при финансовой поддержке Министерства образования (Ministry of Education) (гранты №№ 07300009 и 09041111) и Общества науки и культуры Фукутаке (Fukutake Science and Culture Foundation) Японии, а также

⁴ При определении полюса относительного вращения Евразийской и Охотоморской плит Т. Сено [21] опирался на простирание именно Нефтегорского разрыва.

частично – Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 00-05-64274) и администрации Сахалинской области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С.М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 183 с.
2. Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С., Сычев П.М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л.: Гос. науч.-тех. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1963. 275 с.
3. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 431 с.
4. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского пояса / Отв. ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 516 с.
5. Гололобов Ю.Н. Роль сдвигов в формировании структуры Северного Сахалина // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 11. С. 41–47.
6. Гололобов Ю.Н. Соотношение некоторых дизъюнктивных и пликвативных дислокаций кайнозойских отложений Северного Сахалина // Тихоок. геология. 1987. № 3. С. 43–49.
7. Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. I. Волновые процессы. М.–Л.: Морской транспорт, 1946. 496 с.
8. Иващенко А.И., Кузин И.П., Оскорбин Л.С. О землетрясениях Сахалинского региона, предшествующих Нефтегорскому 27 (28).05.1995 г. // Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. / Гл. редактор Р.П. Лаверов. М.: МЧС России, РАН, 1995. С. 185–192.
9. Иващенко А.И., Стрельцов М.И. Активные разломы и деформации земной поверхности в плейстоценовой области Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 года (о. Сахалин) // Геодинамика тектонической зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. V. Очаги сильных землетрясений Дальнего Востока. Южно-Сахалинск: ИМГ и Г ДВ РАН, 1997. С. 176–188.
10. Кожурин А.И., Стрельцов М.И. Сейсмотектонические проявления землетрясения 27 (28) мая на севере Сахалина // Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. / Гл. редактор Р.П. Лаверов. М.: МЧС России, РАН, 1995. С. 95–100.
11. Короткий А.М., Волков В.Г., Гребенникова Т.А. и др. Дальний Восток // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет / Ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 1999. С. 146–164.
12. Кучай В.К. Современная орогенная структура южной части о. Сахалин // Тихоок. геология. 1987. № 1. С. 50–57.
13. Кучай В.К., Полунин Г.В. Предельная интенсивность землетрясений Сахалина по палеосейсмологическим данным // Тихоок. геология. 1986. № 3. С. 112–115.
14. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 94 с.
15. Методы прогноза землетрясений. М.: Недра, 1984. 312 с.
16. Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. / Гл. редактор Р.П. Лаверов. М.: МЧС России, РАН, 1995. 236 с.
17. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45–53.
18. Рождественский В.С. Сдвиги северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 1975. № 2. С. 85–97.
19. Рождественский В.С. Роль сдвигов в структуре Сахалина // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99–111.
20. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геодинамика тектонической зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. I. Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВ РАН, 1997. С. 80–109.
21. Сено Т. Нефтегорское землетрясение как межплитовое событие: Тектоническая интерпретация // Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. / Гл. редактор Р.П. Лаверов. М.: МЧС России, РАН, 1995. С. 135–138.
22. Стрельцов М.И., Рождественский В.С. Активные разломы Курило-Охотского региона, Сахалина, Приморья и Приамурья // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2–3. М.: ИФЗ РАН, 1995. С. 387–407.
23. Тихонович Н.Н., Полевой П.И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина // Тр. геол. ком. Нов. сер. Вып. 120. Петроград, 1915. 11 с.
24. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
25. Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенков А.А. Разломы Сахалина // Тихоок. геология. 1984. № 2. С. 77–87.
26. Besstrashnov V.M., Goto H., Kimura G., Kozhurin A.I., Okumura K., Streltsov M.I., Strom A.L., Suzuki Y., Tsutsumi H., Ueki T., Watanabe M. Proceedings and Abstracts of the Intern. workshop GPA // J. Geol. 1999. Series B. № 13–14. P. 287–291.
27. Besstrashnov V.M., Strom A.L. Traces of prehistoric earthquakes along the Hokkaido-Sakhalin fault, northern Sakhalin // Intern. association for engineering geology and the environment. Proceedings of the Eighth Intern. Congress / Eds. D. Moore, O. Hungr. Rotterdam, Brookfield: A.A.Balkema, 1998. P. 697–702.
28. Fournier V., Jolivet L., Huchon P., Sergeev K.F., Ocorbin L.S. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and Japan Sea // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 2701–2725.
29. Kariya Y., Bulgakov R, Shimokawa K. Trenching study on Taranay fault in South Sakhalin, Far Eastern. Russia // J. Geogr. 2000. V. 109. № 2. P. 302–310.

30. Shimamoto T., Watanabe M., Suzuki Y., Kozhurin A.I., Strel'tsov M.I., Rogozhin E.A. Surface faults and damage associated with the 1995 Neftegorsk earthquake // *J. Geol. Soc. Japan*. 1996. V. 102. № 10. P. 894–907.
31. Stuiver M., Reimer P.J. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program // *Radiocarbon*. 1993. V. 35. P. 215–230.
32. Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., v. d. Plicht J., Spurk M. INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000–0 cal BP // *Radiocarbon*. 1998. V. 40. P. 1041–1083.
33. Tsutsumi H., Kozhurin A.I., Strel'tsov M.I., Ueki T., Suzuki Y., Watanabe M. Active faults and paleoseismology in northeastern Sakhalin // *J. Geogr.* 2000. V. 109. № 2. P. 294–301.
34. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1994. V. 84. P. 974–1002.

Рецензенты: Е.Е. Милановский,
Н.И. Филатова

Active Faults in Northeastern Sakhalin

R. F. Bulgakov¹, A. I. Ivashchenko¹, Ch. U. Kim¹, K. F. Sergeev¹, M. I. Strel'tsov¹,
A. I. Kozhurin², V. M. Besstrashnov³, A. L. Strom³, Y. Suzuki⁴, H. Tsutsumi⁵,
M. Watanabe⁶, T. Ueki⁷, T. Shimamoto⁸, K. Okumura⁹, H. Goto⁹, and Y. Kariya¹⁰

¹*Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Division, Russian Academy of Sciences,
ul. Nauki 2, Yuzhno-Sakhalinsk, 693002 Russia*

²*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

³*Gidroproekt Institute, RAO EES Rossii, Volokolamskoe sh. 3, Moscow, 125812 Russia*

⁴*Faculty of Information Science and Technology, Aichi Prefectural University, Nagakute, Japan*

⁵*Department of Geophysics, Kyoto University, Kyoto, Japan*

⁶*Faculty of Sociology, Tokyo University, Tokyo, Japan*

⁷*Department of Geographical Science, Tokyo Metropolitan University, Tokyo, Japan*

⁸*Department of Geology and Mineralogy, Kyoto University, Kyoto, Japan*

⁹*Department of Geography, Hiroshima University, Higashi-Hiroshima, Japan*

¹⁰*Graduate School of Science and Technology, Chiba University, Japan*

Abstract—First data on the time, sense, and rates of the latest displacements along Sakhalin faults are presented. It is demonstrated that movements along the same N–S-oriented (longitudinal) structural trend were different in various parts of the island. Predominantly right-lateral strike slips at a rate of 3–5 cm/year were characteristic of the northern portion of the island (the Pil'tun-Ekhabi fault), while thrusts and overthrusts accompanied by a transverse shortening of the island at a rate of 1–2 cm/year prevailed in its central and southern parts (the Tym'-Poronai fault). The revealed difference in the fault tectonic style corresponds to variations in the present-day general structural grain, which is displayed in topography and ranges from poorly differentiated terrain in the north to a contrast block-fault system of uplifts and basins in the central and southern parts of the island. The datings of ancient displacements suggest that ancient (prehistoric) earthquakes of the same or higher magnitude as the 1995 Neftegorsk event occurred with an interval from several hundreds to one or two thousands of years in the northern and central parts of Sakhalin.