

## СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ХАМБИНСКОГО РАЗЛОМА (Юго-Западное Забайкалье)

О.П. Смекалин<sup>1</sup>, А.В. Чипизубов<sup>1</sup>, Н.А. Радзиминович<sup>1</sup>, В.С. Имаев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677027, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

Представлены результаты сейсмогеологических исследований, анализ сейсмологических данных и исторических сведений о землетрясениях в зоне Хамбинского разлома. Согласно полученным данным, генетический тип дислокаций на сопряженных разломах (Гусиноозерская и Оронгойская палеосейсмогенные структуры) относится к взбросам со сдвиговой компонентой. Геофизическими исследованиями Гусиноозерской структуры установлено падение плоскости разлома в сторону горного обрамления впадины и выход ее к поверхности у основания уступа сейсмодислокации. Значительный сейсмический потенциал Хамбинского разлома определяет максимальную интенсивность сотрясений для расположенных вблизи него городов и поселков Юго-Восточного Забайкалья. Активность разлома подтверждена историческими землетрясениями 1856 и 1885 гг., землетрясением 2.10.1980 г. с  $M = 5$  и, как минимум, двумя палеоземлетрясениями. Ближайшее по времени событие произошло приблизительно не ранее последних 4 тыс. лет назад и имело магнитуду 7.0—7.3. Палеоземлетрясение большей силы относится к первой половине голоцена не позднее приблизительно 6 тыс. лет назад.

*Хамбинский активный разлом, Гусиноозерская палеосейсмогенная структура, сейсмический потенциал, малоглубинная геофизика, тренчинг, Забайкалье.*

## SEISMIC ACTIVITY OF THE KHAMBIN FAULT (southwestern Transbaikalia)

O.P. Smekalin, A.V. Chipizubov, N.A. Radziminovich, and V.S. Imaev

The paper presents results of a seismogeological study based on analysis of seismic data and historical facts about the seismic activity of the Khambin fault zone. According to the data obtained, a genetic type of dislocations on conjugate faults (Gusinoe Ozero and Orongoi paleoseismogenic structures) is related to reverse faults with a strike-slip component. Geophysical studies of the Gusinoe Ozero structure have determined the dip of the fault plane toward the mountain framing of the depression and its outcrop at the bottom of the seismic scarp. The significant seismic potential of the Khambin fault is responsible for the maximum intensity of shocks in the nearby cities and settlements of southeastern Transbaikalia. The seismic fault activity has been confirmed by the historical earthquakes of 1856 and 1885, the  $M = 5$  earthquake that occurred on 2 October 1980, and at least two prehistoric earthquakes. The latest of the latter occurred no earlier than ~4 ka and had  $M = 7.0-7.3$ , while the earliest was even more intense and took place in the first half of the Holocene, no later than ~6 ka.

*Khambin active fault, Gusinoe Ozero paleoseismogenic structure, seismic potential, shallow-depth exploration, trenching, Transbaikalia*

## ВВЕДЕНИЕ

Детальные исследования Хамбинского разлома вызваны обнаружением в его зоне дислокаций рыхлых пролювиальных отложений. В настоящей статье приведены результаты работ на двух участках. Первый располагается в зоне разлома напротив южной оконечности Гусиного озера. Дислокации этого участка известны как Гусиноозерская палеосейсмогенная структура (ПСС). Второй участок располагается на северо-восточном фланге Хамбинского разлома, разветвленного здесь на отдельные кулисы по типу «конского хвоста». Одна из кулис представлена сейсмогенным уступом, первые описания которого приводятся в настоящей работе. Удаленность участков друг от друга и диаметрально противоположные направления горизонтальных смещений дают основание говорить о двух разных палеосейсмогенных структурах. Структура, расположенная на северо-восточном фланге Хамбинского разлома, названа нами Оронгойской ПСС.

Высокий сейсмический потенциал Хамбинского разлома ( $M$  не менее 7) установлен после открытия в 1965 г. Гусиноозерской ПСС. Первые результаты ее исследований отражены в ряде публикаций [Сейсотектоника..., 1968; Хромовских, Ласточкин, 1970; Ласточкин, 1982]. В них приведены морфо-

кинематические параметры структуры, полученные с помощью применявшихся в то время инструментария и методических приемов сейсмогеологических исследований [Сейсмическое ..., 1977]. За последние десятилетия вышли работы, посвященные геологическому строению, тектонике и сейсмичности Гусиноозерской впадины и ее горного обрамления, в которых также отмечается активность разломов, контролирующих борта впадин [Голенецкий и др., 1982; Булнаев, 2006; Лунина, Гладков, 2009; Лунина и др., 2010; и др.].

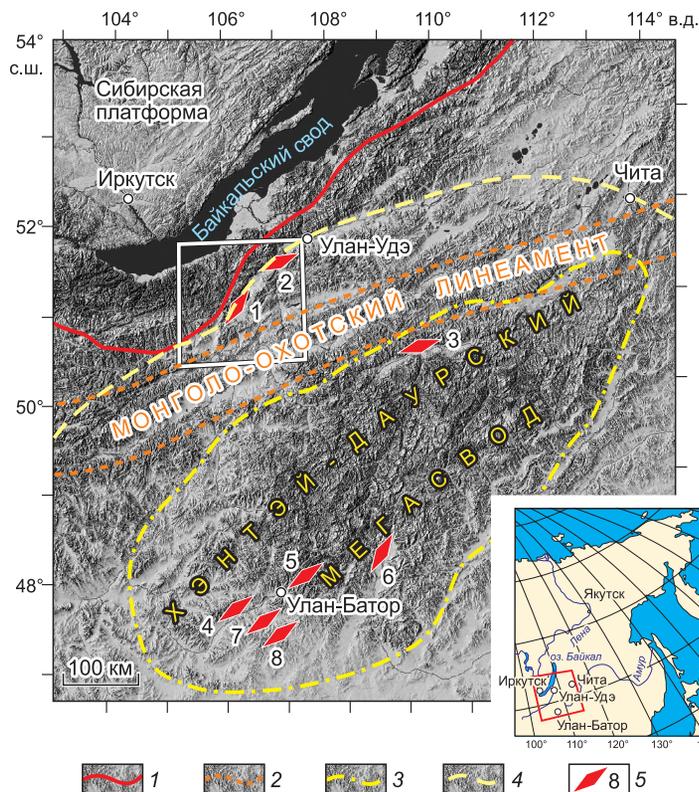
В настоящей работе представлены результаты новых исследований Хамбинского разлома, в том числе первые данные о параметрах вновь открытой Оронгойской ПСС в северо-восточной части разлома. Работы проводились с учетом последних достижений палеосейсмологии [Paleoseismology, 2009]. Анализ морфологии дислокаций, тренчинга, малоглубинной геофизики, исторических сведений о сейсмичности, а также данных дистанционного зондирования позволил установить границы временного интервала, в который образовалась Гусиноозерская дислокация, изменить представление о кинематике подвижек и уточнить протяженность активизированного в позднем кайнозое фрагмента Хамбинского разлома. Обоснование сейсмического потенциала Хамбинского разлома и приуроченной к нему зоны возможных очагов землетрясений (ВОЗ) имеет важное практическое значение. Хамбинский разлом, наряду с разломами восточного побережья Байкала, является источником максимально возможных сотрясений на территории г. Улан-Удэ. В зоне риска оказывается и юг Бурятии в целом как наиболее плотно заселенная часть республики, с его развитыми промышленным производством, энергетикой и инфраструктурными объектами.

### ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХАМБИНСКОГО РАЗЛОМА

Хамбинский разлом заложился в мезозое в зоне Джидино-Витимского глубинного тектонического шва в начале раннедеструктивного этапа, ознаменовавшегося массовым развитием депрессионных структур, некоторые из которых и сейчас выражены в рельефе в виде межгорных котловин. В современных представлениях Джидино-Витимская зона является юго-восточным ограничением сформированного в мезозое селенгинского комплекса метаморфических ядер [Скляр и др., 1994, 1997; Mazukabzov et al., 2011; и др.]. В кайнозое в результате дальнего эффекта тектонического воздействия от Индо-Евразийской коллизии на месте мезозойской структуры региона была сформирована Байкальская рифтогенно-сдвиговая зона, а в ее краевой части реактивированы разломы Джидино-Витимского шва [De Grave et al., 2007; Буслов, 2012].

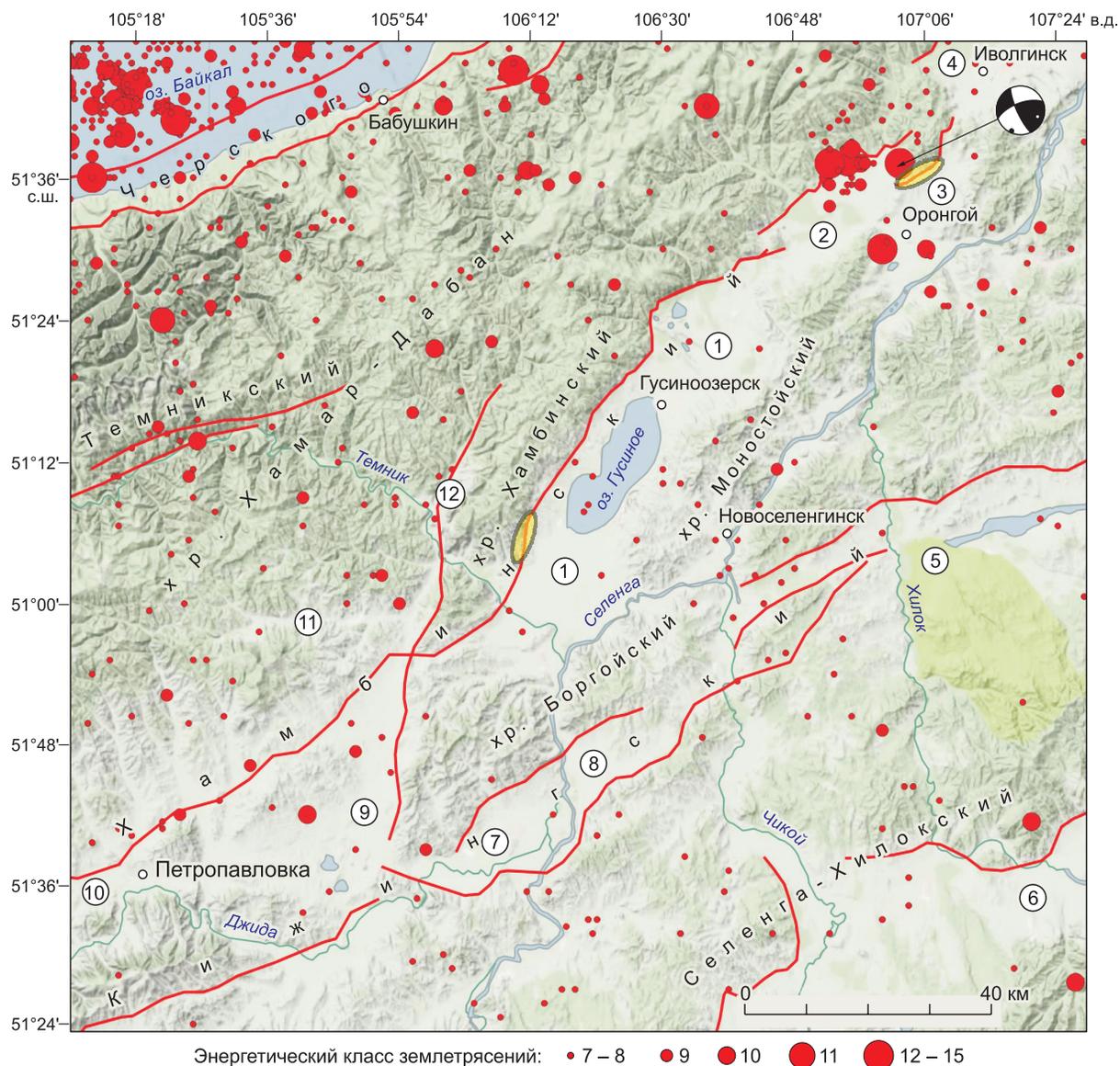
В новейшем структурном плане эта шовная зона разделяет Байкальский и Хэнтэй-Даурский мегасводы (рис. 1) — региональные положительные структуры, развивающиеся на субстратах, прошедшие свои орогенные (гранитосводовые) этапы различной продолжительности и с разными по времени переходами к деструктивной фазе орогенеза [Комаров, 1996]. Наибольшей степени деструкции подвергся Байкальский свод, вдоль осевой линии которого интенсивно проявились рифтовые процессы.

Для впадин Забайкалья, лежащих в обрамлении Хэнтэй-Даурского мегасво-



**Рис. 1. Тектонические структуры Юго-Западного Забайкалья.**

1 — Джидино-Витимский разлом, по [Карта..., 1988]; 2 — линии, ограничивающие зону активных разломов Монголо-Охотского линеймента, по [Николаев, 1986]; 3, 4 — внешние контуры ядра (3) и подножия (4) Хэнтэй-Даурского мегасвода, по [Металлогенический..., 1977]; 5 — палеосейсмогенные структуры в пределах Хэнтэй-Даурского мегасвода: Гусиноозерская (1), Оронгойская (2), Чикойская (3), Хустайская (4), Гунжинская (5), Керуленская (6), Шархай (7), Авдар (8). В основе изображения лежит цифровая модель рельефа 3'' SRTM DEM. Белым прямоугольником ограничена область, представленная на рис. 2.



**Рис. 2. Сейсмичность и активные разломы Юго-Западного Забайкалья.**

Эпицентры землетрясений соответствующих энергетических классов за период с 1935 по 2015 г. даны по каталогу Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Механизм очага Оронгойского землетрясения 1980 г. с  $M = 5$  (в проекции нижней полусферы) приведен по [Голенецкий и др., 1982]. Разломы нанесены согласно результатам полевых исследований, а также выполненной авторами интерпретации материалов дистанционных методов, геологических и топографических карт. Цифры в кружках обозначены впадины: 1 — Гусиноозерская, 2 — Верхнеоронгойская, 3 — Нижнеоронгойская, 4 — Иволгинская, 5 — Тугнуйская, 6 — Чикой-Хилокская, 7 — Усть-Джидинская, 8 — Болдогская, 9 — Боргойская, 10 — Гегетуйская; 11 — Иройская, 12 — Удунгинская. Участки детальных сейсмогеологических исследований показаны желтыми эллипсами. В основе рисунка использовано изображение рельефа Landscape (Google).

да, в кайнозое характерна инверсия вертикальных движений, в результате которой площади осадконакопления сокращались, а юрские и меловые отложения вовлекались в поднятия с образованием холмистого и низкогорного рельефа на месте бывших осадочных бассейнов времени мезозойской активизации [Металлогенический..., 1977]. Однако в западном борту Гусиноозерской впадины выход на поверхность Хамбинского разлома практически совпадает с границей распространения мезокайнозойских отложений (за незначительным исключением), что косвенно подтверждает его продолжающуюся с различной интенсивностью активность в течение всего времени его существования.

В рельефе Хамбинский разлом выражен уступом, протяженность которого с перерывами составляет около 200 км. С юго-запада на северо-восток он прослеживается вдоль передовых фасов южных, юго-восточных и восточных отрогов хр. Хамар-Дабана от Гегетуйской впадины до северных замыканий

Оронгойских впадин (рис. 2). Не на всем протяжении разлом одинаково активен. По данным [Леви и др., 1996], в кайнозое дифференцированные движения по разлому происходили на отрезке длиной 60 км. В структурном плане этот отрезок охватывает зону перехода от Хамбинского хребта к Гусиноозерской впадине и представлен в виде ступенчатого уступа с суммарной вертикальной амплитудой движений до 300 м и градиентами вертикальных движений, достигающих значений до  $(0.7—1.0) \cdot 10^{-8}$  год<sup>-1</sup>. По представлению С.В. Ласточкина, эта амплитуда накоплена за неотектонический этап (плиоцен–четвертичный), из которых около 50 м приходится на верхний плейстоцен–голоцен. Поднятое крыло разлома (восточный склон Хамбинского хребта) изобилует обвалами и скальными оползнями общим числом не менее полутора десятка, что может рассматриваться как один из признаков повышенной сейсмической активности разлома [Ласточкин, 1982]. Со стороны опущенного крыла разлома расположена Гусиноозерская депрессия, заполненная средневерхнемезозойскими отложениями и неогеновыми глыбовыми конгломератами.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

За время, прошедшее после предыдущих исследований Хамбинского разлома в 1975 г., значительно расширилась методологическая и инструментальная база сибирской сейсмогеологии, а ее теоретические основы дополнены современными достижениями палеосейсмологии. Стали широко применяться такие методы исследований, как тренчинг и малоглубинная геофизика. Качественно изменился инструментарий, используемый в морфометрии и при получении дистанционных данных. Разработаны методы определения абсолютного возраста дислокаций, палеоземлетрясений [Paleoseismology, 2009].

С целью определения амплитуд смещений и относительного возраста дислокаций по высотам уступов нами были использованы электронный угломер (S-Digit Mini компании GEO FENNEL) и лазерный дальномер (Leica DISTO D510). Привязка профилей, в том числе и геофизических, производилась GPS-приемником (Garmin eTrex 30). Линейные размеры уступов, рвов, оползней и пр. определялись по цифровой модели рельефа (ЦМР 3" SRTM DEM). Определение абсолютного возраста проводилось радиоуглеродным датированием проб, отобранных из погребенных гумусированных горизонтов, вскрытых канавой в основании сейсмогенного уступа.

Геофизические исследования с целью определения элементов залегания плоскостей разлома на глубине выполнены по трем профилям. На каждом профиле выполнены: сейсморазведка КМПВ (с использованием сейсмостанции «Сейсмолог-24»), электроразведка (с использованием электроразведочной станции «Скала-64») в модификации дипольного осевого зондирования и георадиолокация (ОКО-II с антенным блоком «Тритон»). Кроме того, в работе использованы определения фокальных механизмов землетрясений и собранные из различных источников сведения об исторических землетрясениях.

## ГУСИНООЗЕРСКАЯ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕННАЯ СТРУКТУРА

**Морфологическая выраженность дислокаций Гусиноозерской структуры.** Несколько десятилетий морфометрия оставалась единственным методом изучения количественных параметров сейсмогенных деформаций в Прибайкалье. Поэтому в первых работах, посвященных Гусиноозерской структуре, ее сейсмогенность обосновывалась лишь на детальном сведениях о морфологии дислокаций и характеристиках вторичных сейсмических признаков, таких как обвалы, оползни и др. [Сеймотектоника..., 1968; Ласточкин, 1982]. В описании структура была представлена как мощный разрыв, пересекающий рыхлые отложения пролювиальных конусов выноса пади Безымянная и небольшого эрозионного вреза южнее с общей протяженностью 600—700 м и амплитудой вертикального смещения 4 м (рис. 3). На поверхности дислокация выражена асимметричным рвом шириной 10 м, с высотой нагорного борта не более 5—6 м (крутизна 25—30°) и подгорного до 2 м (крутизна 10—15°). На поднятом крыле разрыва наблюдаются висячие селевые русла, которые прорезают нагорный борт рва до глубины 1.0—1.5 м, и только одно из них врезано в борт рва почти до основания. Дислокации с амплитудами смещения до 1 м прослеживаются на расстоянии до 2.5 км.

Левосторонние смещения с амплитудой 23—24 м определяются по S-образным изгибам тальвегов и левых бортов эрозионных врезов по линии разлома (уступа) в конусе выноса пади Безымянная, а также к северу от него (рис. 4). Оси вершинных частей конуса выноса на противоположных крыльях разрыва смещены на расстояние до 50 м.

Восточнее, в 300 м от основного разрыва и параллельно ему, прослеживается трещина растяжения длиной около 1 км. Ширина ее изменяется от 0.5 до 2 м, а глубина — от 0.2 до 0.6 м, с раздувами по ширине 2×3 м при глубине 0.2—0.4 м [Ласточкин, 1982]. При этом верхние бровки противоположных склонов рва располагаются либо на одном уровне, либо приподнятым является подгорное крыло разрыва (см. рис. 3, профили 8, 9).

**Рис. 3. Схема фактического материала района Гусиноозерской структуры (нижний овал на рис. 2).**

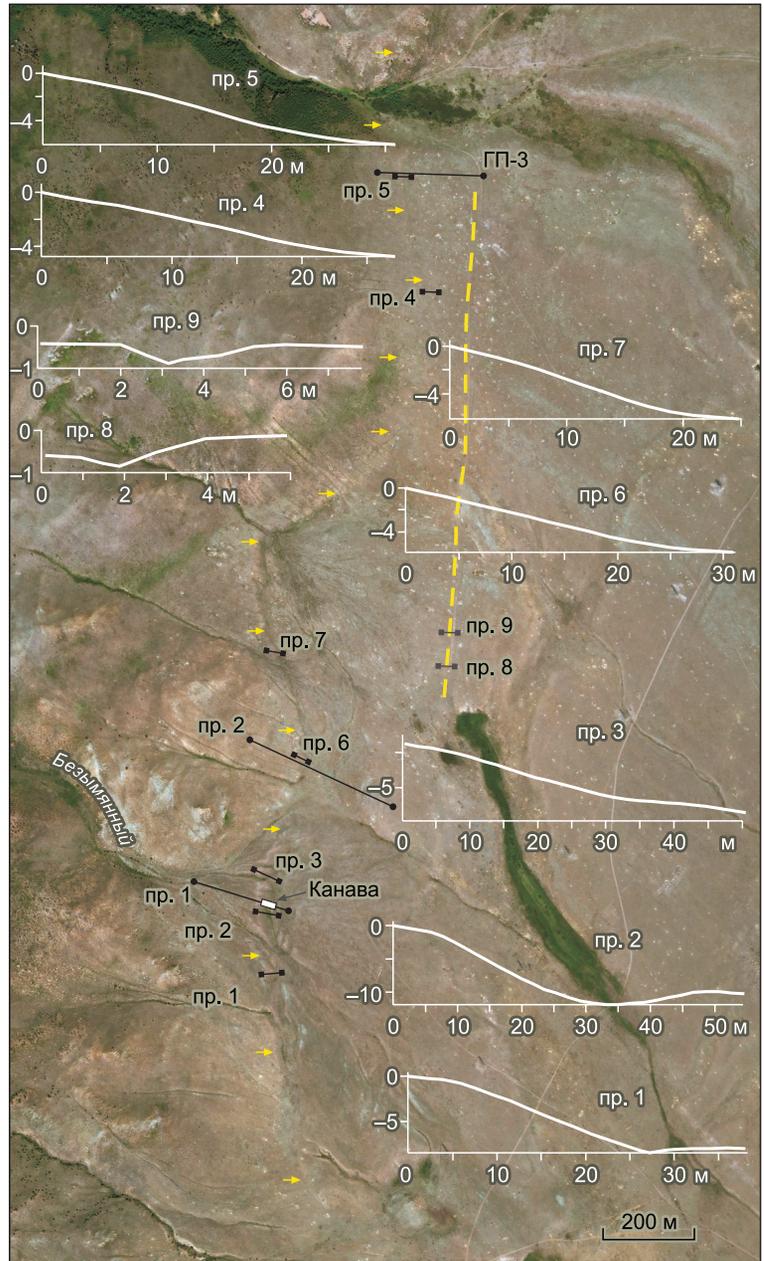
Желтыми стрелками показана основная линия дислокаций, желтыми штрихами — предполагаемая трещина растяжения. Белыми контурами показаны топографические профили, их расположение на местности отмечено короткими черными отрезками. Концы черных длинных отрезков соответствуют положениям начального и конечного пикетов геофизических профилей. Белым прямоугольником отмечено место проходки канавы. Изображение рельефа взято с ресурса /landsatlook.usgs.gov/viewer.

Предположительно, современный облик дислокации мог сформироваться за период с позднего плейстоцена (не ранее 100-120 тыс. лет назад).

**Тренчинг Гусиноозерской структуры.** В 2000 г. А.В. Чипизубовым и С.П. Серебренниковым пройдена канава через уступ в поверхности конуса выноса пади руч. Безымянный. Место для проходки выбрано с учетом возможности отбора проб для определения абсолютного возраста дислокации. Канавой вскрыты нижняя часть уступа и бессточный ров в его основании, в котором могли накапливаться гумусированные суглинисто-супесчаные отложения. По техническим причинам уступ не был вскрыт на всем его протяжении — от нижней бровки до верхней. В результате вне границ вскрытого разреза остался основной сместитель разлома, выход которого на поверхность обычно ожидается в средней по высоте части уступа. Лишь у западного края разреза канавы вскрыт один из оперяющих разрывов, который, вероятно, является нижней границей зоны надвига, представленной щербнистой массой (слой F), и лежащего в его основании слоя дресвы с отчетливыми границами, параллельными плоскости надвига.

Основную часть вскрытого канавой разреза (рис. 5) слагают два щербнисто-глыбовых слоя (B и D), разделенных дресвяно-щербнистым слоем (C), а также перекрывающая их современная почва (A). Линии границ слоев повторяют профиль поверхности, что косвенно свидетельствует о их накоплении в уже существовавшем рве. Само чередование слоев вызвано периодической сменой режимов накопления и распределения осадков. Щербнисто-глыбовые слои соответствуют времени перемещения более крупного материала в результате активизации склоновых процессов, видимо, вызванных ростом уступа с образованием свободной поверхности — источника коллювия. Накопление этих слоев могло происходить как во время сейсмических подвижек, так и в течение некоторого времени после них.

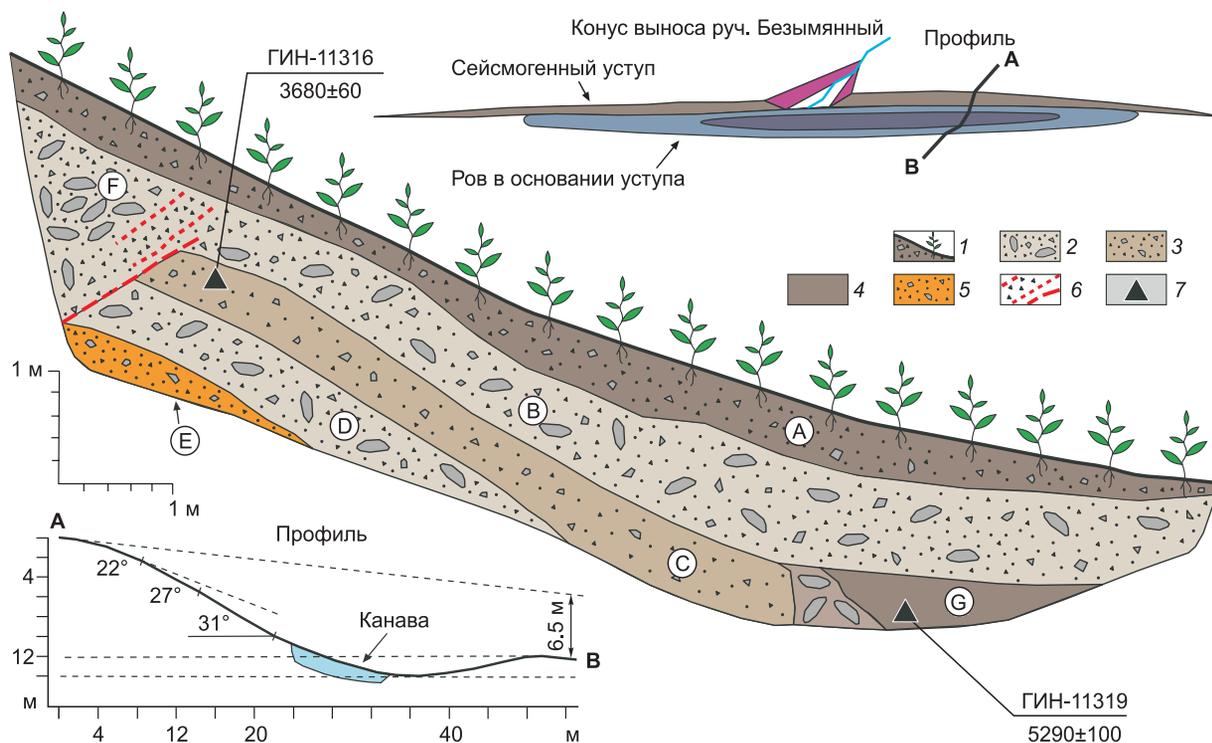
Слой C, разделяющий сейсмогенные осадки, уступает им по мощности. В его составе нет глыбового материала, и по цвету этот слой значительно темнее подстилающего и перекрывающего его слоев, очевидно, за счет повышенного содержания гумуса в заполнителе. В основании уступа щербнисто-дресвяный слой контактирует с супесчано-суглинистым слоем G. Слой G залегает в нижней части бессточного рва и представлен продуктами вымывания тонкого материала из слоев C и D. Хорошая отсорти-





**Рис. 4.** Увеличенные фрагменты схемы (см. рис. 3), иллюстрирующие сдвиговые деформации Гусиноозерской ПСД.

Привязка фрагментов к схеме по расположению профилей и канавы.



**Рис. 5.** Разрез северной стенки канавы.

Вверху показан ситуационный план расположения канавы и топографического профиля относительно эрозионного веза руч. Безымянный. Внизу показан профиль через сейсмогенный уступ и значения основных морфометрических показателей. 1 — линия земной поверхности и современный почвенно-растительный слой; 2 — щебнисто-дресвяно-песчаная смесь; 3 — дресвяно-песчаная смесь с включениями мелкого щебня; 4 — гумусированные супесчано-суглинистые отложения; 5 — пролювий: щебень, дрова, песок рыжеватых оттенков; 6 — зона сейсмогенного разрыва со слоем дров и линией контакта по одной из плоскостей смещения; 7 — места отбора проб на радиоуглеродный анализ с указанием лабораторных возраста и номера пробы. Буквы в кружках соответствуют индексам слоев, используемых в тексте.

ровка материала слоя G свидетельствует о значительной длительности формирования слоев между сейсмическими событиями и, судя по данным радиоуглеродных датировок, продолжительность временного отрезка между сейсмическими событиями составляет несколько тысяч лет.

Основание стратиграфической последовательности слоев представлено рыжеватым дресвяно-щепнистым пролювием (слой E), который отличается от остальной толщи не только цветом, но и плотностью, и твердостью. Вероятно, этот слой может быть отнесен к верхнему плейстоцену. Кровля этого слоя до образования видимых в разрезе дислокаций представляла поверхность сформированного на тот момент конуса выноса.

Из представленного анализа деформации можно сделать вывод, что сейсмогенный уступ образован в результате, как минимум, двух сейсмических событий. Менее сильное событие произошло после захоронения гумусированного горизонта (слой C) с радиоуглеродным возрастом пробы  $3680 \pm 60$  лет (калиброванный возраст пр. ГИН-11316, определенный с помощью программы Calib 7.1 [Stuiver et al., 2017], лежит в интервале 2207—1897 cal BC). Другое, более сильное, событие — перед образованием почвы (слой G, радиоуглеродный возраст  $5290 \pm 100$  лет, калиброванный 4344—3943 cal BC) в замкнутой котловине приразломного рва. Относительно наших дней, первое из названных палеоземлетрясений было не ранее 4224 лет назад, а второе — не позднее 5960 лет назад (получены путем добавления 2017 лет к значениям калиброванного возраста cal BC). Амплитуда вертикального смещения во время последнего палеоземлетрясения оценивается величиной не более 1.0—1.5 м (вертикальное расстояние между подошвами слоев D и B) при общей амплитуде выраженного в рельефе смещения 6.5 м (см. профиль на рис. 5). На долю предшествующих ему палеоземлетрясений (одного или нескольких) приходится амплитуда в 4.5 м. Можно предполагать, что им соответствует пологая (22—27°) верхняя часть уступа, а последнему — наиболее крутая (31°) средняя его часть. По графикам эмпирических зависимостей магнитуды от амплитуды вертикальной составляющей смещения [Стром, 1993; Стром, Никонов, 1997; Чипизубов, 1998] магнитуда последнего по времени палеоземлетрясения могла достигать 7.3. Интервал повторяемости подвижек, определенный по двум событиям, составляет не менее 2000 лет.

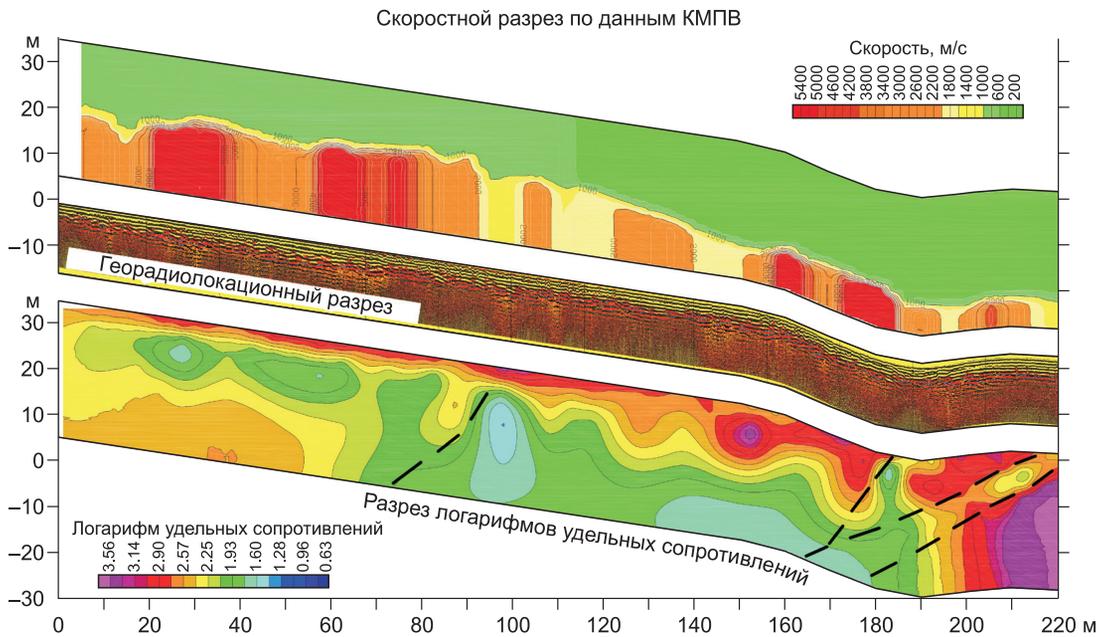
**Сейсмогеологическая интерпретация геофизических данных.** С целью определения параметров залегания плоскостей разломов на глубине были пройдены три геофизических профиля, расположение которых показано на рис. 3. Из примененных на каждом из профилей методов наиболее информативным стал метод электрических сопротивлений в модификации дипольного осевого зондирования (ДОЗ). Результаты этого метода приведены ниже для всех трех профилей. Разрезы, полученные методами КМПВ и георадиолокации, показаны только для профиля ГП-1.

Линия профиля ГП-1, проходящая вблизи канавы, пересекает деформированный конус выноса руч. Безымянный — наиболее ярко выраженный участок Гусиноозерской дислокации. Конус выноса и маломощный шлейф осадков, поднимающийся от него вверх по долине, сложены валунно-глыбовой массой. Эти отложения в сухом состоянии имеют более высокое сопротивление, чем насыщенные водой трещиноватые выветрелые породы коренного ложа долины. Как видно из профиля ДОЗ, со стороны хребта вниз по склону идет постепенное увеличение мощности высокоомных отложений с резким ростом их мощности под основанием уступа (рис. 6, нижний разрез). Относительно опущенное крыло разлома на всю глубину разреза представлено рыхлыми высокоомными образованиями.

В основании сейсмогенного уступа к поверхности подходит узкая зона с низкими сопротивлениями, рассекающая слой высокоомных отложений. Наличие этой зоны связано с основной плоскостью, по которой перемещаются крылья разлома. Относительно низкое кажущееся сопротивление по этой зоне вызвано ее увлажненностью за счет поверхностных вод, аккумулируемых замкнутым рвом в основании уступа. Удержанию влаги способствует заполнение межглыбового пространства мелкодисперсным веществом, приносимым с поверхностными флюидами.

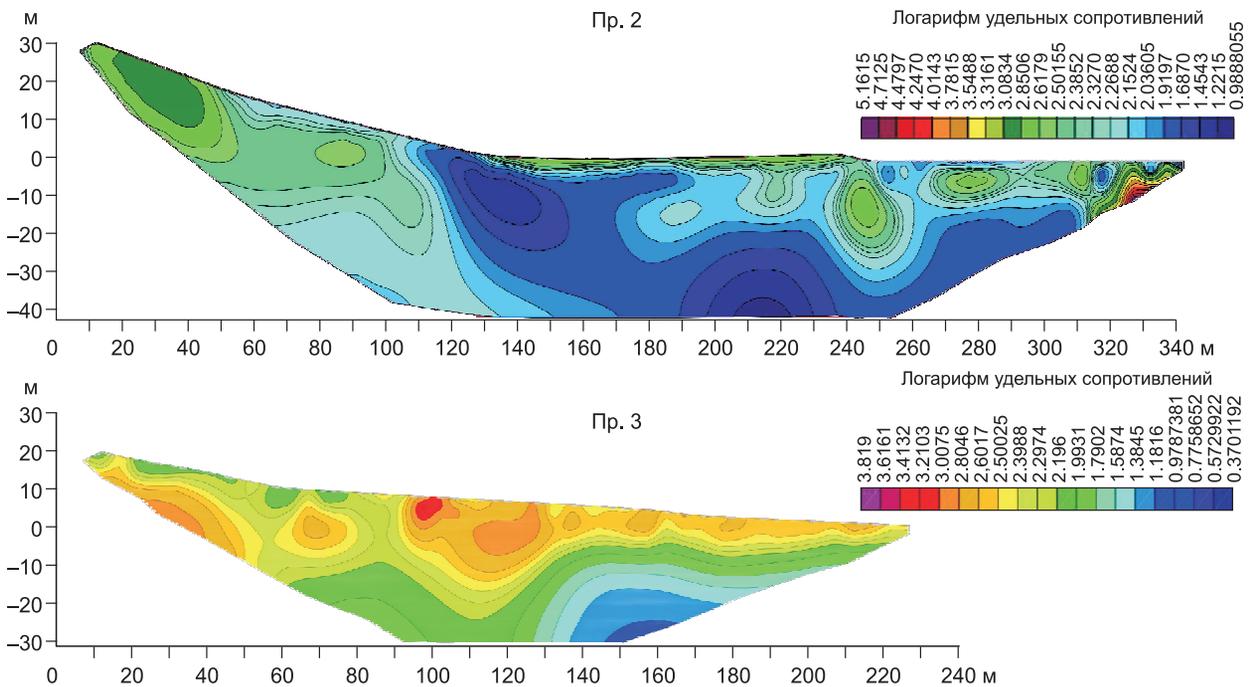
Анализ разреза кажущихся сопротивлений дает основание говорить о выходящих на поверхность двух основных разрывах. Первый имеет крутое падение в сторону хребта и выходит на поверхность в основании сейсмогенного уступа. Зона плоскости второго разрыва менее контрастна по электрическим свойствам по сравнению с вмещающими осадками. Она полого наклонена в том же направлении, что и первый разрыв и, возможно, на некоторой глубине они сходятся. С выходом на поверхность этого разрыва могут быть связаны системы небольших линейных рвов, параллельных главному уступу. В качестве примера можно привести описанную нами выше трещину на северо-восточном фланге разлома, или «трещину растяжения», детальные параметры которой имеются в работе С.В. Ласточкина [1982].

На скоростном разрезе достаточно хорошо отбивается преломляющая граница, глубина залегания которой плавно увеличивается в направлении впадины от 14 м у левого края разреза до 22 м у правого. Эта граница наиболее контрастна (с максимальными градиентами изменения скорости) на поднятом крыле разлома и становится прерывистой при приближении к уступу. Данный преломляющий горизонт характеризует контакт между рыхлыми наносами и коренным ложем.



**Рис. 6. Интерпретационные разрезы по комплексу геофизических методов профиля ПР-1.**

Черными штриховыми линиями показаны предполагаемые разломы.



**Рис. 7. Интерпретационные разрезы удельного электрического сопротивления, выполненные по методу дипольного осевого зондирования (ДОЗ).**

В разрезе, построенном по результатам радиолокационной съемки, обращает на себя внимание большое число субвертикальных и диагональных секущих контактов, часто с наклоном в сторону впадины. В рыхлых пролювиальных отложениях они могут соответствовать границам разовых выносов обломочного материала, не имея прямой связи с глубинной структурой.

На геофизических профилях 2 и 3 также был выполнен комплекс из трех методов. На рис. 7 приведены лишь геоэлектрические разрезы как наиболее информативные и дающие основной материал для

сейсмогеологической интерпретации. В отличие от профиля 1, пройденного по поверхности деформированного конуса выноса, профили 2 и 3 охватывают области сочленения коренного склона и предгорного шлейфа. Левые части разрезов соответствуют поднятым крыльям разломов, правые — опущенным. Обращает на себя внимание общая закономерность в распределении сопротивлений, проявившаяся на обоих профилях. Для поднятого крыла на обоих профилях видно увеличение удельного сопротивления с глубиной. Опущенное крыло разлома имеет обратное свойство — здесь с глубиной кажущееся удельное сопротивление падает. Это объясняется близким расположением к поверхности водоупора в виде коренных пород на приподнятом крыле, а на опущенном крыле сухостью приповерхностных рыхлых отложений.

На профиле 3 волнистая градиентная область перехода между значениями 1.99 и 2.39 протягивается вдоль всего разреза и полого наклонена в сторону хребта. На профиле 2 столь отчетливо выраженных линейных границ нет. Зоны с максимальными градиентами или приближены к поверхности, или оконтуривают локальные области различной ориентации.

Геофизические разрезы отчетливо свидетельствуют о различии в строении крыльев Хамбинского разлома. Граница между крыльями не всегда отчетливая, так как на рисунок геофизических параметров кроме состава пород влияют их пористость, проницаемость, насыщенность флюидами. На основании разрезов профилей ГП-1 и ГП-3 можно утверждать о взбросовой кинематике Гусиноозерской структуры. По профилю ГП-2 затруднительно однозначно судить о направлении падения сместителя.

### ОРОНГОЙСКАЯ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕННАЯ СТРУКТУРА

К Оронгойской структуре мы относим вновь обнаруженный и впервые обследованный сейсмогенный разрыв на границе Нижнеоронгойской впадины и Слюдинской межвпадинной перемычки. Разрыв имеет преимущественно северо-восточное простирание, однако вблизи юго-западного окончания становится субширотным и теряется под осадками Верхнеоронгойской впадины (см. рис. 2), что дает основание отнести его к одной из побочных ветвей Хамбинского разлома. Сейсмодислокация выражена уступом в основании горного склона, разрывом и смещением в горизонтальном и вертикальном направлениях выровненных поверхностей конусов выноса глубоких эрозионных врезов. Протяженность прослеженной на поверхности дислокации составляет не менее 5 км. В плане линия разрыва не прямолинейна и представляет собой расположенные последовательно дуги, в большинстве случаев обращенные выпуклой стороной к впадине, что косвенно свидетельствует о надвиге с падением плоскости разрыва на запад от впадины. Окончания каждой из дуг приходятся на соседние эрозионные врезы. Одна из таких дуг выдвинута в сторону впадины относительно средней осевой линии структуры. На этом участке поднятое крыло разлома осложнено второстепенным разрывом с амплитудой вертикального смещения 0.4—0.5 м (см. профили 10 и 11 на рис. 8). Этот второстепенный разрыв параллелен основному разломному уступу и может являться тыловым швом клиновидного блока, выдавливаемого в условиях поперечного сжатия. Механизм выдавливания клиньев в основании склона связан с широким развитием в коренных породах трещин с юго-восточным падением.

В устьевых участках двух эрозионных врезов установлены признаки правостороннего смещения. В одном из них (обозначен черной стрелкой с индексом  $L = 50$  на рис. 8) правый (южный) борт имеет коленообразный изгиб (по механизму правого сдвига), образуя несимметричное расширение долины с сохранившимся реликтом древней поверхности конуса выноса. При правосторонней подвижке выступ левого борта представлял препятствие для сноса вещества по долине, размывался и сглаживался. В настоящее время левый борт долины в месте пересечения его разломом практически прямолинеен. Амплитуда правостороннего смещения составляет 50 м при вертикальной амплитуде 5.3 м (см. рис. 8, пр. 12). Последнее значение немногим меньше, чем вертикальное смещение поверхности конуса выноса руч. Безымянный.

В 200 м к северо-востоку в устьевой части соседнего эрозионного вреза наблюдается деформация реликтовой поверхности конуса выноса, аналогичная типу описанной выше кинематики. Однако амплитуда горизонтального смещения правого борта здесь значительно меньше — 9 м. Разница в амплитудах горизонтального сдвига связана, прежде всего, с возрастом эрозионных долин. Первая из описанных древнее второй и это выражено, например, в их протяженности (1400 м для первой и 320 м для второй).

Кроме разрывных линейных деформаций Оронгойская структура включает небольшие оползни в пролювиально-делювиальных отложениях предгорной равнины. Поперечные размеры оползней достигают 130—150 м. Стенки отрыва располагаются на одной линии с сейсмогенным уступом в основании склона и выделяются на его фоне более крутым углом наклона, а их высота не превышает первые метры.

Об активности Хамбинского разлома на других отрезках его северного окончания свидетельствуют линейные контакты неогеновых отложений и протерозойских гранитоидов Хамар-Дабана в север-



Рис. 8. Схема фактического материала на северо-восточном фланге Хамбинского разлома (верхний правый овал на рис. 2).

1 — основная линия дислокаций; 2 — приустьевые сдвиговые деформации с указанием направления и амплитуды смещения, м; 3 — положение топографических профилей; 4 — разлом на поднятом крыле. Изображение рельефа взято с ресурса /landsatlook.usgs.gov/viewer.



Рис. 9. Схема изосейст землетрясения 8 (20) ноября 1885 г., по [Чипизубов, 2016].

1 — теоретические изосейсты 8, 7 и 5 баллов для землетрясения с  $M = 6.5$  (а) и северо-западная граница системы Гусиноозерских впадин (б); 2 — эпицентры землетрясения по различным источникам: желтый — [Новый каталог..., 1977], (электронные каталоги Catalog of earthquakes of Northern Eurasia (CENE) и Special catalog of earthquakes of Northern Eurasia), розовый — каталог землетрясений Байкальской зоны, красный — [Чипизубов, 2016]; 3 — пункты, цифры — баллы.

ном борту Верхнеоронгойской впадины, где разлом выражен в рельефе и имеет простирание от субширотного до восток-северо-восточного. В настоящее время неогеновые осадки вовлечены в поднятия предгорий Хамар-Дабана в левобережье р. Оронгой. Неоген также характерен для южного борта Верхнеоронгойской впадины. Во внутренних пределах впадины отмечаются небольшие по площади холмы и пирамидальные останцы неогеновой толщи, лежащие на юрско-меловом днище впадины.

Наличие некогда мощных неогеновых отложений в Верхнеоронгойской и Гусиноозерской впадинах и их отсутствие в Нижнеоронгойской и Иволгинской впадинах свидетельствуют о существовании в дочетвертичное время тектонической преграды на месте современной перемычки между двумя Оронгойскими впадинами, выраженной в виде Слюдинской гряды, — северо-восточного продолжения Моностойского хребта. В настоящее время перемычка прорезана узкой долиной р. Оронгой. Основание северо-западного склона этой перемычки проходит по контакту мезокайнозойских отложений Верхнеоронгойской впадины и протерозойскими гранитоидами Моностойского хребта. В геологическом субстрате разлом проявлен в виде широкого развития тектонитов. Таким образом, Верхнеоронгойская впадина представляет собой активную структуру с возможностью реализации тектонических подвижек по разломам нескольких направлений, из которых основным является северо-восточное. Северо-восточное простирание имеет и одна из нодальных плоскостей механизма землетрясения 2 октября 1980 г. Для этой плоскости определяется левостороннее сдвиговое смещение, что противоречит нашим выводам о кинематическом типе Оронгойской дислокации. Возможно, при слабых и относительно умеренных землетрясениях ( $M \leq 5$ ), в отличие от максимальных, обратное направление горизонтальной подвижки в механизме очага свидетельствует о частичном возврате геологической среды к исходному состоянию.

## ИСТОРИЧЕСКАЯ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

По историческим данным, приводимым в летописях и сводных каталогах, эпицентры землетрясений в малозаселенных территориях определяются с большой погрешностью и обычно привязываются к ближайшей сейсмогенерирующей структуре.

Из известных исторических землетрясений, ощущавшихся на территории Селенгинского среднегорья [Базаров, 1968], лишь два, произошедшие в 1856 и 1885 гг., можно отнести к Гусиноозерскому отрезку Хамбинского разлома Джидино-Витимского глубинного шва. Наиболее полные сведения о макросейсмических проявлениях этих землетрясений представлены в каталоге И.В. Мушкетова и А.П. Орлова [1893].

Анализ макросейсмических эффектов землетрясения 8 (20) ноября 1885 г. различными авторами ожидаемо привел к различной привязке эпицентра и оценкам его энергии (рис. 9). По мнению А.В. Чипизубова, вероятнее всего, очаг этого землетрясения был связан с одним из разломов Джидино-Витимского глубинного шва, наиболее активной структуры в данном районе. В работе [Чипизубов, 2016] по параметрам, рассчитанным на основе макросейсмических сведений, магнитуда землетрясения находится в пределах  $M = 6.4 \pm 0.3$ , при которой 7—8-балльные эффекты возможны на расстоянии до 40 км.

Землетрясение 11 (22) мая 1856 г. с максимальной силой ощущалось в Кяхте и Селенгинске. Отнесение эпицентра к одному из этих пунктов предполагает завышение значения магнитуды вследствие увеличения радиуса сотрясений с интенсивностью 5—6 баллов. При помещении эпицентра в средней части отрезка, соединяющего эти два населенных пункта, радиус значительных по силе колебаний уменьшается до 40 км, а значение магнитуды может быть равным  $M = 5$  [Чипизубов, 2009]. При таком неопределенном положении эпицентра и относительно умеренной магнитуде это землетрясение генетически может быть связано с одной из трех активных разломных зон: Хамбинской, Кижингской, Селенга-Хилокской (см. рис. 2).

Эпицентры еще двух исторических землетрясений (21.05.1865 г. и 11.04.1856 г.) с магнитудами  $M = 5.5$ , по данным [Новый каталог..., 1977]; (CENE), располагаются северо-западнее Гусиноозерской впадины ближе к осевой линии хр. Хамар-Дабан.

Эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений Западного Забайкалья рассеяны по площади, лишь иногда образуя изометричные скопления (см. на рис. 2, северо-западный фланг Верхнеоронгойской впадины). На южном склоне Слюдинской перемычки, отделяющей Оронгойские впадины от Иволгинской, 2 октября 1980 г. произошло одно из сильнейших в Западном Забайкалье землетрясений. Его магнитуда была близкой к 5 ( $K = 13$ ), а интенсивность сотрясений в эпицентре достигала VII баллов по шкале MSK-64. Землетрясению предшествовал слабый форшок ( $K = 7$ ). После основного толчка были зарегистрированы немногочисленные афтершоки.

Инструментально определенный эпицентр землетрясения максимально приближен к Оронгойской палеосейсмогенной структуре. Эпицентр, определенный по макросейсмическим данным, находится несколько южнее, приблизительно в средней части отрезка, соединяющего инструментальный эпицентр и пос. Оронгой. Согласно схеме изосейст [Голенецкий и др., 1982], изосейсмальные области V- и

VI-балльных сотрясений представлены в виде эллипсов, длинная ось которых ориентирована в широтном направлении, т. е. под значительным углом к простиранию Хамбинского разлома. Механизм очага землетрясения определялся по стандартной методике с использованием знаков вступлений *P*-волн. В обработке были использованы знаки вступлений на 39 станциях Байкальской, Алтае-Саянской и Монгольской сетей, а также на удаленных станциях. Нодальные плоскости в решении хорошо «закреплены», определение механизма можно считать надежным. При близгоризонтальном положении осей сжатия (ориентирована с юго-запада на северо-восток) и растяжения (ориентирована с юго-востока на северо-запад) в очаге реализовалась сдвиговая подвижка. Исходя из расположения эпицентра и распространения максимальных сейсмических воздействий, землетрясение было вызвано подвижкой по одному из разломов межвпадинной перемычки.

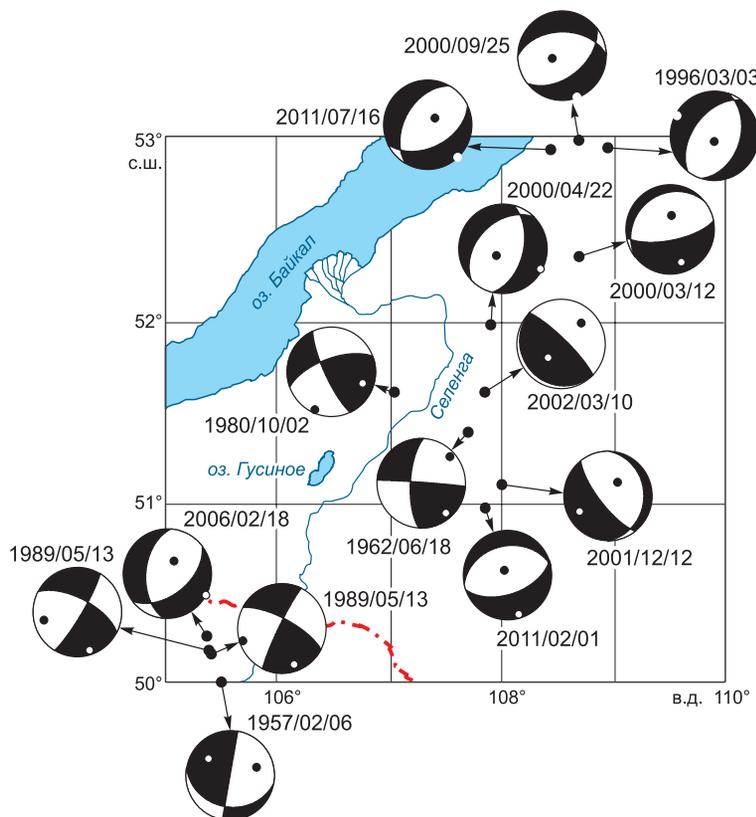
## ДИСКУССИЯ

Существуют разные представления о кинематике разломов в обрамлении Гусинозерской впадины [Данилович, 1949; Флоренсов, 1965; Ласточкин, 1982; Лунина, Гладков, 2009; и др.]. В одной из последних работ указывалось на преобладающую роль сбросовых деформаций в строении бортов Гусинозерской впадины, а взбросовые деформации интерпретировались как эффекты горизонтальных подвижек [Лунина, 2016]. В ранних работах основным аргументом в пользу сбросовой кинематики приводился существующий ров в основании уступа в поверхности конуса выноса руч. Безымянный [Сейсмогеология..., 1968; Ласточкин, 1982]. Однако незначительная протяженность рва и отсутствие подобных отрицательных форм рельефа на других участках Гусинозерской структуры, а также в сейсмодислокациях Забайкалья и Северной Монголии, говорит, скорее, о его уникальности.

В последнее десятилетие получены данные о взбросовом механизме образования сейсмогенных деформаций на территории Юго-Западного Прибайкалья и Северной Монголии в пределах Хэнтэй-Даурского мегасвода [Дэмбэрэл и др., 2010; Имаев и др., 2010; Ferry et al., 2010; Dujardin et al., 2014; Смедкалин и др., 2016; и др.]. Большинство сейсмогенных дислокаций взбросового генезиса приурочены к основаниям бортов мезокайнозойских впадин, что свидетельствует о развитии этих впадин в условиях субгоризонтального сжатия. Эти условия резко отличаются от тех, что были при заложении и интенсивном развитии впадин в среднем и позднем мезозое.

О формировании новейших структур преимущественно в условиях горизонтального сжатия свидетельствуют геологические данные. Во-первых, в Забайкалье и прилегающей территории Северной и Центральной Монголии в кайнозое резко сократились по сравнению с мезозоем площади осадконакопления.

Особенно это касается внешнего обрамления Хэнтэй-Даурского мегасвода (например, хребты и возвышенности, примыкающие к Хэнтэю с юга и юго-востока, отроги Малханского хребта и др.). В мезокайнозойских впадинах полосы мезозойских отложений шириной в первые километры приподняты над современными днищами впадин. Разница в высотных отметках мезозойских отложений в бортах впадин и их днищах достигает 100 м и более. Одновременно с сокращением площа-



**Рис. 10. Фокальные механизмы (нижняя полусфера) для землетрясений Западного Забайкалья.**

Белые точки — проекции на сферу оси растяжения, черные — сжатия. По материалам [Солоненко и др., 1993; Середкина, Мельникова, 2013; Radziminovich et al., 2016], ежегодным сборникам ФИЦ ЕГС РАН «Землетрясения Северной Евразии» и «Землетрясения России», Global Centroid Moment Tensor Program (<http://www.globalcmt.org>).

дей мезокайнозойских впадин за счет прибортовых поднятий происходит замедление скоростей опускания фундамента, о чем свидетельствует небольшая мощность кайнозойских осадков — первые десятки метров, при мощности меловых и юрских отложений от 1000 до 2000—2500 м.

Во-вторых, неогеновые песчаники, гравелиты и конгломераты, частично покрывающие борта, а также образующие холмы-останцы на днищах Гусиноозерской и Верхнеоронгойской впадин накапливались в условиях межгорных замкнутых бассейнов. Причиной формирования бассейнов было не опускание днищ впадин, а быстрый рост межвпадинных перемычек, приводивший к образованию долговременных тектонических дамб. Одно из таких поднятий, препятствовавших выносу рыхлого материала из Гусиноозерской и Верхнеоронгойской впадин, возникло в виде Слюдинской межвпадинной перемычки между Верхнеоронгойской и Нижнеоронгойской впадинами. Когда в раннечетвертичное время р. Оронгой «пропилила» перемычку, неогеновые отложения были размыты до меловых и юрских пород. Приведенный факт свидетельствует о важной роли в кайнозойском осадконакоплении положительных вертикальных движений межвпадинных перемычек.

Взбросовая кинематика разломов в основании бортов впадин и порождающие их условия субгоризонтального сжатия во многих случаях не согласуются с сейсмологическими данными. Для Забайкалья имеется небольшое число фокальных решений (рис. 10). Их анализ показывает, что к юго-востоку от Байкальской рифтовой зоны наблюдаются разные фокальные решения. Наряду с механизмами «байкальского» типа, при которых по плоскостям, ориентированным с юго-запада на северо-восток, под действием близгоризонтального растяжения происходят сбросовые смещения, здесь присутствуют механизмы сдвигового и взбросового типов. Ось сжатия в очагах ориентирована главным образом юго-запад–северо-восток и, соответственно, ось растяжения имеет простирание юго-восток–северо-запад. Такая ориентация осей приводит к правосторонним подвижкам по меридионально ориентированным плоскостям и левосторонним по плоскостям широтного простирания. Все три сильнейшие землетрясения (Кяхтинские (06.02.1957 г.,  $M = 6.4$ ; 13.05.1989,  $M = 5.8$ ), Оронгойское) произошли под действием субгоризонтальных осей сжатия и растяжения. Практически все изученные сейсмические дислокации, находящиеся в пределах Хэнтэй-Даурской горной страны (Гунжинская, Хустайская, Авдар, Шархай, Могодская, Керуленская и др.), являются взбросовыми, сдвиговзбросовыми или сдвигами [Демберел и др., 2010; Ferry et al., 2010; Имаев и др., 2012; Al-Ashkar et al., 2013; Dujardin et al., 2014; Смекалин и др., 2016; и др.]. Сегодня в этот список могут быть включены Гусиноозерская и Оронгойская структуры, сдвиговзбросовая природа которых установлена нами по признакам, выявленным в результате морфометрических, тренчинговых и геофизических исследований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Последние сейсмогеологические исследования в зоне Хамбинского разлома с применением тренчинга, морфометрии и геофизики позволили получить новые данные о параметрах Гусиноозерской и Оронгойской палеосейсмогенных структур. Установлены абсолютные значения интервальных возрастов для двух голоценовых палеоземлетрясений. Верхняя граница временного интервала первого из них ограничена 5960 годами. Второе, более близкое по времени к нам событие произошло не ранее 4224 лет назад.

Впервые определены кинематические параметры Оронгойской структуры, вскрывшей 5-километровый отрезок одной из ветвей северо-восточного фланга Хамбинского разлома. Амплитуды правостороннего сдвига бортов разновозрастных эрозионных долин, пересекаемых разломом, составляют 50 и 9 м. Максимальная амплитуда взбросовой (вертикальной) компоненты смещения равна 5.3 м. В непосредственной близости от вскрывшегося фрагмента разлома расположен эпицентр Оронгойского землетрясения (2 октября 1980 г.,  $M = 5$ ). Приведенные палеосейсмические, исторические и сейсмологические данные свидетельствуют о высокой сейсмической активности тектонических разрывов в западном борту системы Гусиноозерско-Оронгойских впадин и о необходимости учета сейсмического потенциала Хамбинской зоны ВОЗ при оценке сейсмической опасности г. Улан-Удэ, а также населенных пунктов, расположенных в пределах этих впадин и их окрестностей.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00224.

## ЛИТЕРАТУРА

**Базаров Д.Б.** Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1968, 166 с.

**Булнаев К.Б.** Формирование впадин «забайкальского» типа // Тихоокеанская геология, 2006, т. 25, № 1, с. 18—30.

**Буслов М.М.** Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1245—1255.

**Голенецкий С.И., Демьянович М.Г., Семенов Р.М., Ясько В.Г., Авдеев В.А., Кашкин В.Ф., Мишарина Л.А., Серебренников С.П.** Сейсмичность района Оронгойских впадин и землетрясение 2 октября 1980 г. в Западном Прибайкалье // Геология и геофизика, 1982 (9), с. 45—54.

**Данилович В.Н.** Новые данные об Ангарском надвиге // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 4.

**Демберел С., Батарсурэн Г., Имаев В.С., Стром А.Л., Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Гриб Н.Н., Сясько А.А., Качаев А.В.** Палеосейсмогенные деформации в окрестностях Улан-Батора по геологическим и геофизическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии, 2010, т. 37, № 3, с. 45—54.

**Имаев В.С., Смекалин О.П., Стром А.Л., Чипизубов А.В., Сясько А.А.** Оценка сейсмической опасности г. Улан-Батор (Монгольская Народная Республика) по результатам сейсмогеологических исследований // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1182—1193.

**Карта разломов юга Восточной Сибири.** М-б 1:1 500 000 / Ред. П.М. Хренов. 1988.

**Комаров Ю.В.** О становлении зрелой континентальной коры в горном обрамлении юга Сибирской платформы // Литосфера Центральной Азии. Иркутск, 1996, с. 27—30.

**Ласточкин С.В.** К сейсмогеологии Западного и Центрального Забайкалья // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1982, с. 136—145.

**Леви К.Г., Хромовских В.С., Кочетков В.М., Ружич В.В., Аржанников С.Г., Бержинский Ю.А., Буддо В.Ю., Дельянский Е.А., Демьянович М.Г., Масальский О.К., Николаев В.В., Потапов В.А., Радзиминович Я.Б., Семенов Р.М., Серебренников С.П., Смекалин О.П., Чипизубов А.В.** Современная геодинамика: сеймотектоника, прогноз землетрясений, сейсмический риск (фундаментальные и прикладные аспекты) (Статья II) // Литосфера Центральной Азии. Иркутск, 1996, с. 150—183.

**Лунина О.В.** Разломы и сейсмически индуцированные геологические процессы на юге Восточной Сибири и сопредельных территориях. Новосибирск. Издательство СО РАН, 2016, 226 с.

**Лунина О.В., Гладков А.С.** Разломно-блоковое строение и напряженное состояние земной коры Гусиноозерской впадины и прилегающей территории (Западное Забайкалье) // Геотектоника, 2009, № 1, с. 78—96.

**Лунина О.В., Неведрова Н.Н., Гладков А.С.** Тектонофизические и геоэлектрические исследования рифтовых впадин Прибайкалья // Геофизические исследования, 2010, т. 11, № 1, с. 5—14.

**Металлогенический анализ** в областях активизации / Ред. Е.Т. Шаталов. М., Наука, 1977, 176 с.

**Мушкетов И.В., Орлов А.П.** Каталог землетрясений Российской империи. Записки Императорского Русского географического общества по общей географии. Т. 26. Тип. Имп. Акад. наук, 1893, 582 с.

**Николаев В.В.** Сейсмичность в связи с динамикой и глубинным строением зоны Монголо-Охотского линеамента // Докл. АН СССР, 1986, т. 291, № 3, с. 661—665.

**Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.** М., Наука, 1977, 536 с.

**Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы** / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск, Наука, 1977, 303 с.

**Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья** / Ред. В.П. Солоненко. М., Наука, 1968, 219 с.

**Середкина А.И., Мельникова В.И.** Тензор сейсмического момента прибайкальских землетрясений по поверхностным волнам // ДАН, 2013, т. 451, № 1, с. 91—94, doi: 10.7868/S0869565213190213.

**Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Доронина Н.А., Шафеев А.А.** Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // ДАН, 1994, т. 339, № 1, с. 83—86.

**Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.** Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1997, 182 с.

**Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С.** Сейсмогеология Верхнекеруленской впадины (Хэнтей, Северная Монголия) // Геодинамика и тектонофизика, 2016, т. 7, № 1, с. 39—57.

**Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С.** Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып.1. М., 1993, с. 113—122.

**Стром А.Л.** Сопоставление параметров современных и палеосеймотектонических дислокаций // Физика Земли, 1993, № 9, с. 38—42.

**Стром А.Л., Никонов А.А.** Соотношение между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли, 1997, № 12, с. 55—67.

**Флоренсов Н.А.** К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника, 1965, № 4, с. 3—14.

**Хромовских В.С., Ласточкин С.В.** Генетические особенности оползней Гусиноозерской впадины (Западное Забайкалье) // Изв. Забайкальского географического общества СССР, 1970, т. VI, вып. 4, с. 11—24.

**Чипизубов А.В.** Выделение одноактных и разновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (3), с. 386—398.

**Чипизубов А.В.** Сильные землетрясения Прибайкалья по макросейсмическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии, 2009, т. 36, № 2, с. 31—46.

**Чипизубов А.В.** Проблемные исторические землетрясения Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии, 2016, т. 43, № 2, с. 53—72.

**Al-Ashkar Abeer, Schlupp Antoine, Ferry Matthieu, Munkhuu Ulziibat, Sodnomsambuu Demberel, Granet Michel.** Avdar, an active fault discovered near Ulaanbaatar, capital of Mongolia: Impact on seismic hazard. EGU General Assembly 2013, held 7-12 April, 2013 in Vienna, Austria, id. EGU2013-10700.

**De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.** Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci., 2007, v. 29, № 2—3, p. 188—204.

**Dujardin J.-R., Bano M., Schlupp A., Ferry M., Munkhuu U., Tsend-Ayush N., Enkhee B.** GPR measurements to assess the Emeelt active fault's characteristics in a highly smooth topographic context, Mongolia // Geophys. J. Int., 2014, v. 198, p. 174—186.

**Ferry M., Schlupp A., Ulzibat M., Munsch M., Fleury S., Baatarsuren G., Erdenezula D., Munkhsaikhan A., Ankhtsetseg D.** Tectonic morphology of the Hustai fault (Northern Mongolia): A source of seismic hazard for the city of Ulaanbaatar // Geophys. Res. Abstracts, 2010, v. 12, EGU 2010-11122 (<http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2010/EGU2010-11122.pdf>).

**Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S.** Metamorphic core complexes of the Transbaikalia: review // Geodyn. Tectonophys., 2011, v. 2, № 2, p. 95—125.

**Paleoseismology.** 2nd ed. / Ed. J.P. McCalpin. Burlington, Mass. Academic Press, 2009, 613 p.

**Radziminovich N., Bayaraa G., Miroshnichenko A., Demberel S., Ulziibat M., Ganzorig D., Lukhnev A.** Focal mechanisms of earthquakes and stress field of the crust in Mongolia and its surroundings // Geodyn. Tectonophys., 2016, v. 7, № 1, p. 23—38.

**Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W.** 2017, CALIB 7.1 [WWW-программа] на <http://calib.org>, доступ к 2017-9-22.

*Рекомендована к печати 25 апреля 2018 г.  
В.С. Селезневым*

*Поступила в редакцию 3 октября 2017 г.,  
после доработки — 14 марта 2018 г.*