

РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ОСАДКАХ ОЗЕРА БАЙКАЛ: ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

К.Ж. Семинский¹, А.С. Черемных¹, О.М. Хлыстов², Г.Г. Ахманов³

¹Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

²Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119234, Москва, Ленинские Горы, 1, Россия

В результате комплексного анализа сейсмических, сейсмо- и гидроакустических материалов составлена схема разрывов, нарушающих осадки центральной части Средней котловины оз. Байкал. На основе ее тектонофизического анализа впервые показано, что разломная структура осадочной толщи является зонно-блоковой, т. е. представляет сеть зон повышенной плотности разрывов, которые ограничивают слабонарушенные блоки. В строении крупных разломных зон северо-восточного простирания (Ольхонский, Береговой, Гидратный, Святоносский) главную роль играют магистральные сместители или их сегменты, опережаемые вторичными нарушениями. Поперечные северо-западные структуры выражены в чехле осадков широкими зонами сгущения сравнительно мелких разрывов, т. е. представляют ранние стадии развития разломов фундамента, разделяющих впадину в продольном направлении на крупные фрагменты. Зонно-блоковая структура осадочной толщи формировалась в поле напряжений сдвига, а затем в поле растяжения, которые соответствуют известным стадиям развития Байкальского рифта — ранне- и позднеорогенной. На современном этапе тектогенеза выделенная сеть разломных зон контролирует газовую (газогидратную) и сейсмическую активность недр. Гидратоносные грязевые вулканы и сипы приурочены к крупным разрывам, а эпицентры землетрясений тяготеют к разломным зонам, образуя скопления в узлах сочленения крупных северо-восточных сбросов с зонами растяжения северо-западной ориентировки и субширотными левосторонними сдвигами.

Разрывы в осадках оз. Байкал, разломные зоны, блоки, газовые гидраты, поле напряжений, сейсморазрезы

FAULT ZONES AND STRESS FIELDS IN THE SEDIMENTARY FILL OF LAKE BAIKAL: TECTONOPHYSICAL APPROACH FOR SEISMIC AND HYDROACOUSTIC DATA INTERPRETATION

K.Zh. Seminsky, A.S. Cheremnykh, O.M. Khlystov, G.G. Akhmanov

This paper presents a schematic summary of comprehensive analysis of seismic, reflection profiling, and hydroacoustic data on faults which caused sediment deformation in the central segment of the Central Baikal basin. According to the tectonophysical analysis results, the fault pattern within sediment fill has been recognized as zone-block, i.e., it represents a network of high-density fracture zones limiting weakly deformed blocks. The structure of large NE-trending fault zones (Olkhon, Beregovoy, Gydratny, and Svyatoy Nos) is controlled by main fault planes (or their segments) bounded by subsidiary faults. Geomorphic expression of NW cross faults in the sedimentary cover as broad zones of smaller-scale fractures accounts for early stages of the evolution of basement faults. In a longitudinal direction, they divide the basin into large fragments. The zone-block structure of the sedimentary strata was developed in different stress regimes: strike-slip and extension at the early and late orogenic rifting stages, respectively. At the modern stage of tectogenesis, the established network of fault zones controls the gaseous (including hydrate formation) and seismic activity expression in the subsurface. Hydrate-bearing mud volcanoes and seeps are confined to major faults, while earthquake epicenters are confined to fault zones and form clusters at junctions of large NE-trending faults with NW-oriented extension zones and E–W left-lateral strike-slip faults.

Fractures within Lake Baikal sediments, fault zones, blocks, gas hydrates, stress field, seismic sections

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамические модели развития Байкальского рифта (рис. 1, А) в существенной степени базируются на закономерностях геологического строения толщи осадков в пределах озерной котловины. Кроме их литологии и особенностей напластования, особое значение в исследованиях современной гео-

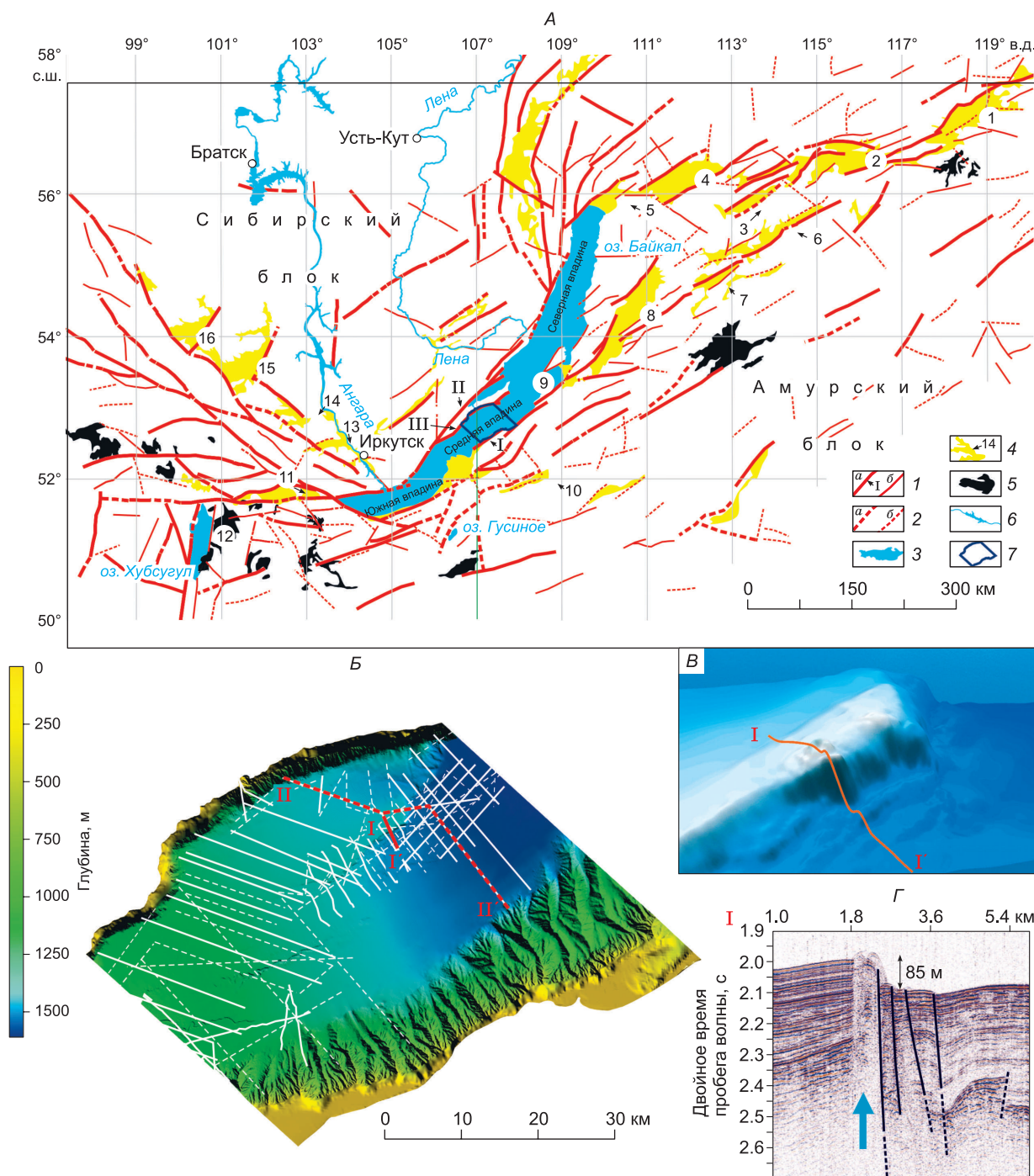


Рис. 1. Материалы, использованные для выявления разрывной структуры участка исследований, и его положение на схеме разломов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ).

А — схема позднекайнозойских разломов БРЗ и прилегающей территории: 1, 2 — генеральные ($L > 80$ км) (а) и региональные ($34 < L < 80$ км) (б) разломы, отчетливо (1) и менее отчетливо (2) проявленные в рельефе (I — Береговой, II — Приморский, III — Ольхонский); 3 — крупные озера; 4 — главные кайнозойские впадины (в том числе 1 — Чарская, 2 — Нижнемуйская, 3 — Верхнемуйская, 4 — Верхнеангарская, 5 — Кичерская, 6 — Баунтовская, 7 — Ципиканская, 8 — Баргузинская, 9 — Байкальская, 10 — Удинская, 11 — Тункинская, 12 — Хубсугульская, 13 — Китойская, 14 — Голуметская, 15 — Окинская, 16 — Ийская); 5 — крупные базальтовые поля; 6 — гидросеть; 7 — контур участка исследований. **Б** — положение сейсмических профилей на трехмерной модели рельефа дна озера: жирные сплошные линии — профили с зафиксированными на разрезах смещениями; тонкие штриховые — профили без зафиксированных смещений. I—I' и II—II' — разрезы, описанные в тексте. **В** — трехмерная модель рельефа в районе профиля I—I'. Г — сейсмический разрез осадочной толщи вдоль профиля I—I', на котором черными линиями показаны разрывы, а синей стрелкой — миграция флюида к поверхности дна в зоне дезинтеграции грязевого вулкана «Новосибирск».

динамики рифта имеет характер дислоцированности отложений и, в частности, разрывная структура. Как следует из многочисленных публикаций [Шерман, Днепровский, 1989; Леви и др., 1995, 1997; Delvaux et al., 1997; Levi et al., 1997; Moore et al., 1997; Scholz et al., 1998; Mats et al., 2000; Мац и др., 2001; Ceramicola et al., 2001; Логачев, 2003; Кузьмин и др., 2004; Petit, Deverchere, 2006; Семинский, Черемных, 2011; Семинский и др., 2013; Лунина, 2016; Solovyeva et al., 2020; и др.], она наиболее информативна для понимания стиля и этапов деструкции земной коры Байкальского рифта, поскольку дает возможность установить реализующиеся механизмы растяжения, реконструировать наиболее молодые динамические обстановки, верифицировать возрастные границы стресс-тензоров, восстановленных в кристаллических массивах суши. Кроме геодинамического аспекта, картирование разрывной структуры байкальских осадков имеет принципиальное значение для выявления закономерностей глубинной дегазации и геотермических аномалий. Это обусловлено тем, что проявления грязевого вулканизма и связанных с ними скоплений газогидратов контролируются зонами тектонических нарушений дна, характеризующимися высокой теплопроводностью [Дучков и др., 1999; De Batist et al., 2002; Van Rensbergen et al., 2002; Klerkx et al., 2006; Cuylaerts et al., 2012; Гольмшток, 2014; Хлыстов и др., 2017; Khlystov et al., 2019, 2021].

Основой для выделения разломов в осадках озера являются главным образом две группы данных. Во-первых, это построенная по материалам многолучевой эхолотации дна цифровая модель (ЦМР) рельефа, спрямленные элементы которого в тектонически-активных регионах считаются косвенным признаком наличия разрывного нарушения, а, во-вторых, данные сейсмического и непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), реализованного на Байкале в различных модификациях [Klitgord et al., 1993; Cuylaerts et al., 2012; Solovyeva et al., 2020], позволяющих получать разрезы осадочной толщи и по смещению маркирующих горизонтов выделять разрывы с высокой степенью достоверности. Авторы схем разломов, существующих в настоящее время для байкальского дна в целом или для отдельных участков [Леви и др., 1997; Moore et al., 1997; Scholz, Hutchinson, 2000; Логачев, 2003; Татьков, 2009; Лунина, 2016; Solovyeva et al., 2020], использовали одну из групп данных или их сочетание.

Комплексирование информации повышает достоверность выделения разломов, поскольку в этом случае площадные батиметрические материалы верифицируются наличием разрыва в разрезе осадочной толщи, причем качество картирования зависит от степени детальности геофизической съемки. Сравнительно недавно открылась возможность на новом уровне исследовать разломную структуру значительного по площади участка Средней котловины оз. Байкал (см. рис. 1, А), который после сейсмических исследований в 1992 и 2002 гг., а также съемки дна многолучевым эхолотом в 2009 г. [Cuylaerts et al., 2012] был покрыт достаточно детальной сетью НСП в рамках шестилетних работ по проекту Class@Baikal [Ахманов, 2018; Solovyeva et al., 2020] (см. рис. 1, Б). Таким образом, целью настоящего исследования было выявить на основе комплексного анализа рельефа дна и сейсмических разрезов разломные структуры в центральной части Средней котловины оз. Байкал и на базе тектонофизического подхода установить их кинематику, главные этапы формирования и стиль деструкции осадочной толщи.

ТЕРРИТОРИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Площадь исследований представляет участок дна Средней (или Центральной) котловины оз. Байкал, границы которого показаны на рис. 1, А. Это часть собственно Байкальского сегмента одноименной рифтовой зоны, который в современную эпоху развивается в режиме растяжения литосферы в отличие от северо-восточного и юго-западного флангов, где присутствует сдвиговая компонента смещений [Шерман, Днепровский, 1989; Семинский, 2009; Саньков, Добрынина, 2015].

Вследствие растяжения в пределах Байкальского рифта накопилась многокилометровая толща осадков и располагается самое глубокое в мире озеро, причем наибольшие отметки дна характерны именно для Средней котловины. Несмотря на то, что максимальная глубина озера имеет место вне участка исследований, область отметок, превышающих 1500 м, распространяется и в его пределы (см. рис. 1, Б). Она располагается в северо-восточной части, от которой при продвижении вдоль оси на юго-запад уровень дна постепенно повышается до глубин 1100 м, переходя за границами участка в возвышенность Кукуйской гривы, сформированной за счет твердого стока р. Селенга [Хлыстов и др., 2016]. Эта глубокая приосевая часть рифтовой долины сменяется по направлению к берегам, соизмеримыми с ней по площади, менее глубокими участками дна. Северо-западный из них имеет характер ступени, в пределах которой глубины варьируют слабо, тогда как юго-восточный представляет наклоненную, изрезанную поперечными подводными долинами часть дна, переходящего сравнительно постепенно в береговую уступ.

Описанная морфология поперечного батиметрического профиля, как и строение осадочной толщи в целом определяются разломной структурой Средней котловины (см. рис. 1, А). Ограничивающие ее крупные рифтообразующие разрывы северо-восточного простирания на позднекайнозойском этапе раз-

вия являются сбросами. К ним относятся Ольхонский и Береговой разломы, представляющие тектонические границы участка исследований и формирующие здесь береговую линию. Северо-западной и юго-восточной границами глубоководной приосевой зоны, судя по опубликованным схемам [Леви и др., 1997; Татьков, 2009; Лунина, 2016; Solovyeva et al., 2020], также являются разломы, отчетливо выраженные уступами в рельефе дна [Кузьмин и др., 2004]. Характерно, что к уступу первой из тектонических границ приурочена серия сипов и грязевых вулканов, один из которых — «Новосибирск» — отчетливо выражен на сейсмическом разрезе I—I' широкой зоной дезинтеграции осадков (см. рис. 1, В, Г) [Cuylaerts et al., 2012]. Юго-восточная граница отделяет изрезанную поперечными подводными долинами прибрежную часть от заполненной осадками приосевой зоны (см. рис. 1, Б).

В целом отложения дна, судя по поперечному разрезу (рис. 2, Г), построенному с использованием отдельных отрезков сейсмических профилей (см. рис. 1, Б), залегают субгоризонтально. Однако с приближением к отмеченным выше разломным границам они изгибаются вплоть до разрыва со смещением отдельных слоев и, наконец, всей толщи в целом. В ее строении участвуют три главных осадочных комплекса [Хатчинсон и др., 1993; Казьмин и др., 1995; Moore et al., 1997; Мац и др., 2001; Ceramicola et al., 2001; Мац, 2012; др.], два из которых, как минимум, сформировались в течение последних 30 млн лет и относятся подавляющим большинством исследователей к собственно рифтовому периоду развития региона. Первый соответствует раннеорогенному, а второй — позднеорогенному этапам (стадиям, по [Мац и др., 2001]) деструкции литосферы. Развитие байкальского сегмента зоны контактирования Сибирского и Амурского блоков литосферы (см. рис. 1, А) на раннеорогенном этапе происходило при существенной роли левостороннего сдвига [Балла и др., 1990; Delvaux et al., 1997; Семинский, 2009; Мац, 2015], который на позднеорогенном этапе сменился растяжением, господствующим в регионе вплоть до настоящего времени.

Методика исследований включает выделение в рельефе дна и на сейсмических разрезах разрывных структур, нарушающих осадочную толщу участка исследований, а также их тектонофизический анализ с реконструкцией стресс-тензоров парагенетическим методом.

Батиметрические данные, полученные в рамках совместных российско-бельгийских исследований (ЛИН СО РАН—RCMG) в 2009 г. [Cuylaerts et al., 2012], использованы в работе в виде трехмерной цифровой модели рельефа дна участка исследований (см. рис. 1, Б). Она послужила основой для выделения линеаментов — спрямленных элементов (уступы, ложбины и пр.), которые в тектонически-активных районах в большинстве случаев отражают выход на поверхность разрывных нарушений. Преимуществом линеаментного анализа является то, что он позволяет получить информацию о разрывной структуре для всей изучаемой площади, в том числе для южной и юго-восточной частей, где нет сейсмических профилей, а рельеф дна наиболее контрастен.

Сейсмические разрезы, являющиеся достоверной основой для выделения разрывов, были получены в разные годы вследствие реализации сейсмической и сейсмоакустической съемки по сети профилей, представленных на рис. 1, Б. Кроме материалов российско-бельгийской экспедиции 2009 г. использовались данные съемок 1992 г. (ИО РАН, ЛИН СО РАН, US Geological Survey), 2002 г. (ЛИН СО РАН—RCMG) и 2017—2018 гг. (ЛИН СО РАН, МГУ—Class@Baikal). НСП проводилось по стандартной методике [Cuylaerts et al., 2012; Solovyeva et al., 2020].

В ходе исследования были обработаны 115 разрезов, имеющих глубины от 1700 до 3000 м. Этот материал позволил получить представление о разломной структуре осадочной толщи на участке исследований до уровня ≈ 2000 м от водной глади озера. При этом практически повсеместно интервал в 400 м от поверхности дна может быть исследован достаточно детально. Как видно из рис. 1, Б, сейсмические профили имеют разную длину и распределяются по площади исследований неравномерно. При отсутствии на юге и юго-востоке полноценная сеть разноориентированных разрезов имеется для северной части, тогда как на северо-западе и западе — это субпараллельные профили, ориентированные в северо-западном или субмеридиональном направлениях.

Анализ сейсмических профилей на предмет выделения разломов в осадочной толще проводился визуально, а также при помощи различных программных комплексов, которые предоставляют дополнительные способы обработки первичных материалов. Они позволяют избавиться от явных «шумов», подчеркнуть несоответствия отдельных частей разреза и выделить наиболее крупные из них. Во всех случаях главными признаками для выделения разрывной структуры были локализованные смещения однотипного набора отражающих горизонтов (пачек) или зоны акустического «хаоса» (см. рис. 2, Г). Причинами появления подобных участков дезинтеграции могут быть наличие в осадках зоны трещиноватости или существование канала миграции газонасыщенного флюида (под сипами и грязевыми вулканами) (см. рис. 1, Г), которые, в свою очередь, приурочены к конкретным разломным структурам. Для каждого из нарушений фиксировались направления падения относительно простирания профиля, угол падения и ширина зоны (два последних параметра — по возможности). Кроме того, на схеме участка

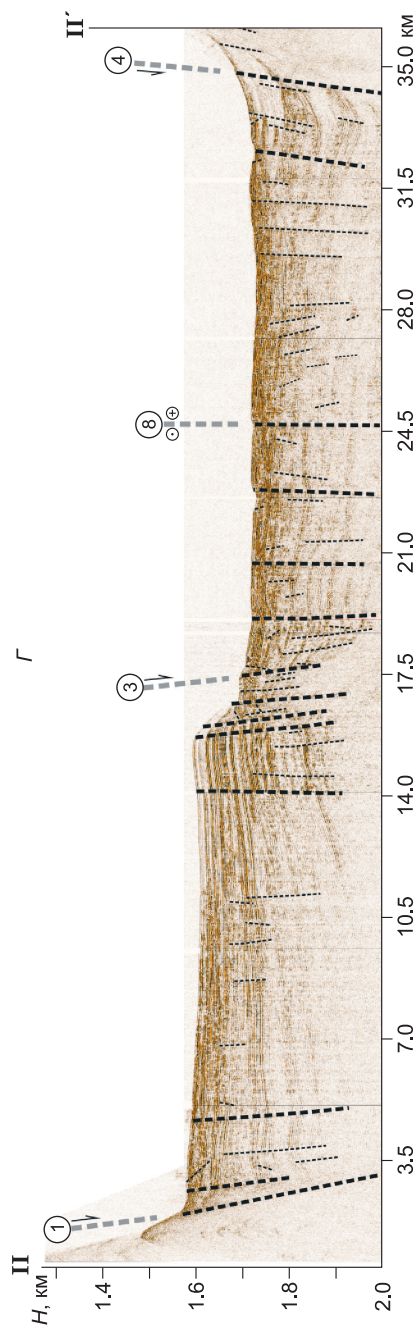
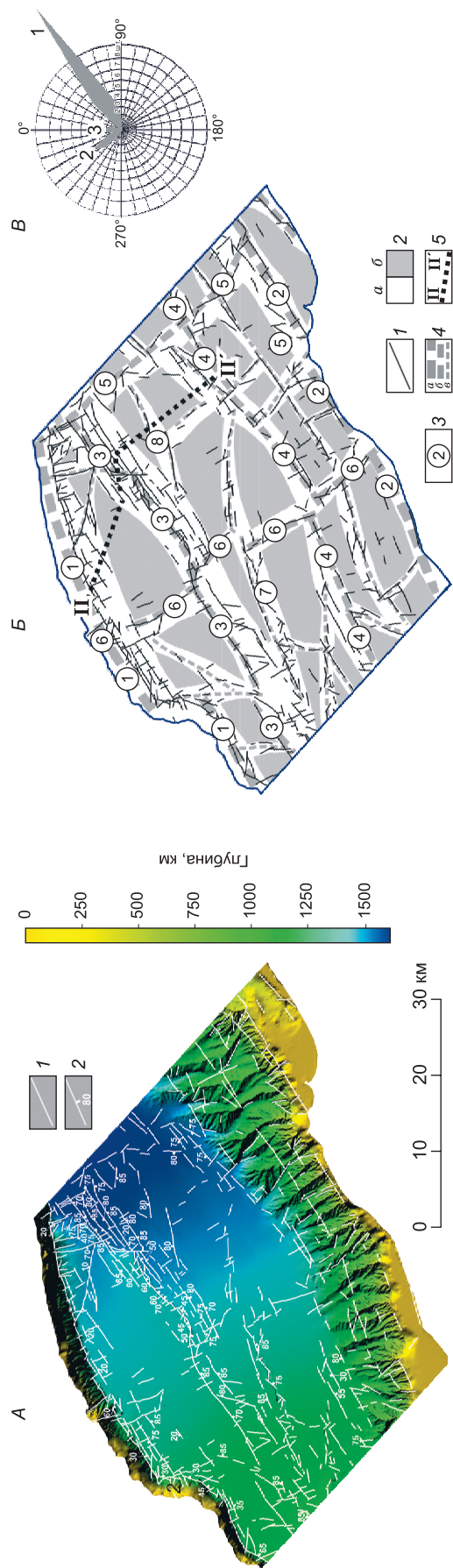


Рис. 2. Разломная структура изученного участка Средней котловины оз. Байкал.

A — схема разрывов осадочной толщи, представленная на трехмерной модели дна озера со шкалой глубин; *1, 2* — разрывы, для которых определен (*2*) и не определен (*1*) угол падения поверхности смещения. *B* — схема зонно-блоковой структуры осадочной толщи: *1* — разрывы; *2* — разломные зоны (*a*) и блоки (*б*); *3* — номера зон (в том числе *1* — Ольхонская, *2* — Беретовая, *3* — Гидратная, *4* — Святоносская); *4* — оси крупных (*a*), средних (*б*) и мелких (*в*) разломных зон; *5* — положение сейсмического профиля *П—П'*. *B* — роза-диаграмма простираний осей разломных зон, представленных на рис. *2, B* (номера — главные разломные системы), *Г* — сейсмический разрез по линии *П—П'*. Черными штриховыми и линиями показано предполагаемое положение разрывов в осадочной толще, серыми штриховыми линиями — оси разломных зон (цифра в кружке — номер), а навесными знаками — их кинематика на последнем этапе тектогенеза: стрелка — висящее крыло перемещается по падению, кружок с точкой — крыло перемещается на зрителя, кружок с крестиком — крыло перемещается от зрителя. *H* — примерное расстояние от поверхности воды.

исследований отмечалось место выхода разрыва к поверхности дна или проекция на нее окончания дислокации, скрытой в толще осадков.

Составленная таким образом схема в совокупности со схемой линеаментов была положена в основу итоговой карты разрывной структуры осадочной толщи на изучаемом участке Средней котловины оз. Байкал (см. рис. 2, А). Нарушения, представленные на карте, разделены на две группы, отличающиеся по степени достоверности выделения. Положение структур без навесных знаков определено только посредством линеаментного анализа рельефа. Разрывы с отмеченными углами падения более достоверны, так как, кроме наличия линеамента, его положение либо заверено на одном из сейсмических профилей, либо протрассировано через смежные разрезы. При этом направление падения разрыва определяется однозначно в отличие от значения угла, для оценки которого проводились дополнительные построения. Величина рассматриваемого параметра вычислялась после приведения горизонтального и вертикального масштабов в соотношении 1:1 с учетом поправки на угол встречи сейсмического разреза и поверхности нарушения. В ходе последующей обработки для повышения достоверности результатов исследования основной акцент был сделан на анализе диаграмм разрывов, где определение параметров их систем происходит статистическим способом.

Так, кроме структурного анализа схемы разрывов (см. рис. 2, А) и их проявлений на разрезах (см. рис. 2, Г) была проведена тектонофизическая обработка полученных материалов, позволяющая восстановить динамические обстановки разрывообразования в осадочной толще. Основой для этих реконструкций послужили круговые и розы-диаграммы разрывов, построенные для всей площади исследования или отдельных участков в ее пределах. Поскольку положение векторов смещений у разрывов, выделенных в толще байкальских осадков, неизвестно, для реконструкций стресс-тензоров применялся парагенетический анализ. Его новая модификация в полном объеме представлена в рамках метода спецкартирования разломных зон [Семинский, 2014, 2015], в область динамического влияния которых в регионах многократной активизации, по определению, попадает любой участок земной коры. Метод позволяет путем сравнения природного и эталонных парагенезисов разрывов 2-го порядка определить напряженное состояние, которое послужило причиной формирования разломной зоны 1-го порядка, а также ее морфогенетический тип и элементы внутреннего строения.

Каждый эталон, составленный в результате обобщения теоретических, экспериментальных и природных закономерностей разрывообразования [Семинский, 2014, 2015], объединяет полный набор разрывных систем для всех основных типов разломных зон и представляется в виде трафарета. Весь набор трафаретов — для правого и левого сдвигов, сбросов и взбросов (надвигов) с разными углами падения сместителей — приведен в цитированных выше публикациях, тогда как рис. 3 иллюстрирует эталонные парагенезисы лишь для основных типов разломных зон. Парагенезисы, показанные на рис. 3, Г в виде трафарета зоны скалывания в плане с указанием простираций систем вторичных разрывов, предназначены для использования в том случае, когда углы падения тектонических нарушений неизвестны, и предметом для парагенетического анализа является роза-диаграмма их простираций. При наличии полной информации о положении разрывов (азимут и угол падения) применяются эталоны разломно-трещинных (см. рис. 3, А) и разломных (см. рис. 3, Б) парагенезисов, которые составлены в виде круговых трафаретов в равноугольной проекции верхней полусферы. На них значками показаны полюсы плоскостей магистрального сместителя, вторичных разломов и трещин, взаимное положение которых сопоставляется с максимумами полюсов разрывов, выделяющимися на круговой диаграмме (стереограмме), построенной для природной разрывной сети в соответствии с известными из структурной геологии правилами.

В процессе сравнительного анализа эталон, наиболее подходящий для круговой или розы-диаграммы по совокупности совпадающих разрывных систем, определяет итоговое решение: ориентировку и морфогенетический тип структур 2-го порядка и разломной зоны в целом, а также поле напряжений, в котором она сформировалась. Для одной диаграммы может быть получено одно, два, три и, реже, более решений, свидетельствующих о разнотипных подвижках, а следовательно, и о существовании нескольких этапов в развитии изучаемого массива.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первоочередным результатом и основой представленных ниже реконструкций является схема разрывной структуры центральной части Средней котловины оз. Байкал, представленная на рис. 2, А. В отличие от большинства предыдущих карт [Леви и др., 1997; Логачев, 2003; Татьков, 2009; Лунина, 2016], она является более детальной, поскольку в основу выделения разрывов был положен комплекс современных сейсмоакустических материалов и высокоразрешающая ЦМР. Как следствие, крупные разломы, выделенные предшественниками в виде непрерывных линий, на рис. 2, А представлены серией сегментов, которые зачастую имеют разные углы падения и сочленяются друг с другом со смещением через сравнительно короткие поперечные разрывы. Таковы описанные выше протяженные продольные

разломы, ограничивающие крупные участки дна, отличающиеся глубиной. Более того, эти сегментированные разломы сопровождаются серией сравнительно мелких разноориентированных разрывов, образующих отчетливо выраженные зоны, существование которых подтверждается и при анализе структурной картины в разрезе (см. рис. 2, Г).

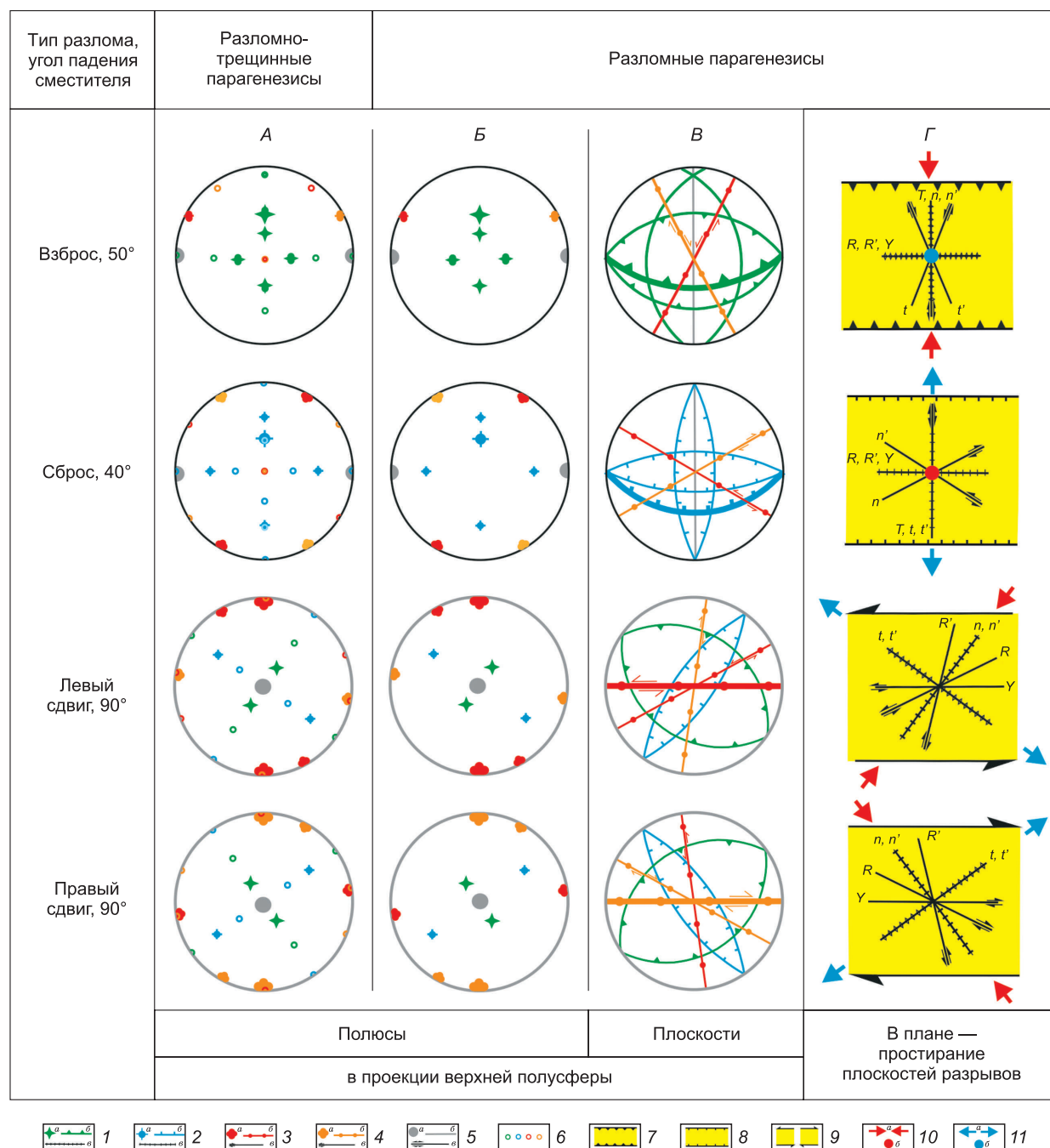


Рис. 3. Базовые парагенезисы разрывов, имеющих место в зонах взброса, сброса, левого и правого сдвигов.

Парагенезисы представлены на круговых диаграммах (верхняя полусфера, сетка Вульфа) в полюсах (А, Б) и плоскостях (В), а также простирааниями плоскостей в плане (Г). Полюсы вертикальных разрывных систем показаны половинками значков на противоположных сторонах круга. Латинскими буквами обозначены системы, однотипные в механическом отношении (Г). 1—5 — полюсы (а), плоскости (б) и простираания плоскостей (в) сместителей 1-го (значок крупнее) и 2-го (значок мельче) порядка, являющихся взбросами (1), сбросами (2), левыми (3) и правыми (4) сдвигами, а также трансформационными разрывами (5); 6 — положение полюса второстепенной или дополнительной системы тройственного парагенезиса разрывов (цвет знака соответствует цвету главной системы парагенезиса); 7—9 — зоны взброса (7), сброса (8), левого и правого сдвигов (9); 10, 11 — оси напряжений сжатия (10) и растяжения (11), занимающих субгоризонтальное (а) или субвертикальное (б) положение.

Установленная закономерность позволила выделить в пределах участка исследований полосы сгущения разрывов — разломные зоны, по которым контактируют слабонарушенные блоки (см. рис. 2, Б). Среди них, прежде всего, выделяются рифтообразующие бортовые зоны Ольхонского (1) и Берегового (2) разломов, а также две продольные зоны, ограничивающие наиболее глубокую осевую часть впадины. Одна из них (4), согласно [Леви и др., 1997; Татьков, 2009], называется Святоносской, а вторая (3) — Гидратной [Khlystov, 2018; Solovyeva et al., 2020].

Следует отметить, что зона разлома Гидратный была детально изучена М.А. Соловьевой с коллегами [Solovyeva et al., 2020] на основе большого объема материалов НСП и профилографа, часть которых составили сейсмоакустические профили, изученные при проведении данного исследования. Наши построения в целом не противоречат выводам из цитированной выше работы, согласно которым Гидратный разлом, отчетливо выраженный уступом на северо-востоке изучаемой площади (см. рис. 2, Б), сопровождается серией синтетических и антитетических разрывов, нарушающих в широкой полосе разные по мощности слои осадочной толщи. Вместе с тем положение, размеры и количество отдельных дислокаций на составленных разными авторами схемах заметно отличаются, что обусловлено субъективизмом выделения разрывов на сейсмических разрезах и различием использованных при этом дополнительных материалов (данные линейamentного, литолого-фациального анализа и др.).

Согласно рис. 2, Б, Гидратный разлом (зона 3) располагается в центре исследуемого участка и имеет падение на юго-восток под углом $60\text{--}80^\circ$. Зона разлома по-разному выражена в рельефе дна вдоль ее простирания. Наиболее отчетливо она проявлена в северо-восточной части у о. Ольхон, наименее отчетливо — на юго-западе, напротив дельты р. Селенга (Кукуйская грива), где, по-видимому, разлом перекрыт осадками или затухает. Рассматриваемая зона имеет кулисное строение и состоит из четырех сегментов, отчетливо проявленных в рельефе дна. Подобное строение типично для структуры сбросовых зон, образующихся в упругопластичных моделях над разрывом, имитирующим в физическом эксперименте разлом фундамента [Семинский, 2012]. Это происходит в результате стадийного развития зоны сброса при формировании ее магистрального шва путем объединения близкорасположенных отдельных разрывов в единый сместитель. На рассматриваемом участке подобное кулисное строение также характерно для зоны рифтообразующего Ольхонского разлома, что свидетельствует о проявлении общих закономерностей сбросообразования и в этом случае. Кроме кулисного строения они предполагают приближение (а в перспективе причленение) зоны Гидратного разлома к Ольхонскому на юго-западе, что может быть установлено в дальнейшем при развитии исследований за границей рассматриваемого участка.

Кроме четырех упомянутых выше крупных разломных зон, имеющих северо-восточное простирание, на изучаемом участке выделяются более мелкие дизъюнктивы (см. рис. 2, Б). Некоторые из них являются сегментами протяженных структур, пересекающих Среднюю котловину в поперечном направлении. К ним относятся разломная зона 6, северо-западный сегмент проходит вдоль прол. Ольхонские ворота, а также зона 5, протягивающаяся у северо-восточной границы площади исследования, за которой располагается область наибольших глубин изучаемой впадины.

Структуры двух описанных систем доминируют на рассматриваемом участке, однако в его пределах также проявлены субмеридиональные и субширотные зоны. Роза-диаграмма простираний выделенных на рис. 2, Б разломных структур отражает существование трех главных разломных систем (см. рис. 2, В). Доминирует система 1, простирания на 55° ; далее по распространенности следует система 2, ориентированная по азимуту 320° ; еще меньше на площади исследования распространены субмеридиональные зоны (система 3). Субширотные зоны не образуют явно выраженного луча, но представлены достаточно крупными дизъюнктивами в приосевом грабене.

На рисунке 4 показаны результаты парагенетического анализа составленной розы-диаграммы с использованием эталонных трафаретов, представленных на рис. 3, Г. Трафареты для зон растяжения, сжатия, правого и левого сдвигов были ориентированы вдоль системы 1, которая отражает простирание байкальского сегмента границы между Сибирским и Амурским блоками литосферы (см. рис. 1, А), т. е. той структуры 1-го порядка, в пределах которой развивается анализируемая сеть разломных зон. Согласно рис. 4, разломная система 2 могла формироваться вместе с системой 1 в обстановке растяжения (см. рис. 4, А) или сжатия (рис. 4, Б) коры в направлении СЗ-ЮВ, а система 3 — при левом сдвиге по зоне 1-го порядка с ориентировкой оси сжатия и растяжения соответственно в меридиональном и широтном направлениях (см. рис. 4, Г).

Следующий шаг парагенетического анализа был предпринят, чтобы подтвердить или опровергнуть существование в истории развития региона трех выделенных динамических обстановок с использованием независимых данных. Так, для каждой из крупных разломных зон (1—8, см. на рис. 2, Б) восстанавливались поля напряжений на базе сопоставления трафаретов рис. 3, А с круговыми диаграммами разрывов, составляющих их внутреннюю структуру. При этом для построения диаграмм кроме

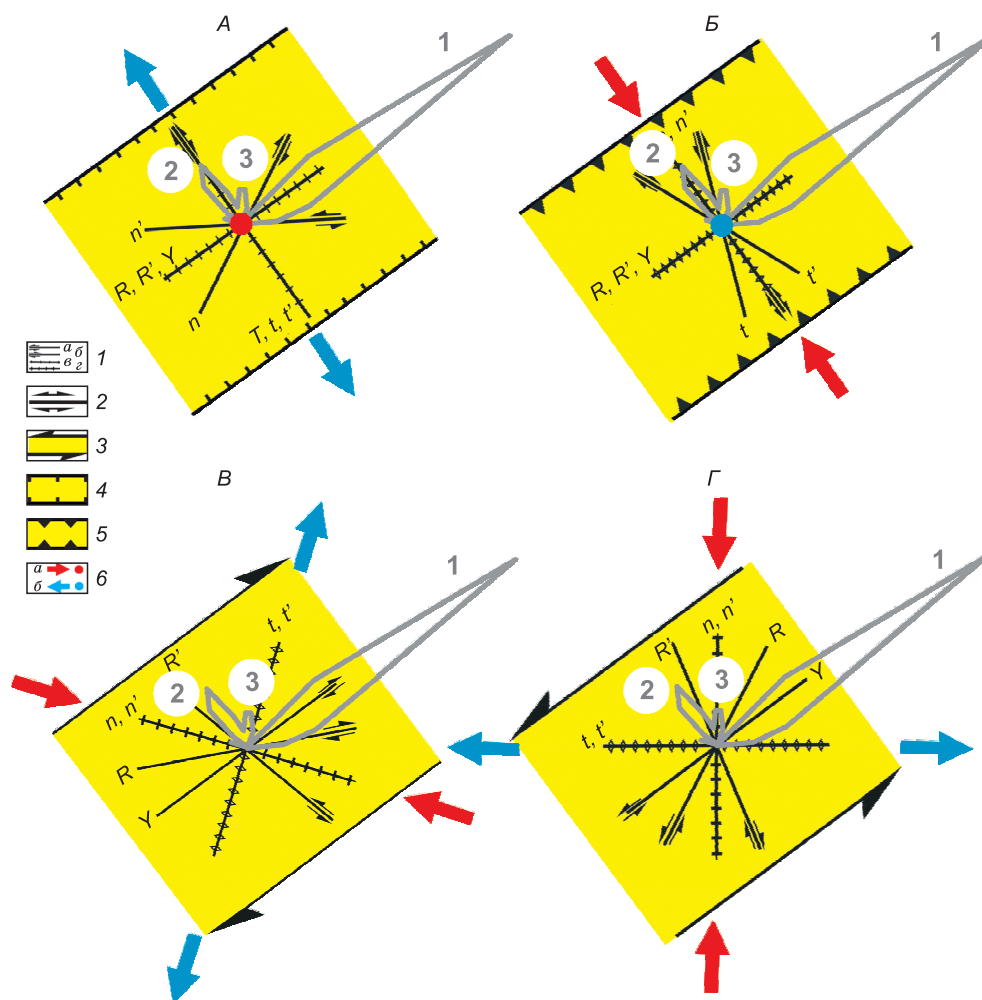


Рис. 4. Реконструкция динамических обстановок формирования сети разломных зон в пределах участка исследований, проведенная с использованием эталонных парагенезисов разрывов 2-го порядка, формирующихся в зоне растяжения (А), сжатия (Б), правого (В) или левого (Г) сдвигов.

Контур розы-диаграммы, представленной на рис. 2, В, показан серым цветом; номерами обозначены разломные системы. 1 — плоскости левых сдвигов (а), правых сдвигов (б), сбросов (в) и взбросов (надвигов) (г) 2-го порядка (латинские буквы — системы, однотипные в механическом отношении); 2 — плоскости трансформационных сдвигов 2-го порядка (в зоне сдвига совпадают с плоскостью рисунка); 3—5 — зоны левого сдвига (3), сброса (4) и взброса (надвига) (5) 1-го порядка; 6 — оси напряжений сжатия (а) и растяжения (б), занимающих субгоризонтальное (стрелка) или субвертикальное (точка) положение в пространстве.

нарушений (см. рис. 2, А), использовались разрывы, не выходящие на поверхность, но выделяющиеся в пределах разломных зон на сейсмических разрезах (см. рис. 1, Г; рис. 2, Г). Количество нарушений в некоторых зонах (например, зона 8) недостаточно для получения однозначных решений. В то же время они могут быть учтены в качестве поддержки результатов анализа розы-диаграммы (см. рис. 2, В), тем более, что в данном случае используется более полная информация о положении разрыва — азимут и угол падения.

На рисунке 5 в качестве примера представлены результаты анализа, проведенного для главных представителей разломных зон из трех разных систем. В ходе обработки трафареты рис. 3, А сопоставлялись с каждой из исходных диаграмм (рис. 5, А) до тех пор, пока максимумы, соответствующие главным системам разрывной сети, не совпали в пределах установленных допусков [Семинский, 2014, 2015] с полюсами одного — двух эталонных парагенезисов. При этом полюс, соответствующий на трафарете магистральному сместителю (У-сколу), устанавливался на исходной диаграмме так, чтобы это не противоречило элементам залегания анализируемой зоны, установленным по карте и разрезам.

Для Ольхонской разломной зоны (1) (см. рис. 2, Б) происхождение всех максимумов полюсов разрывов (см. рис. 5, А) объясняется существованием в регионе двух динамических обстановок, при кото-

рых в ее пределах реализовывались левосдвиговые (см. рис. 5, Б) и сбросовые перемещения (см. рис. 5, В). Так, максимумы № 1, 3, 4, 6, 8 и 9 соответствуют первой обстановке, а максимумы № 5, 6 и 7 — второй. Два оставшихся максимума (№ 2 и 10) в связи с различием разбросов составляющих их полюсов являются сопряженными по методу П.Н. Николаева [1992], что позволяет реконструировать стресс-тензор с ориентировкой оси растяжения в направлении СВ-ЮЗ. Эта обстановка, как будет показано далее, является вторичной в уже установленном для данной зоны поле растяжения в направлении СЗ-ЮВ (см. рис. 5, В), которая соответствует последнему этапу тектогенеза.

Гидратная разломная зона (3) имеет тоже северо-восточное простирание (см. рис. 2, Б) и, судя по результатам анализа, формировалась в тех же динамических обстановках. В ходе левосдвигового этапа развития образовались системы разрывов 1, 3, 4, 5 и 7 (см. рис. 5, Б), а при сбросовых перемещениях — системы 2, 4, 7 и 8 (см. рис. 5, В), причем две из них (4 и 7) могли быть активны в обеих динамических обстановках.

Разломная зона 6, простирающаяся от прол. Ольхонские Ворота в юго-восточном направлении до восточного берега оз. Байкал (см. рис. 2, Б), формировалась при сбросовых и правосдвиговых перемещениях, которыми объясняется происхождение практически всех (кроме № 5) систем разрывов, проявленных на диаграмме. Судя по их количеству, главным было поле растяжения (см. рис. 5, Б), в котором образовалось шесть систем (1, 3, 4, 7, 8 и 9). Сдвигом объясняется происхождение еще трех разрывных направлений — 2, 4 и 6 (см. рис. 5, В).

В истории формирования разломной зоны 8 (см. рис. 2, Б), судя по данным парагенетического анализа (см. рис. 5, Б), был этап левостороннего сдвига, когда образовалось то небольшое количество разрывов, которое удалось выявить в ее пределах при анализе сейсмических разрезов. Для остальных крупных разломных структур изучаемого участка по аналогичной методике были реконструированы следующие этапы подвижек: зона 4 — левый сдвиг и сброс, зона 5 — сброс и правый сдвиг, зона 7 — левый сдвиг.

Таким образом, наиболее крупные разломные зоны, образующие на участке исследований две главные системы — северо-восточную (система 1, см. рис. 2, Б) и северо-западную (система 2, см. рис. 2, В), согласно результатам парагенетического анализа, характеризовались одинаковой историей развития. Внутренняя структура разломных зон первой системы (1, 2, 3 и 4 на рис. 2, Б) формировалась в ходе двух этапов, один из которых был левосдвиговым, а другой — сбросовым (см. рис. 5, Б, В). Для зон второй системы (5 и 6 на рис. 2, В) основными этапами перемещений были сбросовый и правосдвиговый (см. рис. 5, Б, В).

Это позволяет уточнить результат парагенетического анализа розы-диаграммы простираний разломных зон, выделенных на участке исследований (см. рис. 4). Так, разломная сеть центральной части Средней котловины оз. Байкал формировалась в ходе двух этапов тектогенеза:

- 1) при сдвиге с меридиональной ориентировкой оси сжатия и широтной ориентацией оси растяжения (см. рис. 4, Г), когда северо-восточные зоны были левыми, а северо-западные — правыми сдвигами;
- 2) при растяжении в направлении СЗ-ЮВ (см. рис. 4, А), когда северо-восточные и северо-западные зоны были сбросами.

Третья из предполагаемых ранее динамических обстановок — сжатие в направлении СЗ-ЮВ (см. рис. 4, Б) — должна быть далее исключена из рассмотрения, так как внутренняя структура ни одной из проанализированных разломных зон не соответствовала взбросу или надвигу (см. рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главным результатом проведенного исследования является вывод о достаточно высокой дислоцированности осадочной толщи Средней котловины оз. Байкал. Среди разрывов выделяются протяженные структуры, нарушающие осадки на всю глубину изученных разрезов (см. рис. 2), а также более мелкие дислокации, встречающиеся в отдельных частях изучаемой толщи. Для первых характерны отчетливые смещения отдельных горизонтов, тогда как вторые проявляются в разрезе участками флексуобразного изгиба, т. е., скорее всего, являются зонами повышенной трещиноватости без явно выраженного магистрального сместителя. Подобные зоны были изучены ранее в керне скв. BDP-98 [Семинский и др., 2001] и состоят из достаточно широких (десятки метров) участков развития мелких разрывов, осевая часть которых представлена трещинами скола, а периферия — отрывами.

Как видно из схем разрывной структуры центральной части Средней котловины оз. Байкал (см. рис. 2, А, Б), протяженные и более мелкие нарушения образуют зоны, сеть которых по большому счету является замкнутой. Это позволяет сделать вывод, что структура осадочной толщи оз. Байкал является зонно-блоковой, когда слабонарушенные блоки контактируют по широким зонам с высокой плотностью разрывов [Садовский и др., 1987; Семинский, 2008]. Судя по схеме рис. 2, Б, внутренняя структура крупных северо-восточных дизъюнктивов находится в осадочной толще на поздних стадиях развития,

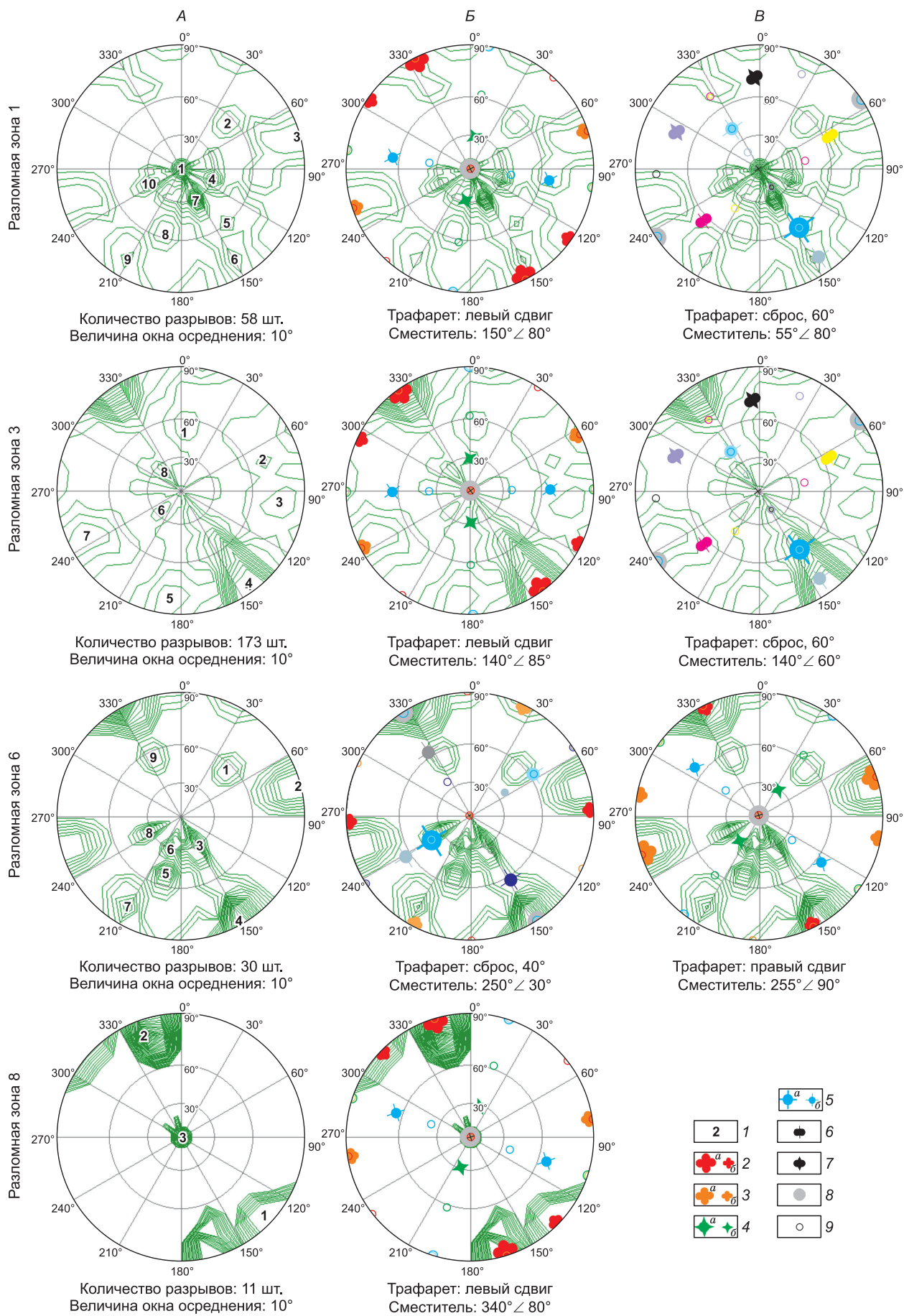


Рис. 5. Результаты парагенетического анализа сетей разрывов, составляющих структуру четырех крупных разломных зон (1, 3, 6 и 8) участка исследований.

А — круговые диаграммы разрывов, построенные на сетке Вульфа (верхняя полусфера) для каждой из анализируемых разломных зон. *Б, В* — решения о динамических обстановках, в которых происходило формирование разрывной структуры анализируемых разломных зон. Под каждым рисунком обозначен вид трафарета (согласно рис. 3 и [Бурзунова, 2011]) и элементы залегания максимума, который при совмещении диаграммы и трафарета считался соответствующим магистральному сместителю разломной зоны. 1 — номер максимума; 2–9 — полюсы разрывных систем, составляющих эталонные трафареты: 2 — полюс левосдвигового сместителя 1-го (*а*) или 2-го (*б*) порядка; 3 — полюс правосдвигового сместителя 1-го (*а*) или 2-го (*б*) порядка; 4 — полюс взбросового (надвигового) сместителя 1-го (*а*) или 2-го (*б*) порядка; 5 — полюс сбросового сместителя 1-го (*а*) или 2-го (*б*) порядка; 6 — полюс сбрососдвигового сместителя 2-го порядка (полюса одного тройственного парагенезиса разрывных систем показаны одинаковым цветом); 7 — полюс взбросо(надвиг)сдвигового сместителя 2-го порядка (полюсы одного тройственного парагенезиса разрывных систем показаны одинаковым цветом); 8 — полюс трансформационного сместителя 2-го порядка; 9 — полюс второстепенной или дополнительной системы тройственного парагенезиса разрывов. На эталонном трафарете все три полюса каждого тройственного парагенезиса разрывов показаны одним цветом, что в ряде случаев отражается наложением 2–4 разноцветных и разнотипных значков.

когда сформировался единый магистральный сместитель (например, Ольхонский разлом) или его протяженные сегменты (например, Береговой разлом). Однако большинство дизъюнктивных структур с позиций тектонофизики [Семинский, 2003; Ben-Zion, Sammis, 2003] являются разломами ранней стадии развития, которые в осадочной толще проявлены в виде зон сгущения разрывов 2-го порядка, а магистральный сместитель (разрыв 1-го порядка) имеет место в фундаменте, что согласуется с выводами предшественников [Moore et al., 1997].

Таким образом, проведенное исследование дает представление о внутреннем строении центральной части Байкальского рифта. Судя по рис. 2, *Б, Г*, оно во многом подобно другим разломным сетям, формирующимся в условиях растяжения земной коры. Крупные продольные разломы имеют листрическую форму, падают попарно навстречу друг другу, формируя систему вложенных грабенов. Наиболее глубокий приосевой грабен ограничен зонами Гидратного (3) и Святоносского (4) разломов. Блоки между ними и краевыми дизъюнктивами 1 и 2 в морфологическом отношении представляют ступени — сравнительно выровненную северо-западную и более крутую юго-восточную.

Вторым характерным элементом разломных систем растяжения, выявленным в пределах изучаемого участка земной коры, являются поперечные дизъюнктивы [Gibbs, 1990; Тевелев, 1997; Семинский, 2003]. Их наиболее протяженными представителями являются разломы 5 и 6, которые делят зону растяжения на крупные сегменты (см. рис. 2, *Б*). Данное семейство разломов ранее выделялось в Байкальском рифте не только на сухопутных территориях, где они подчеркиваются долинами впадающих в озеро рек, но и на дне озера [Леви и др., 1995, 1997; Levi et al., 1997; Татьков, 2009]. Особенностью этих дизъюнктивов является двойственный характер перемещения крыльев [Семинский, 2003]. В разных структурных ситуациях они могут быть сбросами, образующимися в продольном по отношению к простиранию рифта поле растяжения 2-го порядка или сдвигами, компенсирующими различия скоростей и/или направлений перемещений на главных сбросовых сместителях.

Остальные направления разломных зон — субмеридиональное и субширотное — имеют резко подчиненное распространение в пределах изучаемой площади. В то же время второе из перечисленных направлений играет заметную роль в зонно-блоковой структуре (ЗБС) осадочной толщи, так как эта система представлена достаточно протяженными зонами, причем почти все они расположены в приосевом грабене (см. рис. 2, *Б*). Несмотря на их кулисное расположение, предположение о наличии этапа правосдвиговых перемещений по осевой зоне для рассматриваемого участка не может быть принято. Во-первых, по материалам GPS измерений, вектор современных движений коры на площади исследований направлен перпендикулярно к простиранию грабена [Лухнев и др., 2013], а не под углом, как это характерно для более северо-восточного участка. Во-вторых, тектонофизический анализ объемной базы сейсмологических данных [Саньков, Добрынина, 2015] позволил установить для рассматриваемой территории растяжение в направлении СЗ-ЮВ, а также определить вероятные наклоны плоскостей северо-восточных разрывов в очагах землетрясений — 45–60°, которые соответствуют установленным в осадках (см. рис. 5). В-третьих, по результатам наших реконструкций (см. рис. 4) обстановка правого сдвига для формирования сети разрывов на изучаемой площади является наименее вероятной. Следовательно, происхождение кулисного ряда субширотных зон в осевом грабене на данном этапе исследований следует связывать с активизацией системы древних разломов фундамента в кайнозойских динамических обстановках.

Как было показано в предыдущем разделе статьи, зонно-блоковая структура осадочной толщи в пределах центральной части Средней котловины оз. Байкал формировалась в двух главных динамических обстановках: I — поле напряжений сдвига с меридиональной ориентировкой оси сжатия и широт-

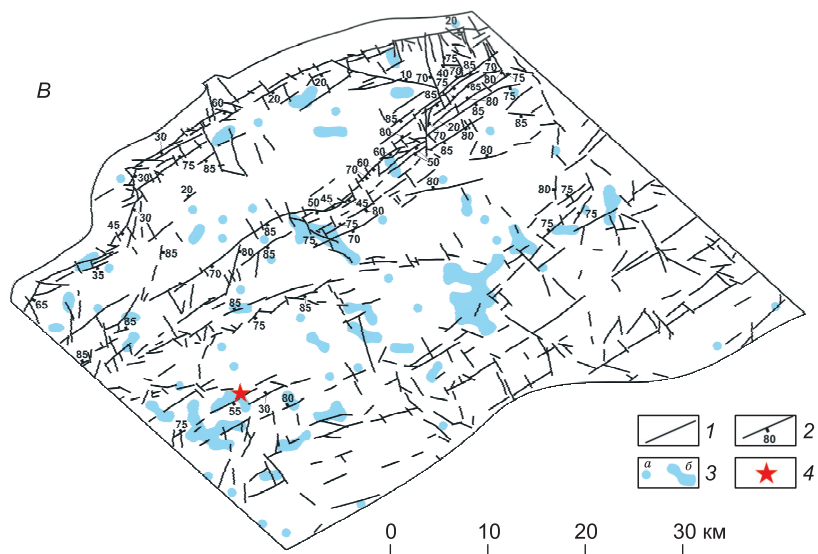
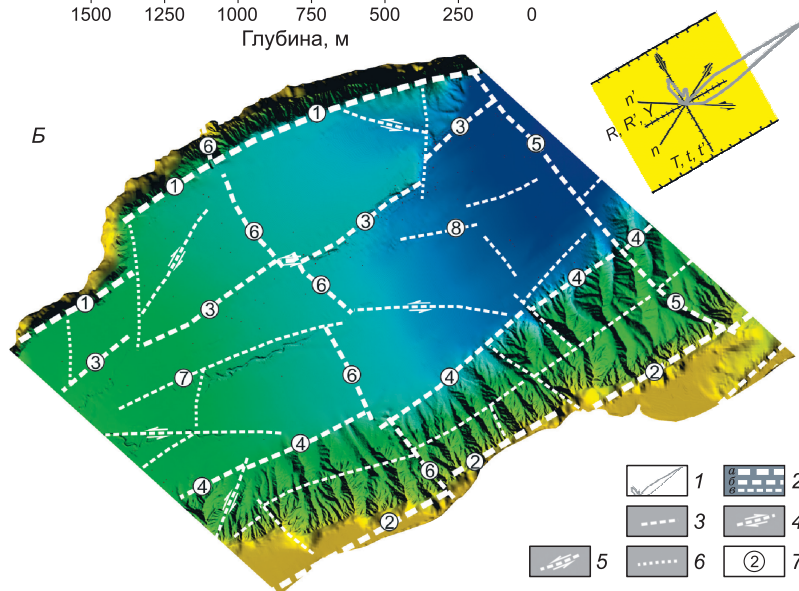
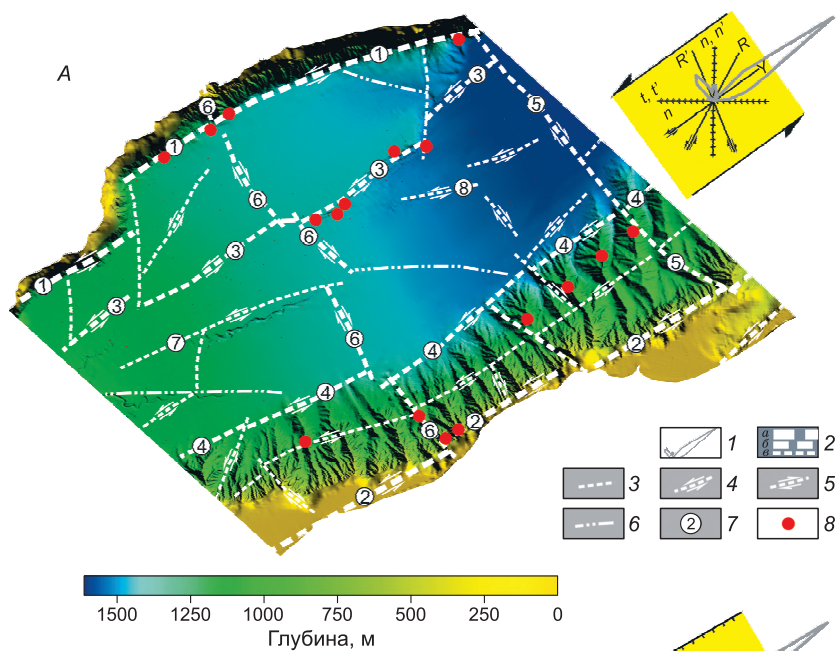


Рис. 6. Схемы разрывной структуры участка исследований (оз. Байкал, Средняя котловина), активной на различных этапах тектогенеза.

А — схема кинематики разломных зон, предполагаемой для каждой из их систем на основе эталонного парагенезиса разрывов 2-го порядка (см. вверху справа), соответствующего обстановке левого сдвига: 1 — роза-диаграмма простираний осей разломных зон; 2 — оси крупных (*а*), средних (*б*) и мелких (*в*) разломных зон; 3—6 — оси активных разломных зон сбросового (3), левосдвигового (4), правосдвигового (5), взбросового (надвигового) (6) типа; 7 — номера осей разломных зон; 8 — гидратоносные структуры (согласно [Khlystov et al., 2018, 2021] с дополнениями). *Б* — схема кинематики разломных зон, предполагаемой для каждой из их систем на основе эталонного парагенезиса разрывов 2-го порядка (см. вверху справа), соответствующего обстановке растяжения: 1 — роза-диаграмма простираний осей разломных зон; 2 — оси крупных (*а*), средних (*б*) и мелких (*в*) разломных зон; 3—5 — оси активных разломных зон сбросового (3), правосдвигового (4), левосдвигового (5) типа; 6 — оси разломных зон, не активных на этапе растяжения; 7 — номера осей разломных зон. *В* — схема разрывной структуры участка исследований, на которой показано положение эпицентров землетрясений с $K \geq 8.6$, произошедших в период 1994—2020 гг. [<http://seis-bykl.ru/>]: 1, 2 — разрывы, для которых определен (2) и не определен (1) угол падения поверхности сместителя; 3 — эпицентры землетрясений (*а*) и их сгущения (*б*); 4 — эпицентр Среднебайкальского землетрясения (29.08.1959 г.; $M = 6.8$).

ной ориентацией оси растяжения; II — поле растяжения в направлении СЗ—ЮВ. Данный вывод не противоречит уже цитированным ранее данным предшественников [Балла и др., 1990; Delvaux et al., 1997; Семинаский, 2009; Мац, 2015], в соответствии с которыми деструкция литосферы на раннеорогенном этапе развития Байкальской зоны контактирования Сибирского и Амурского блоков литосферы происходила при существенной роли левостороннего сдвига, который на рубеже ≈ 3.5 млн лет сменился растяжением. Эти результаты, полученные на основе анализа литологии седиментационной ванны и разрывов главным образом в береговых обнажениях, были здесь структурно подтверждены при исследовании сети разломных зон, нарушающих два верхних осадочных комплекса в Средней котловине.

На рисунке 6 для каждого из этапов показана схема кинематики разломных зон изученного участка байкальского дна, предполагаемой для выделенных систем на основе эталонных парагенезисов, представленных справа в углу для обстановок левого сдвига (см. рис. 6, *А*) и растяжения (см. рис. 6, *Б*). Достоверность сделанных прогнозов подтверждается кинематическими решениями, полученными при парагенетическом анализе разрывной структуры, проведенном для наиболее крупных представителей каждого из направлений разломов (зоны 1, 3—8). Разломные зоны представлены на схеме в виде их осей, которые в первом приближении могут отражать положение разломов в фундаменте центральной части Средней котловины.

Как видно из рис. 6, *А*, на раннеорогенном этапе развития крупной межблоковой зоны (1-го порядка), заложившейся у южного выступа Сибирского кратона, в ходе левосдвиговых перемещений сформировалась густая сеть разломов, составляющая ее внутреннюю структуру. В изученном районе кинематика северо-восточных дизъюнктивов, в том числе Ольхонского, Берегового, Гидратного и Святоносского, была аналогична смещениям по межблоковой зоне в целом. Подвижки по сопряженному северо-западному направлению разломов отвечали правому сдвигу. Субмеридиональные разрывы были сбросами, а субширотные — взбросами (или надвигами). Таким образом, на данном, левосдвиговом этапе развития межблоковой зоны отдельные участки осадочной толщи могли деформироваться в любой из существующих динамических обстановок — при сдвиге, растяжении или сжатии, свойственных зонам влияния разломов 2-го порядка. В этих условиях выводы о наличии крупных этапов сжатия, обстановок транспрессии (или транстенсии) в регионе, как и для рифта в целом, должны базироваться на результатах массового (площадного) картирования полей напряжений в байкальских осадках и береговых обнажениях, что может быть задачей будущих, более детальных исследований этапности деформационного процесса в зоне Байкальского рифта.

В соответствии с рис. 6, *Б*, на позднеорогенном этапе развития разломная структура центральной части Средней котловины оз. Байкал развивалась в условиях растяжения. Большинство разломных зон, заложившихся в осадочной толще ранее, была активизирована: северо-восточные и северо-западные дизъюнктивы в виде сбросов, а единичные субширотные — в виде левых сдвигов. Развитие северо-западных сбросов происходит в результате продольного растяжения, существование которого в Байкальском рифте было установлено на основе анализа геоморфологических и сейсмологических материалов [Ламакин, 1968; Golenetsky, Misharina, 1978; Соловьев и др., 1989; Мельникова, Радзиминович, 1998; Семинаский, 2003].

Характер активизации разломов для последних отрезков геологической летописи можно оценить, опираясь на данные о проявлениях процессов, сопутствующих разрывообразованию, например, сейсмической или флюидной активности. На рисунке 6, *В* представлена схема распределения в пределах участка исследований эпицентров землетрясений (1994—2020 гг.; $K \geq 8.6$), которые в случае расположения друг от друга не далее 1.5 км объединялись общим контуром. Отчетливо видно, что расположение сейсмических событий контролируется выявленной на участке исследований разломной структурой.

В системе северо-восточных разломов наиболее сейсмоактивной является Святоноская зона (4), которая на всем протяжении трассируется землетрясениями и контролирует два из трех наиболее крупных сгущений эпицентров. Они имеют неправильную форму и приурочены к узлам сочленения Святоносского разлома с субширотными левосдвиговыми зонами, отходящими от него в сторону приосевого грабена. К восточному из этих сгущений относится эпицентр сильнейшего для Байкальского рифта Среднебайкальского землетрясения (29.08.1959 г.; $M = 6.8$), которое вызвало разрушения зданий в г. Иркутск (в 185 км от эпицентра), соответствующие интенсивности сотрясений от 5 до 7 баллов в зависимости от типа грунтов [<http://seis-bykl.ru>].

Зона Ольхонского разлома (1) также на всем своем протяжении в пределах участка исследований выделяется сгущениями эпицентров и отдельными землетрясениями (см. рис. 6, В). Их цепочка заметно смещена от оси зоны и еще дальше — от бортового магистрального сместителя (см. рис. 6, Б, В), что при простом пересчете на глубины очагов является дополнительным свидетельством существенного наклона его плоскости к юго-востоку (60° — по диаграмме на рис. 5, А).

Зоны Берегового (2) и Гидратного (3) разломов характеризуются на участке исследований слабой сейсмичностью и, как правило, контролируют единичные землетрясения с $K \geq 8.6$. Однако высокая тектоническая активность этих дизъюнктивов не вызывает сомнений: зона 2 контролирует сгущения землетрясений северо-восточнее участка исследований (см. рис. 6, В), а к узлу пересечения Гидратного разлома с крупной северо-западной зоной 6 приурочена третья по размеру область сгущения эпицентров сейсмических событий [<http://seis-bykl.ru>].

Кроме того, тектоническую активность этих и других разломных зон в настоящее время и в недавнем геологическом прошлом доказывает приуроченность к их осям серии гидратоносных структур (см. рис. 6, А). Существование современных скоплений газовых гидратов в грязевых вулканах и сипах обусловлено не только наличием в верхних слоях донных отложений биогенного (микробиального) метана, но и миграцией его термогенных гомологов с глубин в несколько сотен метров и километров по ослабленным зонам [Khlystov et al., 2013; Ахманов и др., 2018]. Кроме того, реализация грязевого вулканизма «байкальского типа», имеющего место в обстановке растяжения коры [Khlystov et al., 2019], не была бы возможна без подвода глубинного тепла посредством подъема газонасыщенного раствора по проницаемым разломным зонам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа цифровой модели рельефа, построенной по данным многолучевого эхолотирования в рамках совместных российско-бельгийских исследований в 2009 г. (ЛИН СО РАН—RCMG) и материалов сейсмоакустических исследований, полученных в 1992 г. (ИО РАН, ЛИН СО РАН, US Geological Survey) [Klitgord et al., 1993] и 2002 г. (ЛИН СО РАН—RCMG) [Cuylaerts et al., 2012], а также в последние годы (2017—2018 гг.) по проекту Class@Baikal [Akhmanov et al., 2019], была составлена схема разрывов, нарушающих осадки в центральной части Средней котловины оз. Байкал. Несмотря на известные сложности с выделением тектонических нарушений на сейсмических разрезах и в рельефе дна озера, высокая разрешающая способность исходных для анализа геофизических материалов позволила для многих из них достоверно определить положение в плане и разрезе. Это предоставило возможность впервые использовать для обработки и интерпретации разрывной структуры байкальских осадков тектонофизический подход, основу которого составили реконструкция полей напряжений и широкое понимание термина «разлом», который лишь на поздних стадиях развития выражен сместителем магистрального типа (разрыв 1-го порядка), а до этого представлял широкую зону проявления многочисленных, генетически связанных разрывов 2-го порядка.

1. В результате предпринятого подхода было установлено, что в Средней котловине оз. Байкал структура осадочной толщи является зонно-блоковой, т. е. представляет совокупность слабонарушенных блоков, контактирующих по достаточно широким зонам с относительно высокой плотностью разрывов. ЗБС образована разломными зонами северо-восточного и северо-западного простираний при подчиненном распространении субмеридиональных и еще более редких субширотных дизъюнктивов. Внутренняя структура четырех крупных зон северо-восточной ориентировки, образующих систему из двух вложенных грабенов, находится на поздних стадиях развития и, как следствие, представлена сместителями магистрального типа — Ольхонским, Береговым, Гидратным и Святоносским, а также оперяющими их разрывами 2-го порядка. Более мелкие зоны данного и других направлений представляют ранние стадии развития разломов фундамента, которые в чехле осадков проявляются как линейно вытянутые полосы сгущения небольших, парагенетически связанных разрывов и трещин. Среди них выделяются протяженные поперечные зоны, сегменты которых, подставляя друг друга по простиранию, разделяют впадину на сравнительно крупные фрагменты.

2. В соответствии с результатами парагенетического анализа разломных зон и составляющих их более мелких разрывов установлено, что зонно-блоковая структура осадков центральной части Средней котловины оз. Байкал формировалась в двух главных полях напряжений. Первое из них соотносится с раннеорогенной, а второе — с позднеорогенной стадиями (этапами) развития Байкальской межблоковой зоны, когда осадки деформировались соответственно в условиях сдвига и растяжения. Северо-восточные зоны на первом этапе были левыми сдвигами, а на втором сбросами, северо-западные дизъюнктивы — правыми сдвигами, а затем сбросами. Субмеридиональные зоны развивались только в ходе первого этапа и были сбросами, а субширотные зоны меняли кинематику от взбросовой на 1-м этапе до левосдвиговой на 2-м этапе.

3. Разломная структура дна Средней котловины оз. Байкал, несмотря на специфику проявления в слабосцементированных осадках в виде широких зон сгущения мелких разрывов, образует единую сеть с дизъюнктивами береговых территорий. Эта сеть на современном этапе тектогенеза обеспечивает растяжение земной коры в направлении СЗ—ЮВ и, как следствие, контролирует проявления процессов, сопутствующих разломообразованию, т. е. сейсмическую и газовую активность недр. В пределах центральной части Средней котловины большинство землетрясений локализуется в разломных зонах северо-восточного простирания, образуя крупные скопления в узлах пересечения с северо-западными и субширотными дизъюнктивами. Грязевые вулканы и выходы газогидратов приурочены к протяженным нарушениям в осадках, примером которых служит разрыв Гидратный, являющийся магистральным сместителем в одноименной разломной зоне и вмещающий ряд грязевых вулканов с серией близкорасположенных сипов.

Авторы благодарны Центру морских исследований им. Ренарда (RCMG, Бельгия), проф. М. Де Батисту и доктору Л. Наудсу за получение сейсмоакустических и батиметрических данных в 2002 г. и 2009 г., коллективу проекта Class@Baikal и руководителю геофизических работ М.А. Соловьевой за данные 2017—2018 гг. Мы также признательны рецензентам к.г.-м.н. П.Г. Дядькову и к.г.-м.н. Ц.А. Тубанову за внимательное прочтение рукописи и конструктивные советы, большинство из которых было учтено в окончательном варианте статьи.

Работа выполнена в рамках базового бюджетного проекта НИР лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН «Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии» (№ FWEF-2021-0009) и проекта ЛИН СО РАН № 0279-2021-0006.

ЛИТЕРАТУРА

Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М., Соловьева М.А., Ефремов В.Н., Видищева О.Н., Маццини А., Кудавев А.А., Буланова И.А., Барымова А.А., Гордеев Е.К., Деленгов М.Т., Егошина Е.Д., Сорокумова Я.В., Понимаскин П.О. Открытие новой гидратоносной структуры на дне оз. Байкал // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология, 2018, № 5, с. 111—116.

Балла З., Кузьмин М.И., Леви К.Г. Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника, 1990, № 2, с. 80—91.

Бурзунова Ю.П. Углы между сопряженными системами приразломных трещин в идеализированных и природных парагенезисах, формирующихся в различных динамических обстановках // Литосфера, 2011, № 2, с. 94—110.

Гольмшток А.Я. Разломообразование и условия стабильности газовых гидратов в осадках озера Байкал // Физика Земли, 2014, № 4, с. 70—85, doi: 10.7868/S0002333714040036.

Дучков А.Д., Лысак С.В., Голубев В.А., Дорофеева Р.П., Соколова Л.С. Тепловой поток и геотемпературное поле байкальского региона // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (3), с. 287—303.

Казьмин В.Г., Гольмшток А.Я., Клитгорд К., Мур Т., Хатчинсон Д., Шольц К., Вебер И. Строение и развитие района Академического хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт) // Геология и геофизика, 1995, т. 35 (10), с. 164—176.

Кузьмин М.И., Лут Б.Ф., Шерстянkin П.П. Обручевский сброс в Байкальской впадине как объект исследований наук о Земле // География и природные ресурсы, 2004, № 2, с. 35—40.

Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М., Наука, 1968, 247 с.

Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларкин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.К., Дельво Д., Колман С. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика, 1995, т. 35 (10), с. 154—163.

Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кириллов П.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр, 1997, № 1, с. 10—20.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 391—406.

Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика, 2016, т. 7, № 3, с. 407—434, doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0215>.

Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Саньков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э. Современные деформации земной коры в области сочленения сегментов рифтов центральной части Байкальской рифтовой системы по данным GPS геодезии // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (11), с. 1814—1825.

Мац В.Д. Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1219—1244.

Мац В.Д. Байкальский рифт: плиоцен (миоцен) — четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений // Геодинамика и тектонофизика, 2015, т. 6, № 4, с. 467—489, doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0190>.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 252 с.

Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991—1996 годы // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1598—1607.

Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа / Ред. Н.И. Николаев. М., Недра, 1992, 295 с.

Садовский М.А., Нерсесов И.Л., Писаренко В.Ф. Иерархическая дискретная структура литосферы и сейсмический процесс // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М., Наука, 1987, с. 182—191.

Саньков В.А., Добрынина А.А. Современное разломообразование в земной коре Байкальской рифтовой системы по данным о механизмах очагов землетрясений // ДАН, 2015, т. 465, № 3, с. 347—352, doi: 10.7868/S0869565215330233.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, 244 с.

Семинский К.Ж. Иерархия зонно-блоковой структуры Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (10), с. 771—779.

Семинский К.Ж. Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ // Геотектоника, 2009, № 6, с. 1—17.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура разломных зон: пространственно-временная эволюция на основе результатов физического моделирования // Геодинамика и тектонофизика, 2012, т. 3, № 3, с. 183—194, doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0070>.

Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1. Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика, 2014, т. 5, № 2, с. 445—467, doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136>.

Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 2: Основные этапы и перспективы // Геодинамика и тектонофизика, 2015, т. 6, № 1, с. 1—43, doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-1-0170>.

Семинский К.Ж., Черемных А.В. Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (3), с. 450—469.

Семинский К.Ж., Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И. Тектонические нарушения осадков озера Байкал (по материалам исследования бурового керна BDP-98) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 308—318.

Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Зарипов Р.М., Черемных А.С. Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных // Геодинамика и тектонофизика, 2013, т. 4, № 3, с. 203—278, doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0099>.

Соловьев С.Л., Ковочев С.А., Мишарина Л.А., Уфимцев Г.Ф. Сейсмичность поперечных нарушений в Ольхон-Святоносской зоне оз. Байкал // Докл. АН СССР, 1989, т. 309, № 1, с. 61—64.

Татьков Г.И. Геофизический мониторинг напряженно-деформированного состояния природных и технических систем: Автореф. дис.... д. г.-м. н. Иркутск, 2009, 43 с.

Тевелев А.В. Кинематика трансферов // Структурные парагенезы и их ансамбли. М., ГЕОС, 1997, с. 172—174.

Хатчинсон Д., Гольмшток А.Я., Зоненшайн Л.П., Мур Т.К., Шольц К.А., Клитгорд К.Д. Особенности строения осадочных толщ оз. Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки (1989 г.) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (10—11), с. 25—36.

Хлыстов О.М., Кононов Е.Е., Хабуев А.В., Белоусов О.В., Губин Н.А., Соловьев М.А., Наудс Л. Геолого-геоморфологические особенности Посольской банки и Кукуйской гривы озера Байкал // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (12), с. 2229—2239, doi: 10.15372/GiG20161208.

Хлыстов О.М., Минами Х., Хачикубо А., Ямашита С., Де Батист М., Наудс Л., Хабуев А.В., Ченский А.Г., Губин Н.А., Воробьева С.С. Возраст грязевой брекчии грязевых вулканов Академического хребта озера Байкал // Геодинамика и тектонофизика, 2017, т. 8, № 4, с. 923—932, doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0324>.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника, 1989, № 2, с. 101—112.

Akhmanov G.G. and Class@Baikal Team. The newly discovered «MSU» gas-hydrate bearing seep and other findings: five years of the Class@Baikal Project // Труды VII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)». Т. II (IV). Тверь, ООО «ПолиПРЕСС», 2019, с. 51—55.

Ben-Zion Y., Sammis C.G. Characterization of fault zones // Pure Appl. Geophys., 2003, v. 160 (3—4), p. 677—715, doi: 10.1007/978-3-0348-8010-7_11.

Ceramicola S., Rebesko M., De Batist M., Khlystov O. Seismic evidence of small-scale lacustrine drifts in Lake Baikal (Russia) // Mar. Geophys. Res., 2001, v. 22, p. 445—461, doi: 10.1023/A:1016351700435.

Cuylaerts M., Naudts L., Casier R., Khabuev A.V., Belousov O.V., Kononov E.E., Khlystov O., De Batist M. Distribution and morphology of mud volcanoes and other fluid flow-related lake-bed structures in Lake Baikal, Russia // Geo-Mar. Lett., 2012, v. 32, p. 437—451, doi: 10.1007/s00367-012-0291-1.

De Batist M., Klerkx J., Van Rensbergen P., Vanneste M., Poort J., Golmshtok A.Y., Kremlev A.A., Khlystov O.M., Krinitzky P. Active hydrate destabilization in Lake Baikal, Siberia? // Terra Nova, 2002, v. 14, p. 436—442, doi: 10.1046/j.1365-3121.2002.00449.x.

Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Pt. II: Cenozoic rifting // Tectonophysics, 1997, v. 282, p. 1—38, doi: 10.1016/S0040-1951(97)00210-2.

Gibbs A.D. Linked fault families in basin formation // J. Struct. Geol., 1990, v. 12 (5/6), p. 795—803, doi: 10.1016/0191-8141(90)90090-L.

Golenetsky S.I., Misharina L.A. Seismicity and earthquake focal mechanisms in the Baikal rift zone // Tectonophysics, 1978, v. 45, p. 71—85.

Khlystov O.M., De Batist M., Shoji H., Hachikubo A., Nishio S., Naudts L., Poort J., Khabuev A., Belousov O., Manakov A., Kalmychkov G. Gas hydrate of Lake Baikal: discovery and varieties // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 62 (1), p. 162—166, doi: 10.1016/j.jseas.2012.03.009.

Khlystov O.M., Khabuev A.V., Minami H., Hachikubo A., Krylov A.A. Gas hydrates in Lake Baikal // Limnol. Freshwater Biol., 2018, v. 1, p. 66—70, doi: 10.31951/2658-3518-2018-A-1-66.

Khlystov O.M., Poort J., Mazzini A., Akhmanov G.G., Minami H., Hachikubo A., Khabuev A.V., Kazakov A.V., De Batist M., Naudts L., Chensky A.G., Vorobeva S.S. Shallow-rooted mud volcanism in Lake Baikal // Mar. Petrol. Geol., 2019, v. 102, p. 580—589, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2019.01.005.

Khlystov O.M., De Batist M., Minami H., Hachikubo A., Khabuev A.V., Kazakov A.V. Gas hydrates and their position in the sedimentary strata and in the geological structure of Lake Baikal // World atlas of submarine gas hydrates in continental margins / Ed. J. Mienert. Switzerland, Springer Nature Switzerland AG, 2022, 515 p., doi: 10.1007/978-3-030-81186-0.

Klerkx J., De Batist M., Poort J., Hus R., Van Rensbergen P., Khlystov O., Granin N. Tectonically controlled methane escape in Lake Baikal // Eds. S. Lombardi, L.K. Altunina, S.E. Beaubien. Advances in the geological storage of carbon dioxide. Part III, Netherlands, Springer, 2006, p. 203—219, doi: 10.1007/1-4020-4471-2_17.

Klitgord K.D., Golmshtok A.Y., Scholz C.A., Akentiev L., Nichols D., Schneider C., McGill J., Foster D., Unger D. Seismic survey of Lake Baikal, Siberia. Cruise Report R.V. Balkhash. US Geological Survey Open-File Report OF-93-201, 1993, 25 p.

Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Colman S., Delvaux D. Active faults of the Baikal depression. Failles actives de la depression du Baikal // Bull. Centre Research Elf Exploration Production, 1997, v. 21 (2), p. 399—434.

Mats V.D., Khlystov O.M., De Batist M., Ceramicola S., Lomonosova T.K., Klimansky A. Evolution of the Academician Ridge accommodation zone in the central part of the Baikal rift, from high-resolution reflection seismic profiling and geological field investigations // Int. J. Earth Sci., 2000, v. 89, p. 229—250, doi: 10.1007/s005310000094.

Moore T.C., Klitgord K.D., Golmshtok A.Ya., Weber E. Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1997, v. 109, p. 746—766, doi: 10.1130/0016-7606(1997)109<0746:SASPIT>2.3.CO;2.

Petit C., Deverchere J. Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2006, v. 7, p. 1—26, doi: 10.1029/2006GC001265.

Scholz C.A., Hutchinson D.R. Stratigraphic and structural evolution of the Selenga Delta accommodation zone, Lake Baikal rift, Siberia // *Int. J. Sci.*, 2000, v. 89, p. 212—228, doi: 10.1007/s005310000095.

Scholz C.A., Moore T.C., Hutchinson D.R., Golmshtok A.Ja., Klitgord K.D., Kurotchkin A.G. Comparative sequence stratigraphy of low-latitude versus high-latitude lacustrine rift basins: seismic data examples from the East African and Baikal rifts // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1998, v. 140, p. 401—420, doi: 10.1016/S0031-0182(98)00022-4.

Solovyeva M.A., Akhmanov G.G., Mazzini A., Khabuev A.V., Khlystov O.M. The Gydratny Fault zone of Lake Baikal // *Limnol. Freshwater Biol.*, 2020, v. 1, p. 368—373, doi: 10.31951/2658-3518-2020-A-1-368.

Van Rensbergen P., De Batist M., Klerkx J., Hus R., Poort J., Vanneste M., Granin N., Khlystov O., Krinitsky P. Sublacustrine mudvolcanoes and methane seeps caused by dissociation of gas hydrates in Lake Baikal // *Geology*, 2002, v. 30, p. 631—634, doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0631:SMVAMS>2.0.CO;2.

<http://seis-bykl.ru>

*Поступила в редакцию 7 октября 2020 г.,
принята в печать 17 марта 2021 г.*