

УДК 550.34

ГЛУБИННОЕ СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗАБАЙКАЛЬЯ (В СТВОРЕ ОПОРНОГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ)

© 2023 г. В. М. Соловьев^{a, *}, В. С. Селезнев^b, А. С. Сальников^c, В. В. Чечельницкий^d,
Н. А. Гилёва^d, А. В. Лисейкин^b, А. А. Брыксин^{b, **}, Н. А. Галёва^a

^aАлтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
просп. акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bСейсмологический филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
просп. акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^cСибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
Красный просп., 67, Новосибирск, 630091 Россия

^dБайкальский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

*e-mail: solov@gs.sbras.ru

**e-mail: fater.gs@gmail.com

Поступила в редакцию 09.08.2022 г.

После доработки 20.09.2022 г.

Принята к публикации 23.12.2022 г.

Представлен анализ сейсмичности и глубинного строения Забайкалья в створе опорного геофизического профиля 1-СБ. Установлено сложное неоднородное строение земной коры и верхней мантии. Мощность земной коры изменяется от 40 км в юго-восточной части профиля и на участках межгорных впадин в северо-западной части до 48 км на участках горных хребтов. Сильно изменяются и значения граничных скоростей по границе M от повышенных значений в 8.4–8.5 км/с для Р-волн и 4.9–4.95 км/с для S-волн (в особенности в юго-восточной части профиля) до пониженных значений в 7.8–8.0 км/с для Р-волн и 4.6–4.7 км/с для S-волн на участке Байкальской рифтовой зоны в северо-западной части профиля. Сильное неоднородное строение среды по значениям скоростей упругих волн, отношениям скоростей V_p/V_s и коэффициенту Пуассона установлено для верхней и средней коры на глубинах 8–20 км. Установлена приуроченность зон повышенной сейсмичности к блокам земной коры с неоднородным скоростным строением по данным разнополяризованных Р- и S-волн. Повышенной неоднородностью в верхней части земной коры по данным скоростей упругих волн и вторичных параметров среды (отношениям V_p/V_s , параметру $K^* = V_p/(\gamma - 1)$, где $\gamma = V_p/V_s$, коэффициенту Пуассона (σ)) характеризуется район Байкальской рифтовой зоны, в непосредственной близости от крупнейшего Муйского землетрясения 1957 г. с $M = 7.6$. Выделен в створе профиля также ряд других неоднородных глубинных зон по аномалиям скоростей Р- и S-волн и вторичных параметров среды, в разной степени коррелирующих с сейсмоактивными участками по данным многолетних инструментальных наблюдений. Установленная однозначная связь крупных неоднородных зон верхней коры Забайкалья с накоплением напряжений и их разрядкой в виде сильных землетрясений позволяет делать обоснованным среднесрочный прогноз катастрофических событий.

Ключевые слова: профиль ГСЗ, скорость продольных и поперечных волн, коэффициент Пуассона, сейсмичность, Байкальская рифтовая зона, Муйское землетрясение 1957 г. с $M = 7.6$

DOI: 10.31857/S0203030623700086, **EDN:** MHQASN

ВВЕДЕНИЕ

Площадь исследований охватывает юго-восточную часть Забайкалья и Северное Прибайкалье. В структурно-тектоническом плане она находится в пределах крупных тектонических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1а). Длительный и сложный процесс эволю-

ции этого крупнейшего складчатого пояса в различных геодинамических обстановках [Зоненшайн и др., 1976], мозаичное переплетение в его пределах разнородных тектонических структур, развитие в регионе магматических и, прежде всего, вулканогенных пород свидетельствуют о сложном неоднородном строении коры и мантии территории Забайкалья и Прибайкалья. Одной из

значимых тектонических единиц площади исследований является крупнейшая на Евразийском континенте Байкальская рифтовая зона (БРЗ), протягивающаяся примерно на полторы тысячи километров с юга-запада на северо-восток (см. рис. 16), характеризующаяся современным растяжением коры и чередованием в ее пределах крупных рифтовых впадин и сопряженных с ними поднятий в горах. Сейсмичность значительной части Забайкалья по данным инструментальных наблюдений (см. рис. 16) определяется как умеренная и слабая [Соловьев, 1985; Солоненко, 1968]. Всего за последние 60 лет сейсмологи зафиксировали в Забайкалье 18 землетрясений с магнитудой свыше 4.5. Наиболее сейсмичной является северная часть Забайкалья и Северного Прибайкалья в пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), где в 1957 г. произошло крупнейшее землетрясение для всей территории Прибайкалья и Забайкалья – Муйское землетрясение с магнитудой 7.6 и интенсивностью сотрясений 10 баллов. Северо-Муйский район в Северном Прибайкалье в настоящее время является одним из самых сейсмоактивных, в котором ежегодно регистрируются до 800 землетрясений с магнитудой $M \geq 1.1$ и средними глубинами землетрясений в 5–15 км. Земная кора этого региона находится в условиях растяжения.

Что касается восточной и южной части площади исследований, сильные ощутимые землетрясения на них происходят достаточно редко и поэтому пристально изучаются. К одним из таких крупных сейсмических событий относится Балеинское землетрясение 2006 года с $M = 4.7$ вблизи г. Балеи Забайкальского края (51.710 с.ш., 116.420 в.д., см. рис. 16), которое охватило значительную площадь и было зарегистрировано всеми станциями сети БФ ФИЦ ЕГС РАН [Мельникова и др., 2011, 2014; Радзиминович и др., 2012].

Большинство землетрясений приурочено к неоднородностям физико-механических свойств среды [Radziminovich et al., 2016; Пузырев, 1993; Соловьев и др., 2003; Солоненко, 1968]. Отсутствие детальной геофизической и, прежде всего, сейсмической информации о сейсмоактивной среде делает зачастую, практически невозможным предсказание развития сейсмических процессов в активизированных зонах.

Ниже, в створе опорного 1200-километрового геофизического профиля 1-СБ проведено исследование взаимосвязи между глубинной структурой и сейсмичностью в этом регионе. Неоднородные глубинные структуры в створе профиля в крупных тектонически-активных областях (таких, как БРЗ) Центрально-Азиатского складчато-

го пояса являются зонами накопления напряжений и их разрядке в виде катастрофических землетрясений и длительной последовательности афтершоков.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НА ОПОРНОМ ГЕОЛОГО- ГЕОФИЗИЧЕСКОМ ПРОФИЛЕ 1-СБ

Методические аспекты полевых наблюдений

Профиль 1-СБ (Восточный участок) является одним из опорных геолого-геофизических профилей, выполняемых Роснедра на территории России [Соловьев и др., 2016; Kashubin et al., 2017; Кашубин и др., 2018; Pavlenkova et al., 2020]. Вдоль него выполнен комплекс геофизических исследований, включающий методы ОГТ, КМПВ, ГСЗ, МТЗ и другие, направленные на изучение крупных металлогенических провинций Восточного Забайкалья и системное обновление фундаментальной геолого-геофизической информации о строении и динамике недр.

По результатам полевых сейсмических наблюдений было получено 46 годографов с записями рефрагированных Р- и S-волн от границ в земной коре, преломленных и отраженных Р- и S-волн от поверхности Мохоровичича на удалениях 0–300 км. Максимальная дальность регистрации на ряде годографов достигала 400–450 км [Соловьев и др., 2016, 2017а].

Непрерывный мониторинг сейсмичности проводится региональной сетью цифровых сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН, оснащенных, преимущественно, короткопериодной аппаратурой. От средней точки профиля 1-СБ на расстоянии 700 км расположено 30 сейсмостанций. На большей части территории прохождения профиля 1-СБ обеспечивается представительность регистрации землетрясений с магнитудой $M = 2$, только на юго-восточном 250-километровом участке наблюдается представительность хуже $M = 3$. В целом на территории Прибайкалья и Забайкалья за 70-летний период наблюдений (с 1950 г.) было зарегистрировано более 5000 сейсмических событий с $M \geq 3.0$ (см. рис. 16) или (более 200000 сейсмических событий с $M > 1.4$), в том числе около 4800 событий с магнитудой M от 1.4 до 6.2 в 50-километровой полосе профиля 1-СБ.

Интерпретация и результаты глубинных сейсмических исследований

Основные положения интерпретации экспериментальных сейсмических данных и ряд ре-

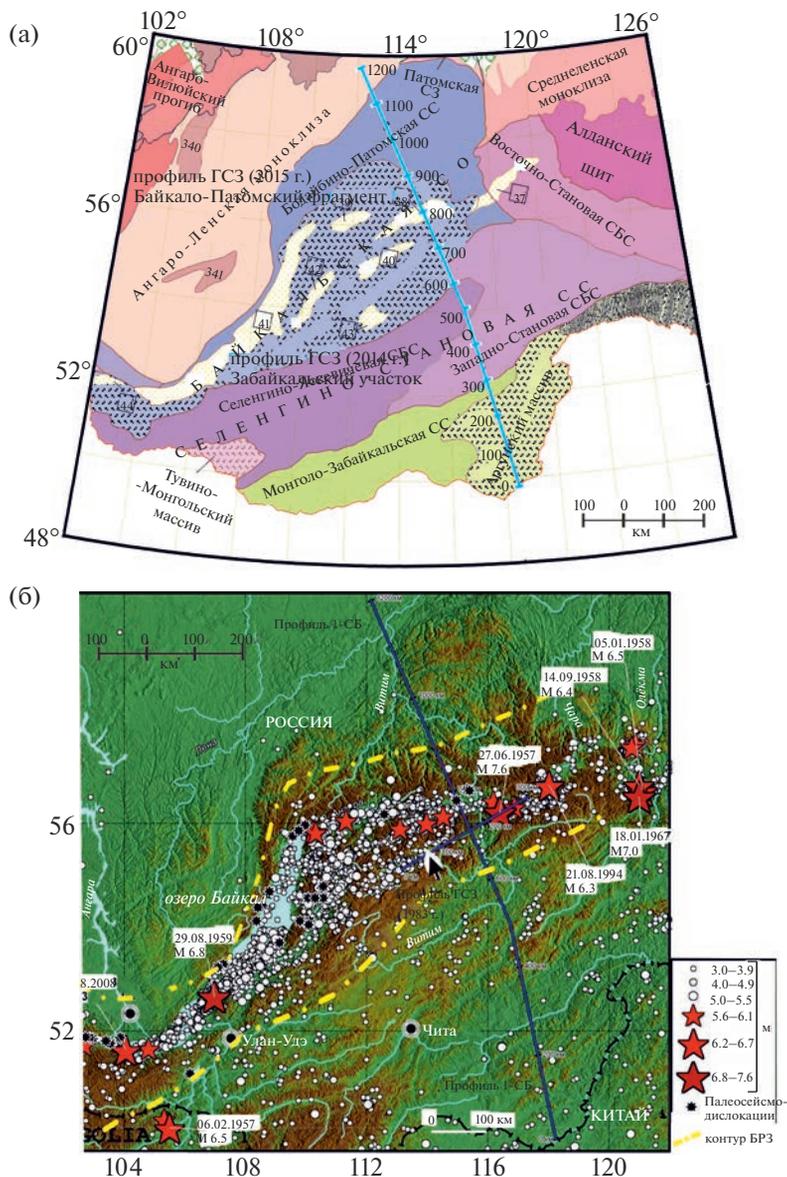


Рис. 1. Схема тектонического районирования согласно [Соловьев, 1985] (а) и карта эпицентров землетрясений Прибайкалья и Забайкалья с $M \geq 3.0$ с 1950 по 2018 гг. (б).

Контуры Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) – по [Солоненко, 1968].

Профиль 1-СБ на рисунке – это опорный 1200-километровый геофизический профиль, вдоль которого выполнены сейсмические наблюдения методом ГСЗ; координаты километража ряда точек по профилю из Google Map: 0 – 49.7575, 118.2461; 300 – 52.35639, 117.271; 600 – 54.94639, 116.1631; 900 – 57.44021, 114.1887; 1200 – 59.87866, 112.145.

результативных материалов по профилю 1-СБ изложены в работах [Соловьев и др., 2016; Соловьев и др., 2017а, 2017б], поэтому ниже представлены только главные результаты, относящиеся к исследуемой теме о связи сейсмичности Забайкалья и Прибайкалья с неоднородностями в земной коре по сейсмическим данным на профиле 1-СБ.

Поверхность Мохоровичича расположена на глубинах порядка 40 км в юго-восточной половине профиля и от 40 до 48 км в северо-западной части (рис. 2). Под крупными хребтами (Южно-Муйским, Северо-Муйским и Делюн-Уранским) мощность земной коры повышена до 45–48 км. Эффективная скорость распространения сейсми-

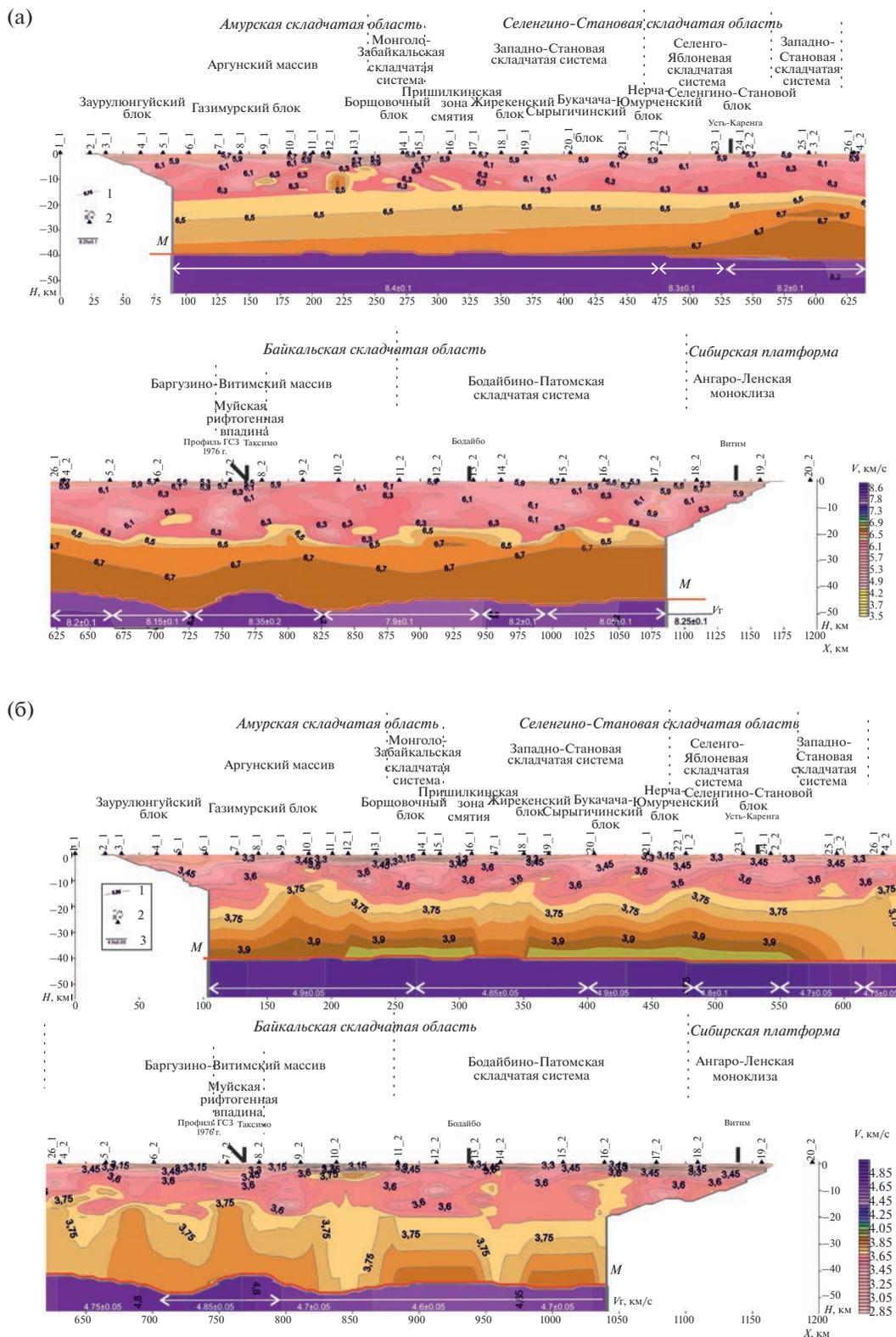


Рис. 2. Глубинные сейсмические разрезы по данным продольных (а) и поперечных (б) волн. 1 — изолинии скорости, км/с; 2 — источники возбуждения; 3 — значения граничной скорости по границе Моховича, км/с.

ческих волн до границы *M* по данным отраженных продольных и поперечных волн составляет соответственно 6.4–6.5 и 3.65–3.75 км/с.

Граничная скорость продольных волн по поверхности Мохоровичича имеет повышенные значения в 8.40 ± 0.15 км/с в юго-восточной половине профиля и в центральной части Баргузино-Витимского массива в пределах Муйской глыбы [Puzirev et al., 1979; Пузырев, 1981] ($X = 745\text{--}805$ км) в северо-западной половине профиля (см. рис. 2а).

Пониженные значения граничной скорости Р-волн от границы *M* в 7.8–8.0 км/с отмечены в области сочленения Баргузино-Витимского массива и Бодайбино-Патомской складчатой системы Байкальской складчатой области ($X = 825\text{--}945$ км). На других участках установлены нормальные значения граничной скорости продольных волн в 8.1 ± 0.1 км/с (см. рис. 2а). В целом, полученное распределение граничной скорости на профиле 1-СБ коррелирует с ее площадным распределением по материалам ГСЗ 70–80-х годов прошлого столетия [Puzirev et al., 1979; Пузырев, 1993; Крылов и др., 1990; Мишенькин и др., 1999; Суворов и др., 2002] и с результатами площадных сейсмологических исследований в пределах Забайкалья [Соловьев и др., 2017б].

Граничная скорость S-волн имеет повышенные значения в 4.85–4.95 км/с в юго-восточной части профиля 1-СБ (см. рис. 2б). В северо-западной части граничная скорость S-волн по границе *M* в целом изменяется от 4.6 до 4.9 км/с. Более высокие значения скорости S-волн (более 4.7 км/с) отмечаются в пределах Баргузино-Витимского массива (особенно в районе Муйской глыбы) и в северо-западной части Бодайбино-Патомской складчатой системы (см. рис. 2б). Пониженные значения граничной скорости S-волн по границе *M* в 4.6 км/с отмечены в области сочленения Баргузино-Витимского массива и Бодайбино-Патомской складчатой системы, Западно-Становой складчатой системы и Баргузино-Витимского массива (см. рис. 2б).

Чрезвычайно неоднородна по распределению скоростей Р- и S-волн верхняя часть земной коры до глубин 10–15 км (см. рис. 2). По данным продольных волн на глубинах 5–15 км в пределах профиля выделяются несколько высокоскоростных блоков со скоростью 6.3–6.5 км/с. Зоны повышенных скоростей прослеживаются в северо-западной части Газимурского блока, Пришилкинской зоне, Букачача-Сырыгичинском блоке, Баргузино-Витимском массиве, в области сочленения Баргузино-Витимского массива и Бодайбино-Патомской складчатой системы и в северо-

западной части Бодайбино-Патомской складчатой системы.

Зоны пониженных скоростей (6.0–6.1 км/с) на тех же глубинах выделяются в центральной части Газимурского блока, в области сочленения Букачача-Сырыгичинского и Жирекенского блоков, в юго-восточной и центральной части Баргузино-Витимского массива и в центральной части Бодайбино-Патомской складчатой системы. Значения пластовой скорости в средней части земной коры составляют 6.4–6.5 км/с; в нижней части разреза – 6.6–6.7 и 6.7–6.8 км/с для юго-восточной и северо-западной частей профиля соответственно (см. рис. 2а).

По данным S-волн выделяются зоны пониженных значений скорости (около 3.4–3.5 км/с) в самой верхней части разреза на юго-востоке профиля в пределах Заурулюнгуйского, Борщовочного и южной части Букачача-Сырыгичинского тектонических блоков (см. рис. 2б), зоны повышенных значений (около 3.6–3.7 км/с) в Газимурском блоке, Пришилкинской зоне, Жирекенском и Букачача-Сырыгичинском блоках. В северо-западной его части наиболее высокими значениями скорости поперечных волн в верхней части земной коры (3.65–3.75 км/с) характеризуются высокогорные участки в пределах Селенгино-Станового блока Селенгино-Становой складчатой системы, Баргузино-Витимского массива и Патомского нагорья Байкальской складчатой области (см. рис. 2б).

Пониженные значения скорости S-волн (3.0–3.3 км/с) установлены на участках межгорных впадин (Муйско-Кондинская впадина, 740–790 км и др.) и на участке Ангаро-Ленской моноклизы Сибирской платформы. На глубинах 10–15 км скорость поперечных волн в целом по профилю возрастает до 3.65–3.75 км/с. Значения пластовой скорости S-волн в нижней части земной коры по профилю составляют 3.85–3.95 км/с в юго-восточной части профиля и 3.75–3.85 км/с – в северо-западной.

По соотношению скоростей Р- и S-волн в верхней коре профиля явно выделяются значительные участки пониженных значений отношений V_p/V_s (1.60–1.70) (рис. 3а). В самой верхней части земной коры это блоки: Заурулюнгуйский (30–60 км), Газимурский (100–210 км) и Букачача-Сырыгичинский (360–450 км, на глубине 10–15 км). В северо-западной половине профиля участки с такими значениями отношений V_p/V_s на глубинах 3–25 км (640–870 км) пространственно совпадают с крупными хребтами: Каларским, Южно- и Северо-Муйским и Делюн-Уран-

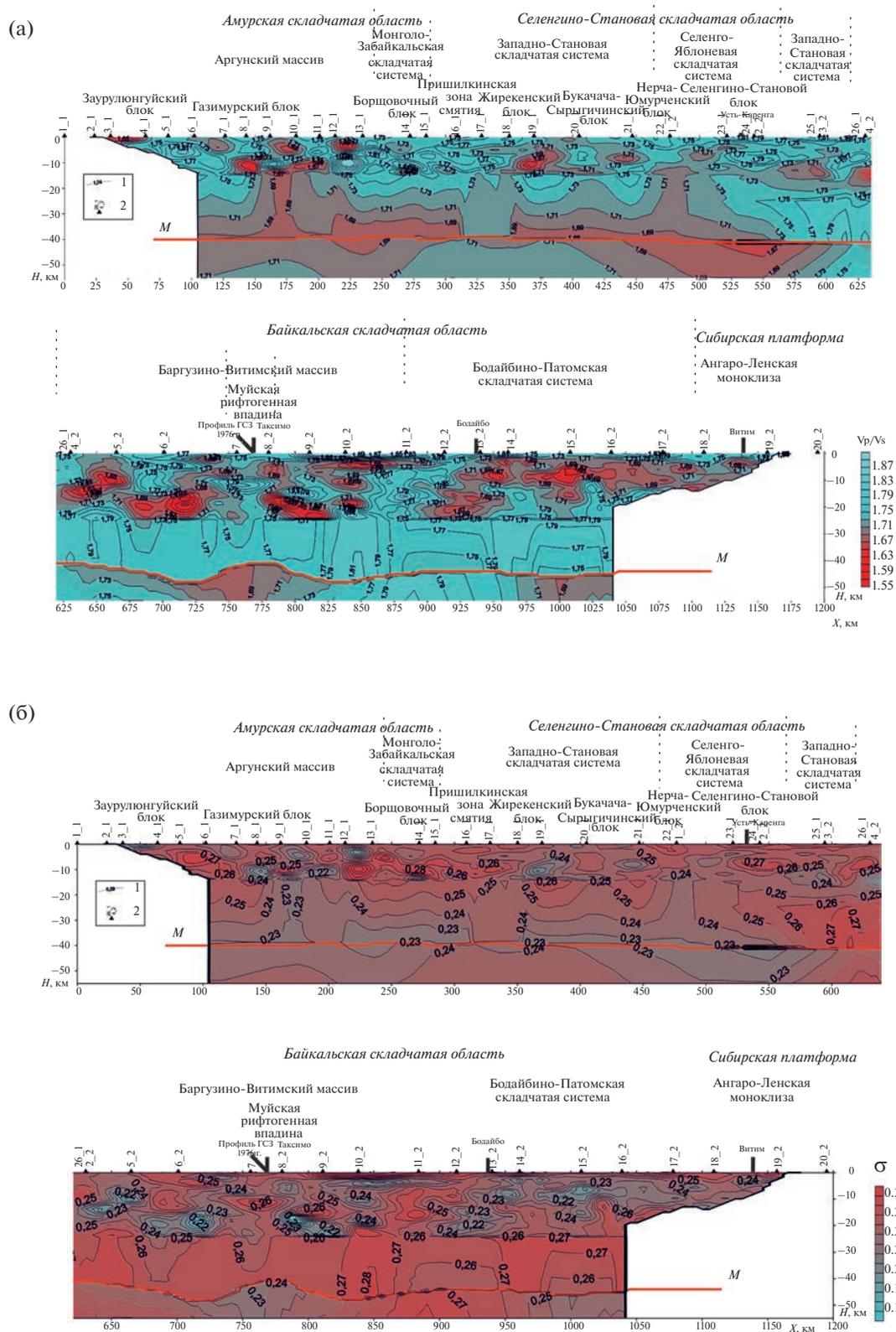


Рис. 3. Распределение отношений скоростей P- и S-волн (а) и коэффициента Пуассона (б) в земной коре и верхней мантии на профиле 1-СБ.

1 – изолинии скорости, км/с; 2 – пункты взрыва: номер участка (1 – Забайкальский, 2 – Байкало-Патомский) и номер ПВ.

ским. Под Каларским и Делюн-Уранским хребтами зоны пониженных отношений V_p/V_s расположены на меньших глубинах, чем под Южно- и Северо-Муйским. Между крупными хребтами в верхней части земной коры выделяются зоны повышенных отношений V_p/V_s в 1.75–1.80. В Бодайбино-Патомской складчатой системе (930–1120 км) зоны пониженных отношений V_p/V_s (1.60–1.70) прослеживаются на небольших глубинах (3–10 км). На участке 875–925 км указанная система отделена от Баргузино-Витимского массива зоной повышенных отношений V_p/V_s (1.75–1.80), прослеживающейся до глубины 25 км.

Аналогично отношению скоростей Р- и S-волн установлено распределение значений коэффициента Пуассона (σ) (см. рис. 3б). Наиболее контрастные его изменения в верхней коре на глубинах 8–20 км отмечены на участках Газимурского блока ($\sigma = 0.21–0.27$), в области сочленения Аргунского массива с Монголо-Забайкальской складчатой системой (σ от 0.22 до 0.30), в пределах Жирекенского блока ($\sigma = 0.20–0.26$), в области сочленения Западно-Становой складчатой системы и Баргузино-Витимского массива ($\sigma = 0.20–0.26$), в пределах Баргузино-Витимского массива ($\sigma = 0.20–0.28$) и в Бодайбино-Патомской складчатой системе ($\sigma = 0.21–0.25$) (см. рис. 3б).

Работы ГСЗ в створе опорного профиля 1-СБ выполнялись в рамках методики точечных сейсмических зондирований [Пузырев, 1975, 1993; Крылов, 2006]. Согласно данной методики точность определения полученных выше скоростей в статье составляет ± 0.1 км/с, а границ $\sim 3\%$ от глубины.

К АНАЛИЗУ СЕЙСМИЧНОСТИ В СТВОРЕ ПРОФИЛЯ 1-СБ

С использованием полученной в пределах профиля 1-СБ сейсмической информации по данным разнополяризованных Р- и S-волн проведен анализ аномалий в распределении упругих параметров и сейсмичности вдоль профиля (по данным многолетних наблюдений, см. рис. 1б). Достаточно информативными по изучению зон неоднородностей как в верхней части земной коры, так и в целом во всей земной коре и мантии являются структурные параметры среды (мощности отдельных слоев и всей толщи коры), активные разломы и упругие параметры среды [Glaznev et al., 1989; Wang et al., 2013; Artemieva et al., 2002; Carbonell et al., 2013; Пузырев, 1993; Соловьев и др., 2003]. Для верхней толщи земной коры сейсмоак-

тивных зон информативным является также параметр $K^* = V_p/(\gamma - 1)$, где $\gamma = V_p/V_s$, связанный со скоростями Р- и S-волн. В сейсмологии этот параметр называется фиктивной скоростью. Повышенные значения параметра K^* (до 9–10 км/с) отвечают кристаллическим породам с высоким содержанием кремнезема (SiO_2), с повышенным модулем сдвига и удельной энергоемкости [Крылов, 2006]. Детальный анализ площадного распределения параметра K^* в Алтае-Саянском регионе показал его высокую информативность при выявлении неоднородностей в земной коре, к границам которых тяготеют крупнейшие землетрясения [Соловьев и др., 2007]. Так, протяженная 90-километровая афтершоковая зона Чуйского землетрясения 2003 г. ($M = 7.3$) коррелирует с зоной перехода от высоких (до 9.2 км/с) к низким (до 8.0–8.2 км/с) значениям исследуемого параметра. При этом сама афтершоковая зона (длинная ось эллипса афтершоков) расположена по касательной к границам блоков с неоднородным строением. Подобный факт отмечен также и для крупного Урэг-Нурского землетрясения 1970 г. ($M = 7.0$) на юге Алтая. По-видимому, области среды между однородными (по упругим свойствам) блоками менее прочны (более нарушены региональными и локальными разломами), что способствует распространению в них афтершокового процесса с высвобождением накопленной в земной коре энергии.

Ниже, на профиле 1-СБ, проведен подобный анализ пространственной связи параметра K^* и других физически содержательных параметров (распределения коэффициента Пуассона, модулей сдвига и др.) с сейсмичностью территории Забайкалья. Распределение параметра K^* по профилю 1-СБ (рис. 4б) для верхней части земной коры показывает, что чрезвычайно неоднородной является земная кора области сочленения Аргунского массива и Монголо-Забайкальской складчатой системы Амурской складчатой области, Селенгино-Становой складчатой области, северо-западной части Баргузино-Витимского массива Байкальской складчатой области и юго-восточной части Бодайбинско-Патомской складчатой системы, где в глубинном распределении параметра K^* (на глубинах 5–20 км) отмечается чередование зон пониженных (7.1–8.0 км/с) и повышенных (до 9.2–10.5 км/с) значений. Достаточно контрастными выглядят эти зоны и в отношении скоростей V_p/V_s и значениях коэффициента Пуассона (см. рис. 3).

Проведенный анализ сейсмичности (см. рис. 4а) в 50-километровой полосе профиля показывает, что около 85% землетрясений (из выделенных

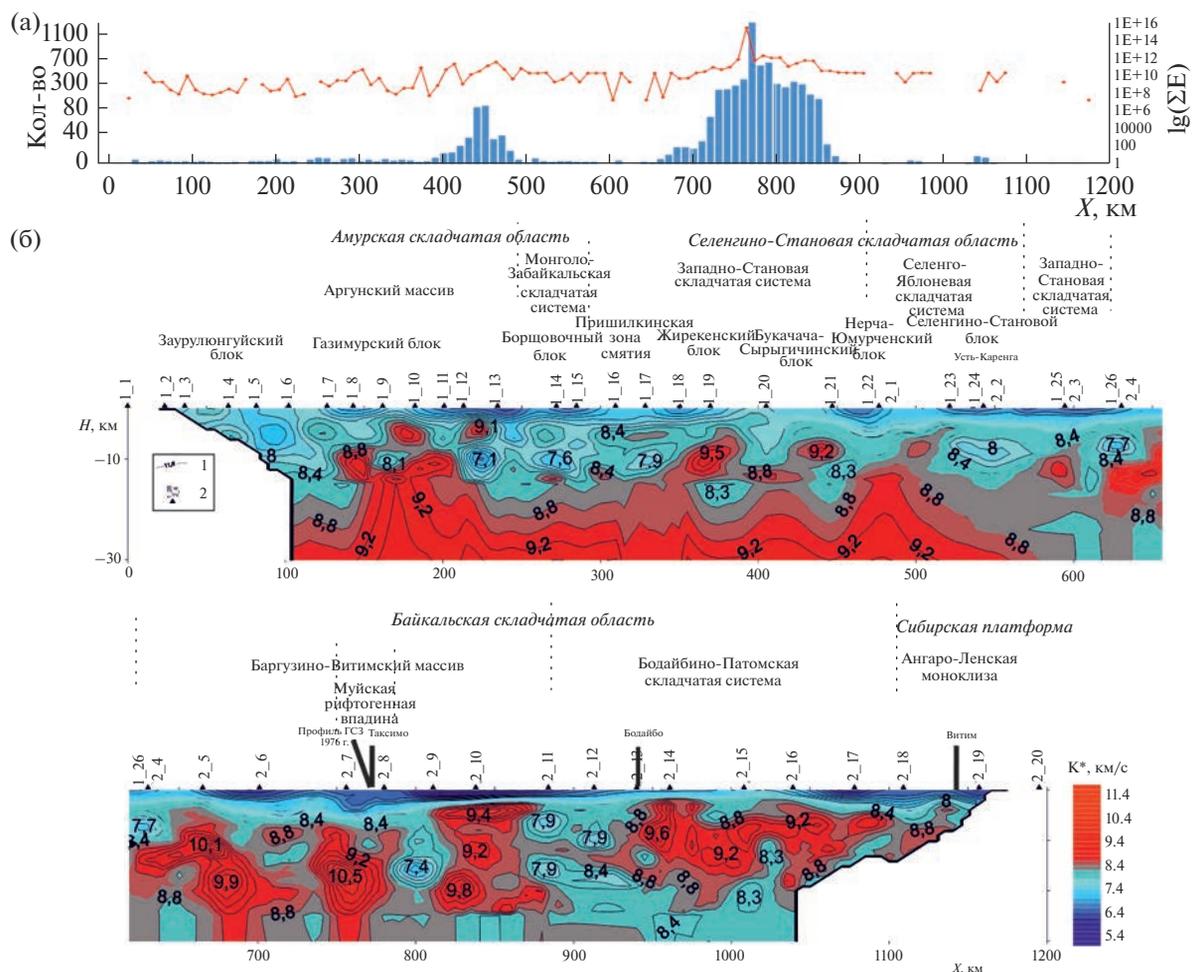


Рис. 4. К анализу сейсмичности и глубинного строения на профиле 1-СБ, Восточный участок.

а – график количества землетрясений с магнитудой от 1.4 до 6.2 в 50-километровой полосе профиля 1-СБ за инструментальный (40-летний) период наблюдений (голубым цветом) и график выделенной сейсмической энергии ($\lg \Sigma E$) (красным цветом); б – распределение параметра $K^* = V_p/(\gamma - 1)$ (где $\gamma = V_p/V_s$) в земной коре на профиле 1-СБ (Восточный участок).

1 – изолинии параметра K^* , км/с; 2 – источники возбуждения (1 – Забайкальский фрагмент, 2 – Байкало-Патомский фрагмент).

4800 событий с магнитудой от 1.4 до 6.2) приходятся на участок 670–820 км в пределах Байкальской рифтовой зоны. Здесь, в непосредственной близости от профиля 1-СБ (около 70 км на северо-восток от места пересечения с профилем ГСЗ 1983 г., см. рис. 1б), в 1957 г. произошло крупнейшее Муйское землетрясение с магнитудой 7.6 [Солоненко, 1968; Соловьев, 1985].

Выраженной локальной сейсмичностью, хотя и менее сильной, чем в рифтовых впадинах, отмечается участок $X = 420\text{--}480$ км в пределах Нерча-Юмурченского блока Селенгино-Становой складчатой области (рис. 5); слабо сейсмичной является зона Амурской складчатой области и Бодайбино-Патомской складчатой системы (см. рис. 1б, 5).

Из графиков на рис. 4а и 5 следует также, что даже при малом количестве событий в южной части площади выделенная сейсмическая энергия достаточно ощутима. Высокая контрастность зоны ($X = 210\text{--}260$ км) в параметрах V_p/V_s , σ и K^* , а также регистрация в районе Борщовочного хребта Балецкого землетрясения с $M = 4.7$ (см. рис. 5) указывают на вероятность возникновения сильных землетрясений и в других малосейсмичных зонах, где по сейсмическим данным отмечены значительные неоднородности в верхней части земной коры. Подобный факт возникновения сильных землетрясений при в целом слабой и умеренной сейсмичности территории ранее отмечен был исследователями и для Западного Забайкалья [Мельникова и др., 2014].

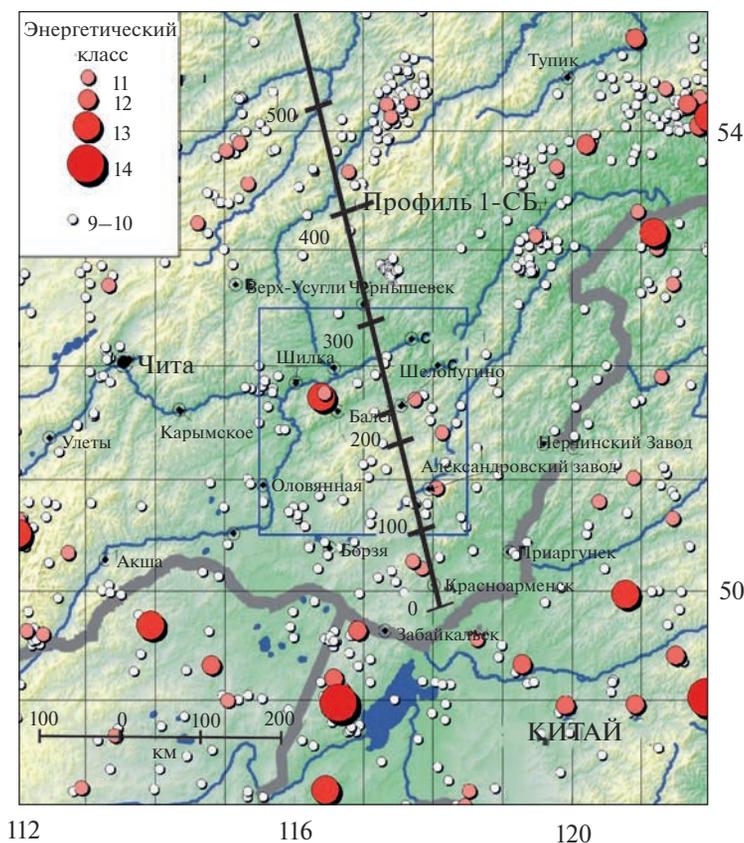


Рис. 5. Карта эпицентров Юго-Восточного Забайкалья по инструментальным данным за период с 01.01.1962 по 31.03.2006 гг. [Мельникова и др., 2014].

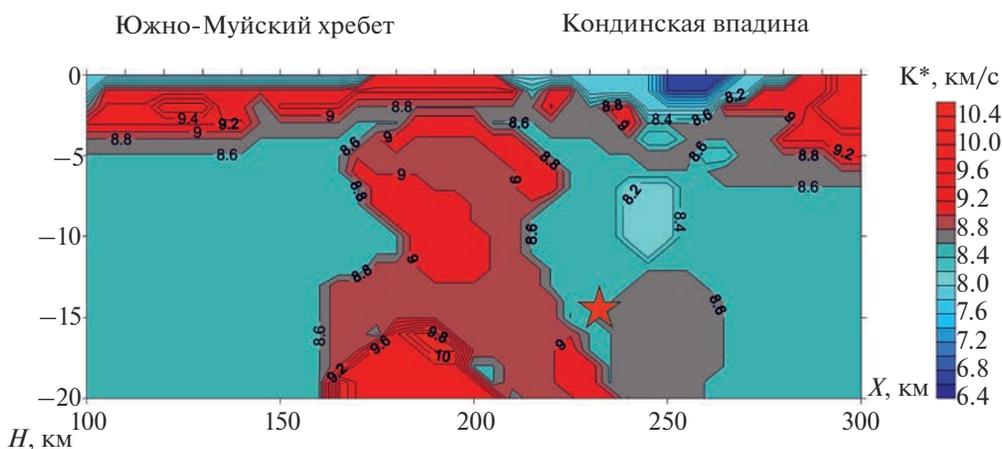


Рис. 6. Распределение параметра $K^* = V_p/(\gamma-1)$ (где $\gamma = V_p/V_s$) в земной коре на профиле ГСЗ 1983 г. Звездочкой отмечен гипоцентр Муйского землетрясения с $M = 7.6$.

К таким “потенциально сейсмичным” зонам, кроме выделенных выше областей с повышенной сейсмичностью, можно отнести участки $X = 260–290$ км (в пределах Боршовочного хребта),

$X = 320–380$ км (в пределах Шилкинского хребта), $X = 610–650$ (Витимское плоскогорье), $X = 1000–1040$ км (северо-восток Бодайбино-Патомской складчатой системы) (см. рис. 1, 5).

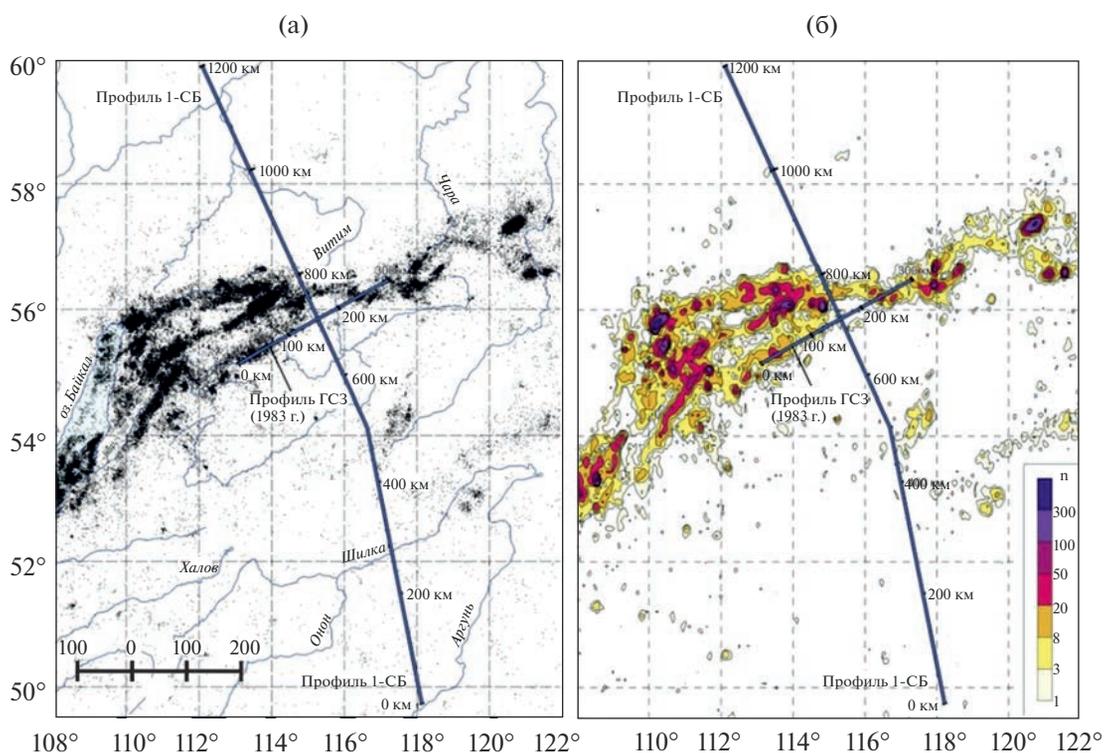


Рис. 7. Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 1.4$ (а) и их плотности (б) за период 1975–2014 гг.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СРЕДЫ В РАЙОНЕ МУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1957 г. с $M = 7.6$

Детальные сейсмические исследования 1970–1980 гг. в Муйском регионе установили, что и спустя два десятилетия после Муйского землетрясения земная кора находится в напряженном состоянии; выявлено ее неоднородное строение по параметрам: мгновенная прочность на сдвиг, упругая энергоемкость, коэффициент Пуассона, отношение скоростей Р- и S-волн [Пузырев, 1993; Мишенькин и др., 1999]. Значительный контраст отмечается также и по рассчитанному в настоящей статье параметру K^* в верхней коре района Муйского землетрясения на профиле ГСЗ 1983 г. (см. рис. 1б, б), что еще раз подтверждает его информативность как вторичного параметра при анализе сейсмогенных зон.

Пониженные значения параметра K^* (8.0–8.2) отмечаются на участке Кондинской впадины ($X = 230–270$ км), повышенные значения K^* (до 9.0–9.8) – на участках хребтов Станового нагорья ($X = 160–230$ км) (см. рис. 6). Зона с повышенными значениями K^* характеризуется также повышенными значениями скорости продольных волн во всей толще земной коры и обособляется исследователями как зона сейсмического затишья [Пузырев, 1993]. На ортогональном профиле

1-СБ указанная высокоскоростная зона (по параметру K^*) обособляется на участке $X = 730–770$ км (см. рис. 4б), а зона с пониженными значениями K^* на участке $X = 780–810$ км. Наглядно зону сейсмического затишья в месте пересечения профилей 1-СБ и ГСЗ 1983 г. иллюстрируют карты эпицентров землетрясений с $M \geq 1.4$ и их плотности по данным за период 1975–2014 гг. (рис. 7).

Площадка осреднения составляет для карты плотности по $\varphi = 0.05^\circ$, по $\lambda = 0.07^\circ$, что примерно соответствует прямоугольнику 6×4 км. Из сравнения фрагментов разрезов по параметру K^* на рис. 4б и рис. 6 следует также, что более сильный контраст в значениях K^* отмечается на ортогональном профиле 1-СБ: от 7.4 до 10.5 км/с на профиле 1-СБ и от 8.2 до 10.0 км/с на профиле ГСЗ 1983 г.

Выделяемое под зоной сейсмического затишья в области пересечения профилей в земной коре высокоскоростное тело на основе анализа ряда вторичных параметров среды (плотности, модулей объемного сжатия, удельной упругой энергоемкости, сдвига и др.) охарактеризовано исследователями как область аккумуляции упругой потенциальной энергии, разрядка которой на краевых его участках привела к возникновению крупных землетрясений (Северобайкальского 1917 г. и Муйского 1957 г. соответственно в запад-

ной и восточной его ограничениях) [Пузырев, 1993; Мишенькин и др., 1999]. Исследователями особо подчеркивается повышение в его пределах модуля сдвига на 15–20% от среднего значения в изученной области. Вследствие этого тело обладает относительно повышенной способностью к накоплению упругой потенциальной энергии при его деформировании приложенными силами. Пониженный контраст в значениях K^* на профиле ГСЗ 1983 г. в районе Муйского землетрясения по сравнению с более сильным его изменением на профиле 1-СБ может быть обусловлен повышенной разрушенностью среды зоны Муйского землетрясения. Для данного участка отмечается более высокая плотность эпицентров землетрясений (см. рис. 7); кроме того, аномальные участки с пониженными значениями K^* в сопредельных с высокоскоростным блоком на профилях сильно отличаются по значениям коэффициента Пуассона: более низкие значения σ (около 0.25) отмечены в зоне Муйского землетрясения, в то время как на участке $X = 780–810$ км на профиле 1-СБ коэффициент Пуассона повышен до 0.28. Повышенный контраст аномалий в верхней коре в северо-западной части выделенного тела свидетельствует о сильном напряженном состоянии рассматриваемой зоны, разрядка которого может привести к катастрофическому землетрясению, подобного Муйскому. Начавшаяся в 2014 г. в Муяканском хребте, в непосредственной близости от профиля 1-СБ (порядка 50 км), мощная Муяканская последовательность землетрясений с главным толчком 23.05.2014 г. ($M = 5.5$) и большой серией афтершоков, в том числе и крупных [Мельникова и др., 2019], свидетельствует о начавшейся разрядке зоны с выделением значительной энергии. Примечательно, что примерно 100 лет назад (1917 г.) практически в этой зоне произошло крупное Северобайкальское землетрясение с магнитудой $M = 6.6$ ($\varphi = 56.0$, $\lambda = 113.8$) [Соловьев, 1985; Новый каталог, 1977].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Протяженный 1200-километровый опорный геолого-геофизический профиль 1-СБ пересекает ряд крупных тектонических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса: Аргунский массив и Монголо-Забайкальскую складчатую систему Амурской складчатой области, Селенгино-Становую и Байкальскую складчатые области, Ангаро-Ленскую моноклизу Сибирской платформы. Столь разный состав крупных тектонических структур в пределах профиля, различающихся историй развития, характером

сочленения и напряженного состояния, находит свое отражение и в сильном различии упругих и структурных параметров среды. В створе профиля 1-СБ установлено сложное неоднородное строение земной коры и верхней мантии. Граница Мохоровичича в юго-восточной части профиля залегает практически горизонтально на небольших глубинах около 40 км; в северо-западной части профиля отмечены сильные изменения ее глубин от 40 км во впадинах до 48 км в районе крупных хребтов, таких как Южно-Муйский, Северо-Муйский и Делюн-Уранский. Сильно изменяются и значения граничной скорости по границе M – от повышенных значений в 8.4–8.5 км/с для Р-волн и 4.90–4.95 км/с для S-волн (в особенности в юго-восточной части профиля) до пониженных значений в 7.8–8.0 км/с для Р-волн и 4.6–4.7 км/с для S-волн на участке Байкальской рифтовой зоны в северо-западной части профиля. Сильное неоднородное строение среды по значениям скоростей упругих волн, отношениям скоростей V_p/V_s и коэффициенту Пуассона установлено для верхней и средней коры. Наиболее контрастные их изменения в верхней кристаллической коре на глубинах 8–20 км отмечены на участках Газимурского блока, в области сочленения Аргунского массива с Монголо-Забайкальской складчатой системой, в пределах Жирекенского блока, в области сочленения Западно-Становой складчатой системы и Баргузино-Витимского массива, в пределах Баргузино-Витимского массива и в Бодайбино-Патомской складчатой системе. Крупные неоднородности среды складчатых областей в условиях повышенного напряженного состояния являются индикаторами сейсмичности. Анализ сейсмичности территории Прибайкалья и Забайкалья и глубинного строения на профиле 1-СБ показал на приуроченность зон повышенной сейсмичности к выделенным блокам земной коры с неоднородным скоростным строением. Повышенной неоднородностью в верхней части земной коры по данным скоростей упругих Р- и S-волн, отношению V_p/V_s , коэффициенту Пуассона и параметру K^* в створе профиля, характеризуется район Байкальской рифтовой зоны, главным образом его центральная часть $X = 700–810$ км. Различие в этих индикативных параметрах в сопредельных блоках кристаллической коры в рассматриваемой зоне на глубинах 5–15 км достигает большой величины в 40%. Выделенный на участке пересечения профиля 1-СБ с профилем ГСЗ 1983 г. блок с повышенными значениями упругих параметров и модуля сдвига, пониженными значениями отношений V_p/V_s и коэффициента Пуассона рассматривается как накопитель упругой потенциальной

энергии, которая может разряжаться на краях. Именно в восточном его ограничении, в перемычке Муйско-Кондинской и Намаркитской впадин, и произошло крупнейшее Муйское землетрясение [Солоненко, 1968; Пузырев, 1993]. Земная кора этого участка спустя более полувека после землетрясения находится в напряженном состоянии, о чем свидетельствует значительное количество регистрируемых землетрясений (см. рис. 7). Контраст сейсмических аномалий на профиле 1-СБ в северо-западном ограничении выделенного блока более сильный, чем на участке Муйского землетрясения, что может свидетельствовать о повышенном здесь напряженном состоянии и может привести к крупнейшему землетрясению. Интенсивный афтершоковый процесс Муяканских землетрясений с 2014 по 2021 гг. указывает на начавшуюся разрядку этой напряженной зоны, в которой более 100 лет назад уже было крупное Северобайкальское землетрясение с $M = 6.6$.

В створе профиля 1-СБ выделен также ряд других неоднородных участков, как с выраженной локальной сейсмичностью (участок $X = 420-480$ км в пределах Нерча-Юмурченского блока Селенгино-Становой складчатой области), так и потенциальных зон, в которых могут произойти достаточно ощутимые землетрясения. К ним можно отнести участки $X = 260-290$ км (в пределах Борщовочного хребта), $X = 320-380$ км (в пределах Шилкинского хребта), $X = 610-650$ (Витимское плоскогорье), $X = 1000-1040$ км (северо-восток Бодайбино-Патомской складчатой системы).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность коллегам из Байкальского, Алтае-Саянского и Сейсмологического филиалов ФИЦ ЕГС РАН и АО “СНИИГГиМС”, участвующих в получении экспериментальных данных по Прибайкалью и Забайкалью, а также за ценные замечания при обсуждении статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01304-20) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”, а также в соответствии с разделом “Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин” программы РФ “Воспроизводство и исполь-

зование природных ресурсов”, утвержденной постановлением Правительства РФ от 15.04.2014 г. № 322.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д. и др.* Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Восточной Евразии // Региональная геология и металлогения. 2018. № 76. С. 9–21.
- Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С. и др.* Детальные глубинные сейсмические исследования в Верхнеангарском районе Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1990. Т. 31. № 7. С. 17–27.
- Крылов С.В.* Сейсмические исследования литосферы Сибири. Избранные труды. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2006. 345 с.
- Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б., Гилева Н.А. и др.* Балеиское землетрясение 6 января 2006 г.: отражение современной тектонической активности Восточного Забайкалья // Доклады Академии наук. 2011. Т. 437. № 6. С. 828–832.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Я.Б., Масальский О.К.* О возможности возникновения сильных землетрясений в Западном Забайкалье // Материалы Российской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева “Геофизические методы изучения земной коры”. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 194–198.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Середкина А.И., Папкова А.А.* Сброшенные и кажущиеся напряжения в очаговых зонах сильных Муяканских землетрясений ($M_w = 4.5-5.5$) в 2014–2015 гг. (Байкальская рифтовая зона) // Материалы XVII Всероссийского совещания с международным участием “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту” 15–20 октября 2019 г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. № 17. С. 173–175.
- Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В. и др.* Изучение земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне методом глубинного сейсмического зондирования // Физика Земли. 1999. № 7–8. С. 74–93.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.
- Пузырев Н.Н.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. –Новосибирск: Наука, 1975. 158 с.
- Пузырев Н.Н.* Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
- Пузырев Н.Н.* Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах. Новосибирск: Наука, 1993. 199 с.

- Радзиминович Я.Б., Мельникова В.И., Середкина А.И. и др. Землетрясение 6 января 2006 г. ($M_w = 4.5$): редкий случай проявления сейсмической активности в Восточном Забайкалье // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1430–1444.
- Соловьев В.М., Селезнев В.С., Дучков А.Д., Лисейкин А.В. Деформационно-прочностное районирование земной коры Алтае-Саянской складчатой области // Международная конференция “Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия”. Новосибирск, 2003. С. 332–337.
- Соловьев В.М., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. Глубинное строение литосферы Алтае-Саянского региона по данным промышленных взрывов, землетрясений и мощных вибрационных источников // Международный научно-практический семинар “Модели строения земной коры и верхней мантии”. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 201–206.
- Соловьев В.М., Селезнев В.С., Сальников А.С. и др. Особенности сейсмического строения структур забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса в створе опорного геофизического профиля 1-СБ // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2016. Т. 2. № 2. С. 234–238.
- Соловьев В.М., Сальников А.С., Селезнев В.С. и др. Глубинные сейсмические исследования на Байкало-Патомском фрагменте восточного участка опорного профиля 1-СБ // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2017а. Т. 2. № 4. С. 106–112.
- Соловьев В.М., Чечельницкий В.В., Сальников А.С. и др. Особенности скоростного строения верхней мантии Забайкалья на участке Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2017б. Т. 8. № 4. С. 1065–1082.
- Соловьев С.Л. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность. Новосибирск: Наука, 1985. 192 с.
- Солоненко В.П. Сейсмоструктура и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 57–71.
- Artemieva I.M., Mooney W.D., Perchuc E., Thybo H. Processes of lithosphere evolution: new evidence on the structure of the continental crust and uppermost mantle // Tectonophysics. 2002. V. 358. № 1–4. P. 1–15.
- Carbonell R., Levander A., Kind R. The Mohorovičić discontinuity beneath the continental crust: An overview of seismic constraints // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 353–376.
- Glaznev V.N., Raevsky A.B., Sharov N.V. A model of the deep structure of the northeastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data // Tectonophysics. 1989. V. 162. № 1–2. P. 151–163.
- Kashubin S.N., Petrov O.V., Rybalka A.V. et al. Earth’s crust model of the South-Okhotsk Basin by wide-angle OBS data // Tectonophysics. 2017. V. 710–711. P. 37–55.
- Pavlenkova N.I., Kashubin S.N., Sakoulina T.S., Pavlenkova G.A. Geodynamic mature of the Okhotsk Sea lithosphere. An overview of seismic constraints // Tectonophysics. 2020. V. 777. P. 228–320.
- Puzirev N.N., Mandelbaum M.M., Krylov S.V. et al. New data from explosion seismology in the baikalian rift zone // Tectonophysics. 1979. V. 56. № 1–2. P. 128.
- Radziminovich N.A., Bayar G., Miroshnichenko A.I. et al. Focal mechanisms of earthquakes and stress field of the crust in Mongolia and its surroundings // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7. № 1. P. 23–38.
- Suvorov V.D., Mishenkina Z. R., Petrik G. V. et al. Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // Tectonophysics. 2002. V. 351. № 1–2. P. 61–74.
- Wang Y., Mooney W.D., Yuan X., Okaya N. Crustal Structure of the Northeastern Tibetan Plateau from the Southern Tarim Basin to the Sichuan Basin, China // Tectonophysics. 2013. V. 584. P. 191–208.

Deep Velocity Structure and Seismicity of the Trans-Baikal Region (Along the Reference Geological and Geophysical Profile 1-SB)

V. M. Solovyev^{1,*}, V. S. Seleznev², A. S. Salnikov³, V. V. Chechelnitzsky⁴, N. A. Gileva⁴, A. V. Liseikin²,
A. A. Bryksin^{2,**}, and N. A. Galyova¹

¹Altay-Sayan Branch of the FRC “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”,
prosp. acad. Koptyuga, 3, Novosibirsk, 630090 Russia

²Seismological Branch of the FRC “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”,
prosp. acad. Koptyuga, 3, Novosibirsk, 630090 Russia

³Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Krasny prosp., 67, Novosibirsk, 630091 Russia

⁴Baikal Branch of the FRC “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”,
Lermontova str., 128, Irkutsk, 664033 Russia

*e-mail: solov@gs.sbras.ru

**e-mail: fater.gs@gmail.com

The paper presents analysis of the seismicity and deep structure of the Trans-Baikal region in the section of the reference geophysical profile 1-SB. It was determined that the Earth’s crust and upper mantle has a complex heterogeneous structure. The thickness of the Earth’s crust varies from 40 km in the South-Eastern part

of the profile and in the areas of intermountain depressions in the North-Western part, and up to 48 km in the areas of mountain ranges. The values of the boundary velocities along the M boundary also vary greatly, from higher values of 8.4–8.5 km/s for P-waves and 4.9–4.95 km/s for S-waves (especially in the South-Eastern part of the profile) to reduced values of 7.8–8.0 km/s for P-waves and 4.6–4.7 km/s for S-waves in the section of the Baikal rift zone in the North-Western part of the profile. A strong inhomogeneous structure of the medium in terms of elastic wave velocities, V_p/V_s velocity ratios, and the Poisson's ratio is determined for the upper and the middle crust at depths of 8–20 km. The authors determined that zones of increased seismicity are referred to blocks of the Earth's crust with inhomogeneous velocity structure according to data of differently polarized P- and S-waves. The area of the Baikal rift zone, in the immediate vicinity of the largest Muya earthquake of 1957 with $M = 7.6$, is characterized by elevated inhomogeneity in the upper part of the Earth's crust according to the elastic wave velocities and secondary parameters of the medium (V_p/V_s ratio, $K^* = V_p/(\gamma - 1)$, where $\gamma = V_p/V_s$, Poisson's ratio (σ)). A number of other inhomogeneous deep zones have also been identified in the profile based on anomalies of P- and S-waves velocities and secondary parameters of the medium, which correlate to varying degrees with seismically active sites according to long-term instrumental observations. The established unambiguous connection of large inhomogeneous zones of the upper crust of the Trans-Baikal region with the accumulation of stresses and their discharge in the form of strong earthquakes allows us to make a reasonable medium-term forecast of catastrophic events.

Keywords: deep seismic sounding profile, velocity of P- and S-waves, the Poisson's ratio, seismicity, the Baikal rift zone, the Muya earthquake of 1957 with $M = 7.6$