

ISSN 0203-0306

Номер 6

Ноябрь–Декабрь 2024



ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 2024

Тихоокеанские цунамигенные землетрясения начала 2024 года <i>Г. И. Долгих, С. Г. Долгих</i>	3
Модель очаговой зоны землетрясения Айкол, Китай, 22 января 2024, по данным спутниковой радарной интерферометрии <i>Е. П. Тимошкина, А. М. Конвисар, В. О. Михайлов, А. В. Пономарев, В. Б. Смирнов</i>	9
Определение параметров сейсмического режима для оценки сейсмической опасности в пределах территории Иркутской области <i>П. Н. Шебалин, И. А. Воробьева, С. В. Баранов, А. А. Коваленко, А. И. Ливинский, А. А. Лыкова</i>	18
О влиянии Хубсугульского землетрясения 2021 года на сейсмичность стыка Алтае-Саянской горной области с Байкальской рифтовой зоной <i>А. Ф. Еманов, А. А. Еманов, В. В. Чечельницкий, Е. В. Шевкунова, А. В. Фатеев, Е. А. Кобелева, П. О. Полянский, М. В. Фролов, И. Ф. Ешкунова</i>	28
Землетрясения 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г. в Западном Забайкалье: подтверждение современной активности локальных разломов <i>Я. Б. Радзиминович, А. И. Филиппова, В. И. Мельникова, Н. А. Гилёва</i>	40
Источники расплавов четвертичных гаюиновых щелочных базальтоидов Малого Кавказа. Сообщение 1. Результаты геохимических и изотопных (Sr–Nd–Pb) исследований <i>С. Н. Бубнов, Ю. В. Гольцман, И. А. Кондрашов, Т. И. Олейникова, А. Я. Докучаев</i>	55
Источники расплавов четвертичных гаюиновых щелочных базальтоидов Малого Кавказа. Сообщение 2. Природа обогащенного мантийного источника <i>С. Н. Бубнов, Ю. В. Гольцман, И. А. Кондрашов, Т. И. Олейникова, А. Я. Докучаев</i>	80
Памяти Александра Викторовича Рыбина	91
Памяти Ивана Федоровича Делемена	93

Contents

No. 6, 2024

Pacific Tsunamigenic Earthquakes of Early 2024 <i>G. I. Dolgikh, S. G. Dolgikh</i>	3
Model of the Seismic Rupture Surface of the Aykol Earthquake, China, January 22, 2024, Based on SAR Interferometry Data <i>E. P. Timoshkina, A. M. Konvisar, V. O. Mikhailov, A. V. Ponomarev, V. B. Smirnov</i>	9
Determination of Seismic Regime Parameters for Seismic Hazard Assessment within the Territory of the Irkutsk Oblast <i>P. N. Shebalin, I. A. Vorobieva, S. V. Baranov, A. A. Kovalenko, A. I. Livinskiy, A. A. Lykova</i>	18
On the Influence of the 2021 Khubsugul Earthquake on the Seismicity of the Joint of the Altai-Sayan Mountain Region with the Baikal Rift Zone <i>A. F. Emanov, A. A. Emanov, V. V. Chechelnitzky, E. V. Shevkunova, A. V. Fateev, E. A. Kobleva, P. O. Polyansky, M. V. Frolov, I. F. Eshkunova</i>	28
The October 18 and 25, 2017 Earthquakes in Western Transbaikalia: Modern Activity of Local Faults <i>Ya. B. Radziminovich, A. I. Filippova, V. I. Melnikova, N. A. Gileva</i>	40
Sources of the Melts of Quaternary Hauyne Alkaline Basaltoids in the Lesser Caucasus. Communication 1. Geochemical and Isotope (Sr–Nd–Pb) Data <i>S. N. Bubnov, Yu. V. Goltsman, I. A. Kondrashov, T. I. Oleinikova, A. Ya. Dokuchaev</i>	55
Sources of the Melts of Quaternary Hauyne Alkaline Basaltoids in the Lesser Caucasus. Communication 2. The Nature of the Enriched Lithospheric Source <i>S. N. Bubnov, Yu. V. Goltsman, I. A. Kondrashov, T. I. Oleinikova, A. Ya. Dokuchaev</i>	80
In Memory of Aleksandr Victorovich Rybin	91
In Memory of Ivan Fedorovich Delemen	93

УДК 550.348.436

ТИХООКЕАНСКИЕ ЦУНАМИГЕННЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НАЧАЛА 2024 ГОДА

© 2024 г. Г. И. Долгих*, С. Г. Долгих**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
ул. Балтийская, 43, Владивосток, 690041 Россия*

**e-mail: dolgikh@poi.dvo.ru*

***e-mail: sdolgikh@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 07.05.2024 г.

После доработки 20.06.2024 г.

Принята к публикации 21.08.2024 г.

На примере двух цунамигенных землетрясений отрабатывается методика определения величины смещения морского дна, являющегося причиной возникновения цунами. Показано, что при усредненном коэффициенте расходимости зарегистрированных лазерным деформографом деформационных аномалий для всей планеты можно примерно оценить величину смещения морского дна в месте образования цунами. Для каждого региона, где произошло зарождение цунами, существуют более точные коэффициенты расходимости, которые можно оценить экспериментально и по которым можно более точно определить величины смещений морского дна.

Ключевые слова: землетрясение, деформационная аномалия, коэффициент расходимости, цунами

DOI: 10.31857/S0203030624060011, **EDN:** HZOOPV

ВВЕДЕНИЕ

Одним из самых катастрофических явлений Земли является цунами, которое приносит значительные беды человечеству. В качестве характерного примера можно привести цунами, которое возникло 26 декабря 2004 г. в Индийском океане в результате мощного землетрясения с максимальным значением магнитуды около 9.3 [Stein, Okal, 2005] и унесло жизни около 300 000 человек. От действия цунами страдают различные регионы планеты, но в наибольшей степени это касается Японии, Тайваня, Тихоокеанского побережья России, хотя задача обнаружения момента возникновения цунами кажется вполне решаемой. Японские острова и прилегаемые акватории “напичканы” различными сейсмостанциями, GPS-приемниками, донными сейсмостанциями и высокоточными измерителями уровня моря/океана. Но тем не менее, события 2011 г. в еще большей степени “оголили” проблемы краткосрочного прогноза цунами.

В настоящее время традиционный метод краткосрочного прогнозирования цунами основан на сейсмологической информации (магнитуде землетрясения, времени главного толчка и местоположении эпицентра) [Wei et al., 2014]. Магнитуда землетрясения, превышающая установленное пороговое значение, которое различается для разных цунамигенных зон, обычно приводит к выдаче предупреждения о цунами. Такой подход, основанный на “магнитудно-географическом принципе”, прост: он обеспечивает небольшое количество пропусков цунами, но и дает ложные тревоги. Большинство действующих систем раннего предупреждения о цунами основаны на сейсмологическом принципе.

В последние годы получил развитие “деформационный метод определения момента возникновения и мощности цунами” по величине смещения морского дна в месте генерации цунами, удаленно регистрируемого лазерными деформографами [Dolgikh, Dolgikh, 2021, 2023].

Деформационный метод определения цунамигенности подводных землетрясений был апробирован на катастрофических цунами, произошедших после сильных землетрясений за последние двадцать лет. Присутствие деформационного скачка в момент землетрясения свидетельствует о смещении дна, характерном при возникновении цунами. Для всех рассмотренных землетрясений были рассчитаны коэффициенты затухания данных смещений. С помощью рассчитанных коэффициентов по данным лазерного деформографа можно не только определить относится землетрясение к цунамигенным или нет, но и вычислить величину смещения в очаге землетрясения. Учитывая то, что скорость распространения этих деформационных аномалий значительно больше скорости распространения цунами в океане/море, деформационный метод можно отнести к одним из самых перспективных методов по определению степени цунамиопасности конкретных землетрясений.

В работе [Долгих, Долгих, 2022] для каждого цунамигенного землетрясения, описанных в статье [Dolgikh, Dolgikh, 2021], по формуле

$$A = A_0 \frac{l(m)}{R^\alpha(m)},$$

где: A – смещение, зарегистрированное лазерным деформографом, A_0 – смещение в эпицент-

ре землетрясения, R – расстояние от места установки лазерного деформографа до эпицентра землетрясения, α – степень расходимости) была определена степень расходимости. В среднем она получилась равной 0.951. В работе [Dolgikh, Dolgikh, 2023] для двух землетрясений коэффициент степени расходимости получился равным 0.941 и 0.952. С учетом всех землетрясений, описанных в работах [Dolgikh, Dolgikh, 2021, 2023], средняя степень расходимости будет равна 0.950.

В данной статье рассмотрим материал, полученный при регистрации цунамигенных землетрясений в Японском море и вблизи Тайваня, по которым рассчитаем величины смещений морского дна для каждого землетрясения и уточним величины коэффициентов степени расходимости.

ЛАЗЕРНЫЙ ДЕФОРМОГРАФ

На мысе Шульца Японского моря на глубине 5 м от поверхности земли установлен лазерный деформограф неравноплечего типа с длинами измерительных плеч 52.5 м, который ориентирован под углом 18° относительно линии “север–юг”. На рис. 1 приведена фотография центрального интерференционного узла 52.5-метрового лазерного деформографа и подземного трубопровода диаметром 1.5 м с вакуумированной трубой из нержавеющей стали, в которой



Рис. 1. Горизонтальный лазерный деформограф с длиной измерительного плеча 52.5 м.

а – центральный интерференционный узел лазерного деформографа; б – подземный трубопровод с вакуумированной трубой.

распространяется луч гелий-неонового лазера между интерференционным узлом и уголковым отражателем. Центральный интерференционный узел расположен на бетонном устое высотой около 3.5 м, который закреплен на твердых породах. Уголкового отражателя расположен на устье высотой около 1 м, который прочно соединён с гранитной скалой. Все элементы интерферометра находятся под землей на глубине 5 м в хороших гидротермоизолированных помещениях. Помещение, в котором находится центральный интерференционный узел, построено по принципу термостата с возможностью удалённого кондиционирования внешнего термостатного помещения, которое не контактирует с оптикой центрального интерференционного узла. Оптическая схема лазерного деформографа построена по схеме неравноплечего интерферометра Майкельсона с длиной рабочего (измерительного) плеча 52.5 м, что позволяет проводить измерение смещения на базе измерительного плеча лазерного деформографа с точностью 0.01 нм. Линейный рабочий диапазон частот данного деформографа простирается условно от 0 до 100 Гц, а на более высоких частотах амплитудно-частотная характеристика прибора изменяется по косинусоидальному закону [Dolgikh, 2011]. Учитывая длину измерительного плеча лазерного деформографа, можно утверждать, что его чувствительность равна $\Delta l/l = 0.01 \text{ нм}/52.5 \text{ м} \approx 0.2 \times 10^{-12}$.

ЯПОНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ

В первый день 2024 г. произошло сильное землетрясение в одном из регионов Японии с повышенной сейсмичностью на северо-восточной оконечности полуострова Ното. В этом регионе в период с мая 2018 по декабрь 2023 г. произошло более 20 000 землетрясений. Причем более 60 с магнитудой свыше 4. При этом зона сейсмической активности расширилась в декабре 2020 года и еще больше в июле 2021 г. [Hirose et al., 2024]. Самое мощное землетрясение произошло в этом регионе 1 января 2024 г. в 07:10:09 UTC с магнитудой 7.6. Это было самое сильное землетрясение на западном побережье Японии более чем за столетие. После него Японским метеорологическим агентством (JMA) было зафиксировано более 140 небольших землетрясений, магнитуда одного из которых

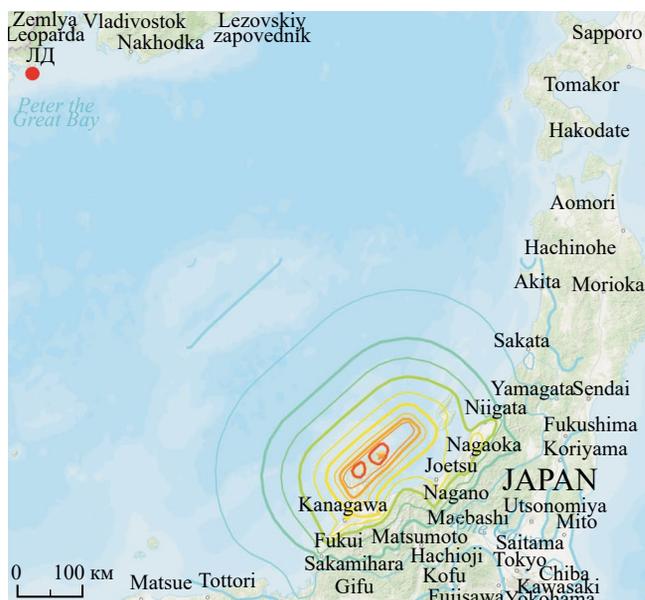


Рис. 2. Землетрясение в Японском море 01.01.2024 г.

составила 6.2. После землетрясения 1 января 2024 г. была объявлена тревога цунами. Океанические волны вдоль западного побережья Японии в некоторых районах достигали 1.2 м [Gemma..., 2024]. На Дальнем Востоке России также было объявлено предупреждение о цунами, высота которой у берегов Приморского края составила около 0.3 м. Краткосрочное прогнозирование цунами основано на сейсмологической информации (местоположении эпицентра и магнитуде землетрясения) [Wei et al., 2014]. Для различных цунамигенных зон установлено пороговое значение магнитуд, превышение которого приводит к выдаче предупреждения о цунами.

В 07:12:05 UTC 01 января 2024 г. на записях лазерного деформографа были зафиксированы первые колебания от землетрясения. Эпицентр землетрясения находился в точке с координатами 37.487°N, 137.271°E на глубине 10 км (рис. 2). Расстояние от эпицентра землетрясения до места установки приборов составило около 770 км. Землетрясение проявилось и на записях широкополосного сейсмометра, установленного недалеко от лазерного деформографа. До обоих приборов сигнал дошел менее чем за 2 мин.

На рис. 3 приведены фрагменты записей лазерного деформографа и широкополосного сейсмометра. На рис. 3а представлен фрагмент записи лазерного деформографа длительностью

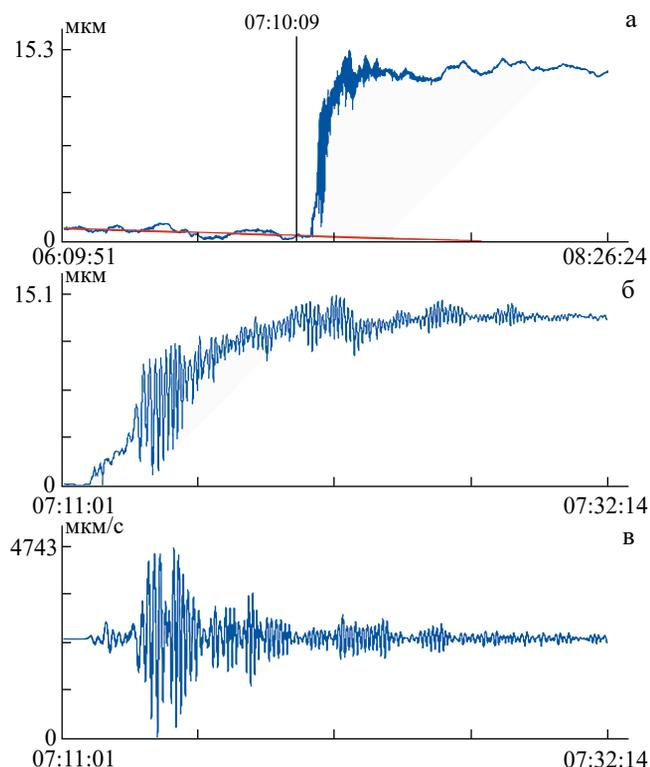


Рис. 3. Землетрясение в Японском море 01 января 2024 г. на записи лазерного деформографа и широкополосного сейсмометра (время UTC).

а – фрагмент записи лазерного деформографа длительностью 137 мин, б – увеличенный фрагмент записи регистрации землетрясения лазерным деформографом, в – фрагмент записи широкополосного сейсмометра.

137 мин, а на рис. 3б представлен увеличенный фрагмент записи лазерно-интерференционного прибора в момент регистрации землетрясения, а на рис. 3в фрагмент записи широкополосного сейсмометра за тот же промежуток времени. Вертикальная линия на рис. 3а соответствует времени начала землетрясения. При анализе записи лазерного деформографа была выявлена деформационная аномалия, характерная для цунамигенных землетрясений (см. рис. 3а). Причем на записи широкополосного сейсмометра данная деформационная аномалия отсутствует. Величина этой аномалии составила 13.5 мкм.

Смещение морского дна в месте возникновения цунами было рассчитано по формуле, приведенной выше. Учитывая то, что расстояние от места установки лазерного деформографа до эпицентра землетрясения составляет около 770 км, величина смещения на записи

горизонтального лазерного деформографа составляет 13.5 мкм, а среднее значение степени расходимости по расчетам равно 0.950, получаем, что максимальная величина смещения в эпицентре землетрясения составляет 5.3 м. На сайте американской геофизической службы (USGS) максимальное расчетное модельное смещение в очаге составляет 6 м [<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes>]. Разница между расчетным значением, полученным по данным лазерного деформографа и модельным смещением, обусловлена тем, что мы используем среднее значение степени расходимости, значение которого по проведенным ранее исследованиям колебалось в пределах от 0.923 до 0.974 [Долгих, Долгих, 2022], а для японских островов от 0.941 до 0.952 [Dolgikh, Dolgikh, 2023]. Среднее значение степени расходимости может быть откорректировано для каждого региона при анализе большего количества цунамигенных землетрясений, зарегистрированных лазерным деформографом. Для того, чтобы по нашим расчетам смещение земной коры в очаге совпадало с модельным расчетом, коэффициент степени расходимости должен быть равен 0.959.

Деформационная аномалия дошла до места расположения лазерного деформографа менее чем за 2 мин, а небольшая волна цунами подошла к Приморскому краю России значительно позже. Учитывая то, что она была небольшой, то практически никакой опасности для людей она не представляла. Но тем не менее мы можем констатировать, что при прогнозе цунами по данным лазерного деформографа можем добиться большего успеха при проведении противцунамиопасных мероприятий.

ТАЙВАНЬСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ

02 апреля 2024 г. в 23:58:11 (UTC) на Тайване произошло мощное землетрясение, крупнейшее за последние 25 лет. Эпицентр землетрясения находился в точке с координатами 23.819°N, 121.562°E на глубине 34.8 км (рис. 4). Магнитуда этого землетрясения составила 7.4. Сам эпицентр землетрясения располагался на суше, но угроза цунами с максимальной высотой 3 м была объявлена в Японии. После этого землетрясения было зарегистрировано более 40 афтершоков с магнитудой около 5. Самый мощный

из них произошел уже через 12 мин в 00:11:25 03 апреля 2024 г. Его эпицентр находился бухте вблизи города Xincheng Township в 6 км от берега в точке с координатами 24.064°N, 121.672°E, на глубине 12.6 км. После этого землетрясения по данным сайта Американской Геофизической службы не была объявлена тревога цунами.

На юге Приморского края России на МЭС ТОИ ДВО РАН “мыс Шульца” было зарегистрировано землетрясение, произошедшее на Тайване. Расстояние от эпицентра первого землетрясения до места установки лазерного деформографа составило около 2 264 км. Время прихода сигнала землетрясения на записи лазерно-интерференционного прибора составило 00:08:14 03.04.2024 г., т.е. лазерный деформограф записал данное землетрясение примерно через 10 мин после его начала. На рис. 5а представлен фрагмент записи лазерного деформографа длительностью 70 мин, на рис. 5б – увеличенный фрагмент записи землетрясения, и на рис. 5в –

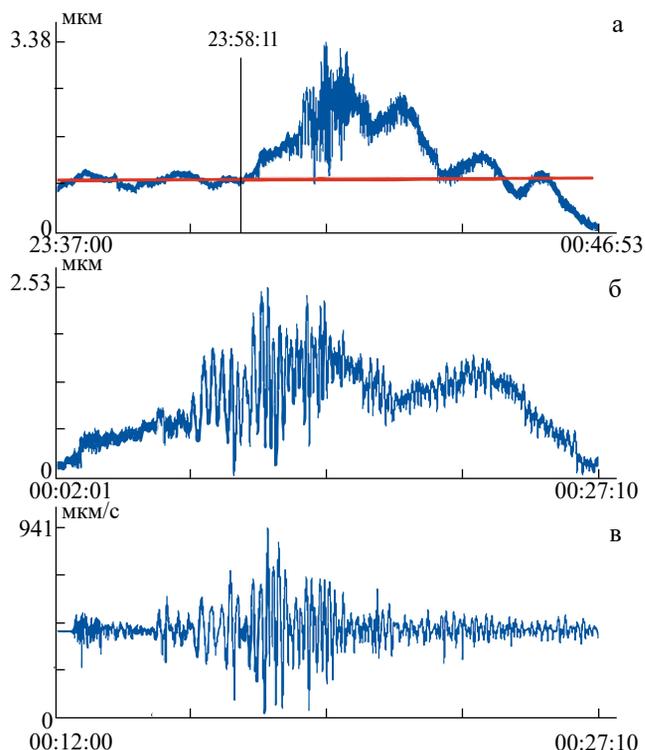


Рис. 5. Тайваньское землетрясение на записи лазерного деформографа (время UTC). а – фрагмент записи лазерного деформографа длительностью 70 мин, б – увеличенный фрагмент записи регистрации землетрясения, в – фрагмент записи широкополосного сейсмометра.



Рис. 4. Землетрясение на Тайване 02.04.2024 г.

фрагмент записи широкополосного сейсмометра за тот же промежуток времени. Вертикальная линия на рис. 5а соответствует времени начала землетрясения. Красной линией на рис. 5а обозначена линия тренда, которая указывает как должна идти запись без регистрации землетрясения. Из поведения записи видно, что она отклонилась от тренда за несколько минут до регистрации землетрясения. И в момент прихода колебаний верхнего слоя земной коры, вызванных землетрясением, запись продолжала смещаться вверх.

Далее по вышеописанному выражению рассчитаем величину смещения морского дна в очаге цунами, которое при среднем коэффициенте степени расходимости, равном 0.951, равно 1.32 м. Что хорошо согласуется со значениями, приведенными на сайте американской геофизической службы <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дистанционно по данным 52.5-метрового лазерного деформографа, установленного в Приморском крае России, было определено смещение морского дна величиной 1.32 м, возникшее в очаге землетрясения, происшедшего 2 апреля 2024 г. на Тайване, а также было определено смещение морского дна величиной 5.3 м, возникшее при Японском землетрясении. С использованием этих величин можно при дальнейших модельных расчетах определить высоты волн возможных цунами, возникших в результате смещений морского дна.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР № 124022100074-9 “Изучение природы линейного и нелинейного взаимодействия геосферных полей переходных зон Мирового океана и их последствий”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Долгих Г.И., Долгих С.Г.* Деформационные аномалии как индикатор генерации цунами // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 502. № 2. С. 77–82.
- Dolgikh G.I.* Principles of the designing single-coordinate laser strainmeters // Technical Physics Lett. 2011. V. 37(3). P. 204–206.
- Dolgikh G., Dolgikh S.* Deformation Anomalies Accompanying Tsunami Origination // J. Mar. Sci. Eng. 2021. V. 9. 1144.
- Dolgikh G., Dolgikh S.* Deformation Anomalies Accompanying Tsunami Origins near the Japanese Islands // J. Mar. Sci. Eng. 2023. V. 11(11). 2137.
- Gemma Conroy Japan earthquakes: the science behind the deadly tremors // Nature. 2024. Jan 3.
- Hirose F., Tamaribuchi K., Kobayashi A. et al.* Relation between earthquake swarm activity and tides in the Noto region, Japan // Earth Planets Space. 2024. V. 76. 37. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>
- Stein S., Okal E.A.* Speed and size of the Sumatra earthquake // Nature. 2005. V. 434. № 7033. P. 581–582.
- Wei Y., Newman A.V., Hayes G.P., Titov V.V., Tang L.* Tsunami forecast by joint inversion of real-time tsunami waveforms and seismic or GPS Data: Application to the Tohoku 2011 tsunami // Pure and Applied Geophysics. 2014. V. 171. P. 3281–3305.

Pacific Tsunamigenic Earthquakes of Early 2024

G. I. Dolgikh*, S. G. Dolgikh**

*Ilichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS,
Baltiyskaya str., 43, Vladivostok, 690041 Russia*

**e-mail: dolgikh@poi.dvo.ru*

***e-mail: sdolgikh@poi.dvo.ru*

Using the example of two tsunamigenic earthquakes, a method for determining the magnitude of the displacement of the seabed, which is the cause of the tsunami, is being worked out. It is shown that with an average coefficient of divergence of deformation anomalies recorded by a laser strainmeter for the entire planet, it is possible to approximately estimate the amount of displacement of the seabed at the site of tsunami formation. For each region where the tsunami originated, there are more accurate divergence coefficients that can be estimated experimentally and from which the values of seabed displacements can be more accurately determined.

Keywords: earthquake, deformation anomaly, coefficient of divergence, tsunami

УДК 550.31

МОДЕЛЬ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ АЙКОЛ, КИТАЙ, 22 ЯНВАРЯ 2024, ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ РАДАРНОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

© 2024 г. Е. П. Тимошкина^а, А. М. Конвисар^{а, б, *}, В. О. Михайлов^{а, б},
А. В. Пономарев^а, В. Б. Смирнов^{б, а}

^аИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

^бФизический факультет Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

* e-mail: alexkonvisar@gmail.com

Поступила в редакцию 10.07.2024 г.

После доработки 21.08.2024 г.

Принята к публикации 21.08.2024 г.

В работе по данным спутниковой радарной интерферометрии выполнено моделирование очага землетрясения Айкол, произошедшего на границе КНР и Кыргызстана 22 января 2024 г. с магнитудой $M_w = 7.0$, а также очага его наиболее сильного афтершока 29 января 2024 г. с магнитудой $M_w = 5.7$. По снимкам спутника Сентинель-1А рассчитаны поля смещений земной поверхности в направлении на спутник для этих событий и решена обратная задача нахождения полей смещений на поверхностях разрывов в их очагах. Полученные модели очагов показывают наличие систем разрывов, падающих навстречу друг другу. Поверхность главного события, по которой произошел надвиг с левосторонним сдвигом, имеет падение на северо-запад. В ее фронтальной части, в процессе развития афтершокового процесса, сформировался тыловой надвиг, падающий на юго-восток, который сдвинул на запад часть фронтального надвига, сформированного во время главного события. Такая динамика является следствием сложного строения разломных зон исследуемого региона. Тыловые надвиги тут были закартированы в ходе выполненных ранее полевых исследований.

Ключевые слова: землетрясение, Айкол, Китай, 22.01.2024, спутниковая радарная интерферометрия, поля смещений, обратная задача, модель поверхности разрыва

DOI: 10.31857/S0203030624060027, EDN: HZEVOE

ВВЕДЕНИЕ

Землетрясение Айкол магнитудой $M_w = 7.0$ произошло 22 января 2024 г. на небольшой глубине южнее границы Кыргызстана и КНР в юго-западной части Тянь-Шаньской горной системы. По данным Геологической службы США¹ (USGS) механизм очага — это надвиг со значительной сдвиговой составляющей. Координаты гипоцентра 41.263° с. ш., 78.659° в. д., глубина 13.0 км. По данным GCMТ каталога² координаты центра опделены как 41.19° с. ш.,

78.56° в. д., глубина 16.1 км. Землетрясение получило свое название по названию населенного пункта (Aykol), расположенного в 128 км к юго-востоку от эпицентра.

Тянь-Шань — это один из самых молодых внутриконтинентальных орогенных поясов мира, протянувшийся более чем на 2 тыс. км с востока на запад. Эта область является уникальной, поскольку деформации, связанные с коллизией Индийской и Евразийской плит, распространяются севернее первоначального контакта плит в южном Тибете на расстояния до 2 тыс. км в северном направлении, формируя горные системы Гималаев, Куньлуня,

¹ <https://earthquake.usgs.gov/>

² <https://www.globalcmt.org/>

Каракорума, Гиндукуша, Памира, Тянь-Шаня, Алтая, а также Тибетское нагорье и поднятые на различные высоты Афгано-Таджикскую, Таримскую и Джунгарскую межгорные впадины [Макаров и др., 2010]. В кайнозой Тянь-Шань испытал значительное сжатие на 100–200 км в направлении север–юг и утолщение земной коры на 10–20 км [Avouac et al., 1993].

В свою очередь юго-западный Тянь-Шань, который образован в результате сближения Таримского бассейна и так называемой Казахской платформы [Jourdon et al., 2017; Yu et al., 2017], является одной из наиболее тектонически активных областей в пределах Евразийского континента. Современные данные глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) показывают, что скорость сжатия земной коры с севера на юг тут достигает 18–20 мм/год (например, [Yang et al., 2008; Zubovich et al., 2010]). Это составляет почти половину скорости современного сближения Индии и Евразии, равной примерно 45 мм/год [DeMets et al., 1994]. На разломных зонах этого региона наблюдаются как надвиговые, так и значительные сдвиговые

смещения. Это, например, разломы Кемин-Чилик, Таласо-Ферганский, линия Николаева, Майдантаг и др. [Буртман и др. 1997; Wu et al., 2019; Yao et al., 2022; Delvaux et al., 2001] (рис. 1).

Тянь-Шань характеризуется высокой сейсмической активностью. По данным USGS, с начала двадцатого века на Тянь-Шане произошло 13 землетрясений с магнитудой больше $M = 7.0$, сильнейшими из которых были землетрясения: Ацуши (или Кашгарское) $M_S = 8.25$ ($M_W = 7.7$) 22.08.1902 [Kulikova, Krüger, 2017; Chen et al., 2022], Манас $M_W = 7.7$ 22.12.1906 [Wang et al., 2004] и Кеминское $M_W = 7.9–8.0$ 04.01.1911 [Kulikova, Krüger, 2015; Arrowsmith et al., 2017]. Кеминское землетрясение было примерно в 250 км к северо-западу от события Айкол. Оно унесло жизни более 450 человек и нанесло огромный ущерб региону. Землетрясение 2024 г. стало в регионе первым событием с магнитудой больше $M = 7.0$ после Суусамырского землетрясения 1992 г. с магнитудой 7.5 [Ghose et al., 1997; Гребенникова, Фролова, 2019]. В связи с этим, землетрясение Айкол представляет особый интерес.

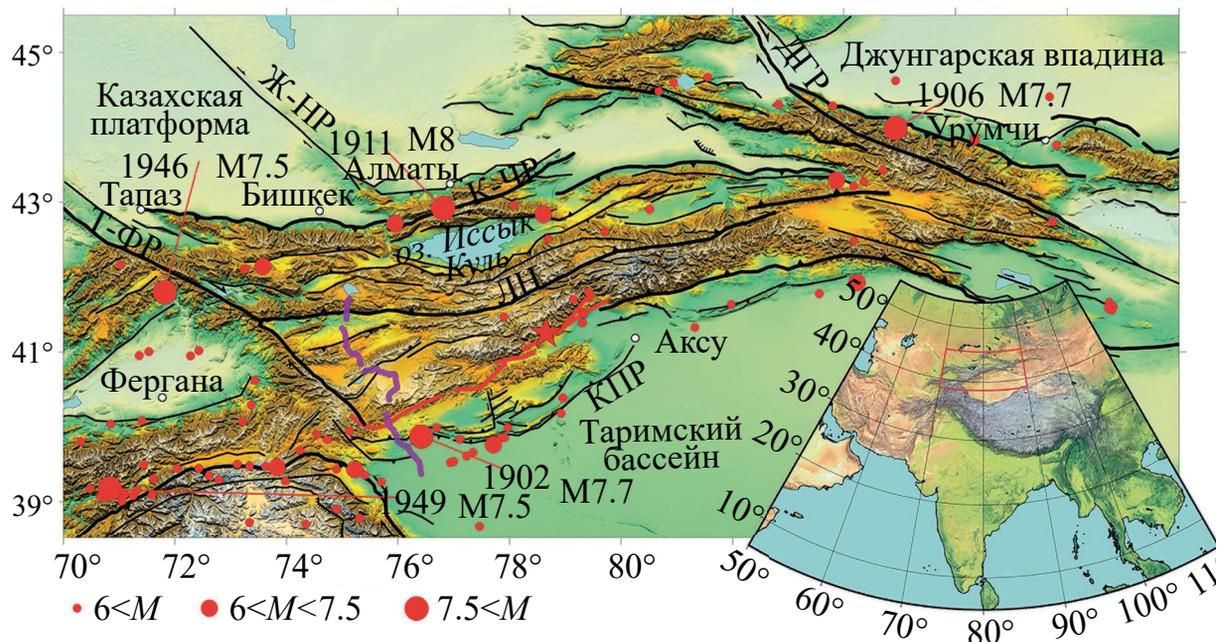


Рис. 1. Основные тектонические структуры в области землетрясения Айкол.

Красной линией показана разломная зона Майдантаг (МДР); черные линии – основные разломы Тянь-Шаня [Wu et al., 2019], из которых индексами обозначены: Ж-НР – Жалаир-Найманский разлом, КПР – предгорный разлом Калпинтаг (Кемпинг), ДГР – Главный Джунгарский разлом, ЛН – Линия Николаева (Nalati), ТФР – Таласо-Ферганский разлом, К-ЧР – Кемин-Чилик; фиолетовая ломанная линия – трасса сейсмического профиля MANAS [Макаров и др., 2010]; красные круги – эпицентры исторических землетрясений из каталога USGS, для наиболее сильных из них указан год и магнитуда.

В работе по данным спутниковой радарной интерферометрии оценены поля смещений земной поверхности в результате землетрясения Айкол и его главного афтершока, построены модели очагов этих событий. Данные о смещениях сопоставлены с картами разломной тектоники, оценками скоростей современных движений, полученных другими методами.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Тектоническая позиция землетрясения

Сейсмический профиль MANAS (см. рис. 1, фиолетовая линия), проходящий несколько западнее землетрясения Айкол, выявил поддвиг Таримского бассейна под Тянь-Шань на расстоянии более 50 км [Макаров и др., 2010]. На этом профиле зона поддвига по разломам Калпинтаг и Майдантаг отчетливо прослеживается до подошвы земной коры под всей системой поднятий Кокшаалтау. Эта зона поддвига часто трактуется как главный элемент Южно-Тянь-Шаньской системы дислокаций [Макаров и др., 2010]. В то же время детальные исследования показали, что значительное сокращение и сдвиговые деформации происходят и внутри Тянь-Шаньской горной системы [Li et al., 2021]. Землетрясение Айкол произошло в районе северо-восточной ветви разломной зоны Майдантаг (см. рис. 1, красные линии).

Авторы работы [Wu et al., 2019] считают, что разлом Майдантаг, который простирается более чем на 400 км с северо-востока на юго-запад, является границей между юго-западным Тянь-Шанем и Таримским бассейном. По их данным позднечетвертичные смещения происходили одновременно на пологом предгорном надвиге Калпинтаг и на круто падающем разломе Майдантаг, на котором происходили и надвиги, и левосторонние сдвиги. В цитируемой работе выполнены оценки смещений вдоль разлома в позднечетвертичный период на основе интерпретации оптических снимков высокого разрешения и детальных полевых исследований. Северо-восточнее г. Аксу (см. рис. 1), в долине Ахеки (Aheqi), севернее которой произошло землетрясение Айкол, активный участок разлома Майдантаг длиной около 150 км можно разделить на северо-восточный и юго-западный сегменты, имеющие различное

простираение и геометрию. На основе анализа геоморфологических особенностей смещений и датировок четвертичных отложений скорость позднечетвертичного сокращения поперек этой части разлома оценена в 1.2 ± 0.25 мм/год, скорость левостороннего сдвига в 1.6 ± 0.6 мм/год, скорость суммарного смещения в 2.0 ± 0.7 мм/год [Wu et al., 2019].

Данные сейсмологии

Землетрясение Айкол сопровождалось серией афтершоков, сконцентрированных в компактной области вокруг эпицентра. На рис. 2 показаны афтершоки за период радарной съемки с 14 по 26 января 2024 г.

Решение механизма очага, приведенное на сайте USGS, имеет следующие параметры нодальных плоскостей: для первой из них (NP1) простираение, падение, угол подвижки равны 235° , 45° , и 42° , для второй (NP2) — 113° , 62° , 126° соответственно. Скалярный сейсмический момент оценен в 3.7×10^{19} Н·м ($M_w = 7.0$). Данные Гарвардского каталога GCMT очень близки: (235° , 46° , 44°) и (112° , 60° , 127°), скалярный сейсмический момент немного больше — 4.77×10^{19} Н·м ($M_w = 7.1$).

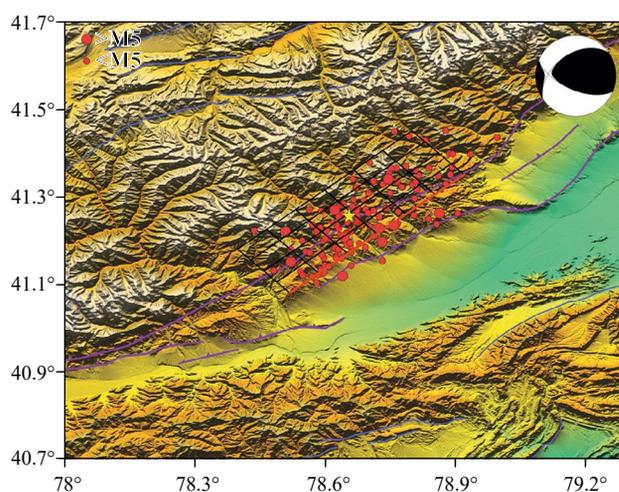


Рис. 2. Афтершоки за период радарной съемки (с 14 по 26 января 2024 г.) в области землетрясения Айкол из каталога USGS.

Черные прямоугольники — проекция построенной в данной работе модели поверхности разрыва на дневную поверхность; красная линия проведена вдоль верхней границы модели. Звездой обозначен эпицентр основного события по USGS. Фиолетовые линии — система разломов Майдантаг, по [Wu et al., 2019], синие линии — остальные разломы, по [Zelenin et al., 2022]. Стереодиаграмма основного события дана по USGS.

На сайте USGS приведена экспресс-модель поверхности разрыва³, основанная на данных телесеismicических станций и интерферометрии (снимки спутника Sentinel-1A, обработанные с большим осреднением Европейским космическим агентством (ЕКА) с помощью пакета JPL/Caltech/Stanford InSAR Scientific Computing Environment). Модель состоит из одной плоскости, разделенной на 26 элементов по простиранию и 13 по падению. Угол простирания выбран равным 233°, падения 59°. Суммарный сейсмический момент оценен в 3.8×10^{19} Н·м ($M_w = 7.0$).

КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ СМЕЩЕНИЯ И МОДЕЛЬ ПОВЕРХНОСТИ РАЗРЫВА

Для определения косейсмических смещений нами были использованы два снимка спутника Сентинель-1А с восходящей орбиты, выполненные 14 и 26 января 2024 г. Обработка снимков за этот и последующий период выполнена в программном пакете SNAP, разработанном ЕКА. Для коррекции за влияние топографии использована цифровая модель рельефа SRTM с разрешением 1 угловая секунда. Применено осреднение перпендикулярно орбите, чтобы получить на поверхности земли примерно одинаковые размеры элемента разрешения вдоль и поперек орбиты (9.3×13.9 м). В остальном процесс обработки был стандартным.

На рис. 3 показано поле смещений в направлении на спутник в см, полученное после развертки фазы статистическим методом “минимального потока стоимости” (MCF, [Costantini, Rosen, 1999]). Карта построена на трехмерной топографии ETOPO1, полученной с сайта National Centers for Environmental Information⁴.

Смещения в направлении на спутник находятся в пределах от –13 до 72 см (положительные в сторону спутника). По морфологии поля смещений можно заключить, что смещения произошли по разлому, падающему на северо-запад, близкому по простиранию к первой нодальной плоскости N1 в решении USGS (простирание 235°, падение 45°, угол подвижки 42°). Действительно, в случае надвига по вертикальному разлому области поднятий и опусканий имеют

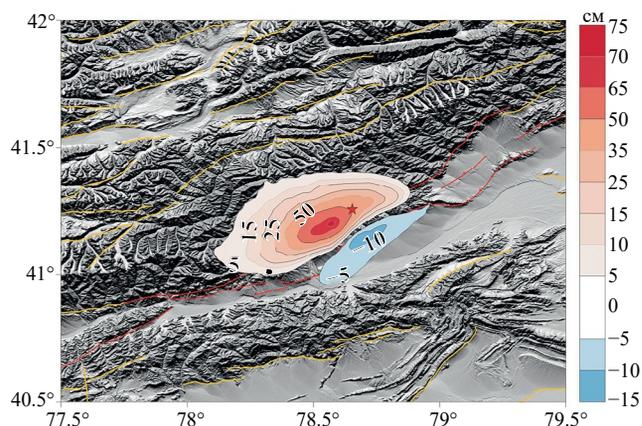


Рис. 3. Поле смещений в направлении на спутник (LOS) в см на топографической карте ETOPO1.

Красными линиями показана центральная часть разломной зоны Майдантаг (по [Wu et al., 2019]), остальные разломы – желтые линии (по [Zelenin et al., 2022]). Красная звезда – эпицентр землетрясения по USGS.

одинаковый размер и величину смещений. По мере уменьшения угла падения надвига, область поднятия над его висячим крылом расширяется, величина поднятия увеличивается, а область опускания становится меньше и по размеру, и по величине смещений. Простирание разлома всегда близко к простиранию линии, разделяющей области поднятия и опускания. В результате углы падения и простирания поверхности разрыва четко контролируются полем смещений.

Модель поверхности разрыва, состоящая из одной плоскости, построена на основе почти 2 тыс. значений поля смещений. В результате большой серии численных экспериментов, в которых поиск решения выполнялся для различных размеров поверхности разрыва, углов ее падения и простирания, были определены следующие параметры, дающие наилучшее приближение к полю смещений по данным спутниковой радарной интерферометрии: размеры плоскости по падению и простиранию 48.54 км и 45.0 км, соответственно. Глубина нижней кромки 25 км, верхняя кромка около земной поверхности. Полученная поверхность разрыва почти полностью перекрывает облако афтершоков, произошедших к 26 января 2024 г. (см. рис. 2).

Для расчета смещений на дневной поверхности в результате смещений на элементах поверхности разрыва было использовано решение [Pollitz, 1996], полученное для сферической

³ <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us7000lsze/finite-fault>

⁴ <https://ngdc.noaa.gov/>

планеты, параметры которой зависят от радиуса. Программный код Static1D, реализующий это решение, доступен на сайте USGS.

Модель разделена на 24 одинаковых элемента: 4 ряда по падению, 6 – по простиранию (рис. 4). Наилучшее приближение к спутниковым смещениям получено для угла простирания 228° , падения 59° . Сравнение поля смещений модели с реальными смещениями на спутник показано на рис. 5.

Максимальное смещение в модели составило 1.7 м на элементе с координатами и глубиной центра 41.231 с. ш., 78.64 в. д., 9.4 км. Этот элемент расположен в окрестности эпицентра землетрясения. Среднее смещение по плоскости равно 0.97 м. Смещения концентрируются в средней части поверхности разрыва, ближе к верхней ее кромке. Сейсмический момент получен равным 6.809×10^{19} Н·м при модуле сдвига 32 ГПа, что соответствует магнитуде $M_w = 7.16$.

Верхняя кромка модели, как и граница между положительными и отрицательными смещениями располагается у подножья гор, в пределах разломной зоны Майдантаг. Левосторонняя сдвиговая компонента имеет максимальные

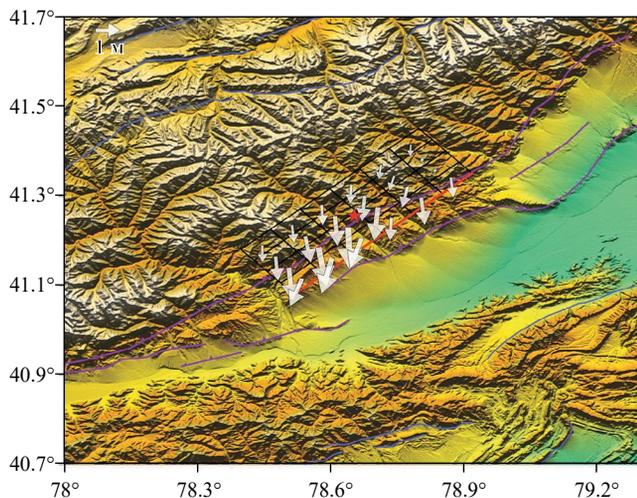


Рис. 4. Модель поверхности разрыва землетрясения Айкол 22.01.2024, основанная на данных спутниковой радарной интерферометрии.

Элементы поверхности разрыва показаны черными прямоугольниками на карте рельефа ETOPO1, красная линия маркирует ее верхнюю кромку. Белые стрелки показывают направление смещений всяческого крыла каждого элемента модели. Красная звезда – эпицентр землетрясения по данным USGS.

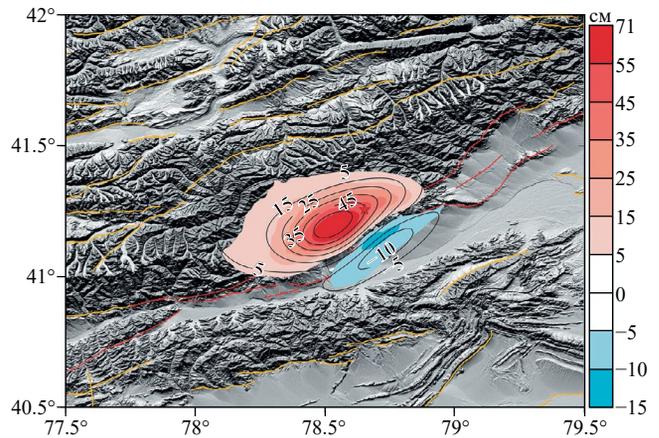


Рис. 5. Сопоставление смещений по данным РСА интерферометрии (цветная шкала в см) и вычисленных по модели поверхности разрыва (изолинии).

значения в верхней части поверхности разрыва, а с глубиной убывает.

Минимум в поле измеренных смещений несколько сдвинут относительно смещений, вычисленных по модели. По нашему мнению, улучшить подбор не удастся из-за того, что в использованной нами модели [Pollitz, 1996] решение получено для сферической поверхности Земли, без учета топографии. Максимум поля смещений располагается в горах, а минимум в предгорной долине, примерно на 1 км ниже. Вопрос об учете рельефа в аналитических моделях пока остается не решенным.

МОДЕЛЬ ГЛАВНОГО АФТЕРШОКА 29.01.2024

За период с 26 января по 3 марта 2024 г. произошло 59 афтершоков. Четыре афтершока имели магнитуду более 5. Из них один – более 5.4 и еще один сильный афтершок магнитудой $M_w = 5.7$ произошел 29 января 2024 г. По данным USGS гипоцентр наиболее сильного афтершока имел координаты 41.199° с.ш., 78.639° в.д. и располагался на небольшой глубине в 11.5 км (близкие данные приведены в каталоге GCMT: 41.12° с. ш., 78.63° в. д., глубина 12 км). Решение механизма очага дало следующие параметры нодальных плоскостей: NP1 – простирание 221° , падение 35° , угол подвижки 66° и NP2 – 69° ; 59° ; 106° соответственно. Сейсмический момент 4.665×10^{17} Н·м ($M_w = 5.71$). Решение GCMT несколько отличается, особенно

для второй нодальной плоскости: NP1 – 221°, 49°, 65° и NP2 – 76°, 47°, 116°. Сейсмический момент почти такой же 4.89×10^{17} Н·м ($M_w = 5.7$).

По радарным снимкам спутника Сентинель-1А от 26 января – 7 февраля была построена парная интерферограмма, которая в районе эпицентра афтершока магнитудой 5.7 (рис. 6, 7, желтая звезда) показала смещения, соответствующие надвигу на поверхности разлома, имеющего простирание, близкое к нодальной плоскости NP2 в решениях USGS и GCMT. Эта поверхность наклонена на юго-юго-восток, и на ней, судя по спутниковым данным, произошли смещения в противоположном направлении, относительно главного сейсмического события – т.е. надвиг в северо-северо-западном направлении, который сопровождался правым сдвигом. Смещения в направлении на спутник находятся в пределах от –12 до 40 см.

На рис. 6 показана карта смещений в направлении на спутник в см, изолиниями показаны смещения по модели главного афтершока. Эпицентр землетрясения по сейсмологическим данным сдвинут относительно определенной нами очаговой области на несколько км на северо-восток. Это, возможно, связано с ошибками определения параметров очага для относительно небольших землетрясений, расположенных в удаленных горных районах.

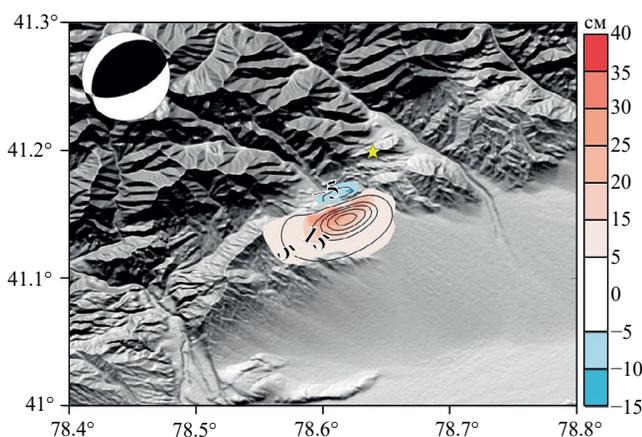


Рис. 6. Карта смещений земной поверхности (цветовая шкала в см) в направлении на спутник в результате афтершока 29 января 2024 г. с магнитудой $M_w = 5.7$. Изолинии – смещения по подобранной модели. Желтая звезда – эпицентр главного афтершока. Стереорама афтершока дана по USGS.

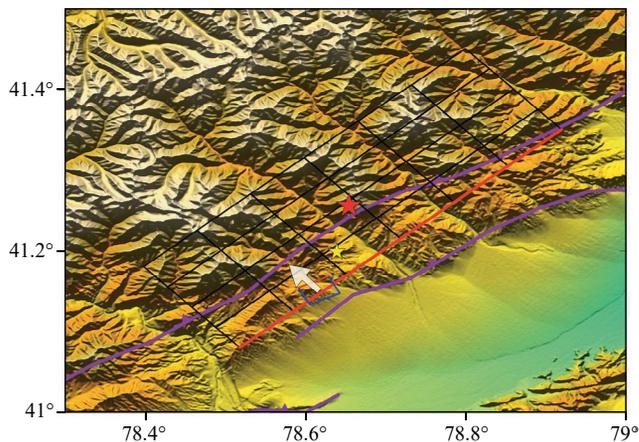


Рис. 7. Соотношение поверхностей разрыва главного события (черные прямоугольники) и сильнейшего афтершока $M_w = 5.7$ 29 января 2024 г. (синий прямоугольник). Стрелка показывает направление смещения 1.32 м висячего крыла в модели афтершока. Красные линии маркируют верхние грани моделей. Красная и желтая звезды – эпицентры главного события и сильнейшего афтершока соответственно.

Область смещений относительно небольшая, и сами смещения невелики, поэтому поверхность разрыва была аппроксимирована одной плоскостью. Параметры модели: простирание 64°, падение 49°, глубина от 3.5 до 0.5 км, модуль вектора смещений 1.32 м, угол подвижки 113.2°. Сейсмический момент равен 6.65×10^{17} Н·м ($M_w = 5.8$). Проекция на земную поверхность моделей сейсмического разрыва землетрясения Айкол и его главного афтершока на карте рельефа показаны на рис. 7.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сетка разломов в области исследований построена в основном по полевым наблюдениям на обнажениях и путем дешифрирования спутниковых и аэроснимков. Основные разломы, показанные на рис. 1–5, по данным детальных исследований являются эшелонированными системами, в которых фиксируются и тыловые надвиги с падением, противоположным падению основной системы (см., например, [Wu et al., 2019]). Модель поверхности разрыва главного события имеет простирание близкое к простиранию северо-восточной ветви разломной зоны Майдантаг. Реальное строение разломной зоны, естественно, существенно более сложное.

Модель поверхности разрыва главного события, построенная по данным радарной спутниковой интерферометрии, показывает, что механизм главного события — это надвиг с левосторонним сдвигом на поверхности, падающей на северо-запад (угол простираения 228° , падения 59°), что соответствует кинематике северо-восточной ветви разлома Майдантаг [Wu et al., 2019]. При моделировании главного афтершока получен надвиг на поверхности разрыва, падающей почти в противоположном направлении, на юго-юго-восток, который сопровождался небольшой компонентой правого сдвига (угол подвижки 113.2°). Заметим, что аналогичные разломы встречного падения были обнаружены полевыми исследованиями недалеко от очаговой зоны землетрясений Айкол, в долине рек Yushanguxi и Boguzidukesu [Wu et al., 2019, fig. 3, 5]. В целом, ситуация, когда подвижка в очаге афтершока противоположна подвижке в очаге главного события встречается в сейсмологии и интерпретируется как реализация компенсационного движения [Вакарчук и др., 2013]. Похожее явление было обнаружено по данным спутниковой интерферометрии и в роевой сейсмичности [Татевосян и др., 2024].

Поверхность разрыва главного афтершока отделила небольшую по длине часть фронтального надвига, произошедшего во время главного события, и сдвинула ее в западном направлении, т.е. примерно в том же направлении, в котором фронтальная часть надвига была смещена и во время главного события.

Как уже отмечалось, в юго-западной части Тянь-Шаня скорость сокращения по данным ГНСС в направлении с севера на юг оценивается в $18\text{--}20$ мм/год (например, [Yang et al., 2008; Zubovich et al., 2010]). Однако, скорость суммарного позднечетвертичного сокращения поперек северной части разлома Майдантаг оценена в работе [Wu et al., 2019] на порядок меньше — в 2.0 ± 0.7 мм/год. Здесь нет противоречий, поскольку сокращение в юго-западной части Тянь-Шаня происходит по эшелонированной системе разломов.

ВЫВОДЫ

На основании выполненного моделирования полей смещений, полученных для

землетрясения Айкол $M_w = 7.0$ 22 января 2024 г. и его наиболее сильного афтершока 29 января 2024 г. с магнитудой $M_w = 5.7$, можно сделать следующие выводы.

1. В очаговой зоне землетрясения Айкол проявляются две разломные системы различного падения.
2. Поверхность главного события, по которой произошел надвиг с левосторонним сдвигом, имеет падение на северо-запад.
3. Во фронтальной части разрыва очага главного события в процессе развития афтершокового процесса сформировался тыловой разрыв, падающий на юго-запад, который отделил и сдвинул на запад часть фронтальных пород, надвинутых во время главного события.
4. Выявленная сложная динамика вспарывания главного события и сильнейшего афтершока вероятно является следствием сложного строения разломных зон исследуемого региона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Европейское космическое агентство за предоставленные радарные снимки спутников Сентинель-1А. Мы благодарим Ф. Поллица (USGS), который разработал программный код StaticID и сделал его доступным для научного сообщества.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буртман В.С., Молнар П., Скобелев С.Ф. Новые данные о современных смещениях по Таласо-Ферганскому разлому // Докл. РАН. 1997. Т. 352. С. 214–217.
- Вакарчук Р.Н., Татевосян Р.Э., Антекман Ж.Я., Быкова В.В. Рачинское землетрясение 1991 г. на Кавказе: многоактная модель очага с компенсационным типом движения // Физика Земли. 2013. № 5. С. 58–64.

- Гребенникова В.В., Фролова А.Г.* Новые данные по Суусамырскому землетрясению, 19 августа 1992 г. (по анализу записей сильных афтершоков) // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2019. № 1(13). С. 26–43.
- Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Рёкер С.В., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г.* Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: Основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар Сонкёль) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.
- Татевосян Р.Э., Пономарев А.В., Тимошкина Е.П., Аптекман Ж.Я.* Компенсационные движения в очаговой зоне высокомагнитудного роя землетрясений 2023 г. в провинции Герат, Афганистан // Физика Земли. 2024. № 4. С. 64–75.
- Arrowsmith R., Crosby C.J., Korzhenkov A.M., Mamyrov E., Povolotskaya I., Guralnik B., Landgraf A.* Surface rupture of the 1911 Kebin (Chon-Kemin) earthquake, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan // Geological Society Special Publication. 2017. V. 432(1). P. 233–253.
- Avouac J.P., Tapponnier P., Bai M.X., You H.C., Wang G.* Active faulting and folding in the northern Tien Shan and rotation of Tarim relative to Dzungarian and Kazakhstan // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 6755–6804.
- Chen Q., Fu B., Shi P., Li Z.* Surface Deformation Associated with the 22 August 1902 M_w 7.7 Atushi Earthquake in the Southwestern Tien Shan, Revealed from Multiple Remote Sensing Data // Remote Sens. 2022. V. 14. P. 1663.
- Costantini M., Rosen P.A.* A generalized phase unwrapping approach for sparse data (IEEE 1999 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS'99 (Cat. No. 99CH36293)). Hamburg, Germany: IEEE, 1999. P. 267–269.
- Delvaux D., Abdrakhmatov K.E., Lemzin I.N., Strom A.L.* Landslides and surface breaks of the 1911 M_S 8.2 Kemin earthquake // Russian Geology and Geophysics. 2001. V. 42(10). P. 1583–1592.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions // Geophys. Res. Lett. 1994. V. 21. P. 2191–2194.
- Ghose S., Mellors R.J., Korjenkov A.M., Hamburger M.W., Pavlis T.L., Pavlis G.L. et al.* The $M_s = 7.3$ 1992 Suusamy, Kyrgyzstan, earthquake in the Tien Shan: 2. Aftershock focal mechanisms and surface deformation // Bull. Seismol. Soc. Am. 1997. V. 87(1). P. 23–38.
- Jourdon A., Pourhiet L.L., Petit C., Rolland Y.* The deep structure and reactivation of the Kyrgyz Tien Shan: Modelling the past to better constrain the present // Tectonophysics. 2017. V. 746. P. 530–548.
- Kulikova G., Krüger F.* Source process of the 1911 M 8.0 Chon–Kemin earthquake: investigation results by analogue seismic records // Geophysics Journal International. 2015. V. 201. P. 1891–1911.
- Kulikova G., Krüger F.* Historical Seismogram Reproductions for the Source Parameters Determination of the 1902, Atushi (Kashgar) Earthquake // J. Seismol. 2017. V. 21. P. 1577–1597.
- Li Y., Liu M., Hao M. et al.* Active crustal deformation in the tian Shan region // Tectonophysics. 2021. V. 811.
- Pollitz F.F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // Geophys. J. Int. 1996. V. 125. № 1. P. 1–14.
- Wang C.Y., Yang Z.E., Luo H., Mooney W.* Crustal structure of the northern margin of the eastern Tien Shan, China, and its tectonic implications for the 1906 $M \sim 7.7$ Manas earthquake // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 223. P. 187–202.
- Wu C., Zheng W., Zhang Z., Jia Q., Yu J., Zhang H., Yao Y., Liu J., Han G., Chen J.* Oblique thrust of the Maidan fault and late Quaternary tectonic deformation in the southwestern Tien Shan, northwestern China // Tectonics. 2019. V. 38. P. 2625–2645.
- Yang S.M., Li J., Wang Q.* The deformation pattern and fault rate in the Tianshan Mountains inferred from GPS observations // Science in China Series D–Earth Sciences. 2008. V. 51(8). P. 1064–1080.
- Yao Y., Wen S., Yang L., Wu C., Sun X., Wang L., Zhang Z.* A Shallow and left-lateral rupture event of the 2021 M_w 5.3 Baicheng earthquake: Implications for the diffuse deformation of Southern Tianshan // Earth and Space Science. 2022. V. 9.
- Yu Y.Q., Zhao D.P., Lei J.S.* Mantle transition zone discontinuities beneath the Tien Shan // Geophysical Journal International. 2017. V. 211(1). P. 80–92.
- Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I.* The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V. 14. P. 4489–4503.
- Zubovich A.V., Wang X.Q., Scherba Y.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber C. et al.* GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // Tectonics. 2010. V. 29.

Model of the Seismic Rupture Surface of the Aykol Earthquake, China, January 22, 2024, Based on SAR Interferometry Data

**E. P. Timoshkina¹, A. M. Konvisar^{1, 2, *}, V. O. Mikhailov^{1, 2},
A. V. Ponomarev¹, V. B. Smirnov^{1, 2}**

¹*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences,
Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

²*Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University,
Leninskie Gory, 1, bld. 2, Moscow, 119991 Russia*

** e-mail: alexkonvisar@gmail.com*

In this study the modeling of the rupture surface of the $M_w = 7.0$ Aykol earthquake, which occurred on the border of PRC and Kyrgyzstan on January 22, 2024, as well as the rupture surface of its strongest aftershock on January 29, 2024, with magnitude $M_w = 5.7$ has been carried out using satellite radar interferometry data. We derived displacement fields of the Earth's surface in the satellite line-of-sight for these events using Sentinel-1A imagery, and resolved the inverse problem of estimating displacement fields on the rupture surfaces. The resulting rupture surface models reveal the presence of fault systems dipping towards one another. The fault plane of the main event is a thrust with left-lateral shear component dipping to the northwest. During the development of the aftershock process, a backthrust dipping to the southeast developed in the frontal region, displacing the western portion of the frontal thrust formed during the main shock. Such fault dynamics is a result of the complex structure of the fault zones in the studied region. Backthrusts in this area had been mapped during previous field works.

Keywords: earthquake, Aykol, China, January 22, 2024, SAR interferometry, displacement fields, inverse problem, seismic rupture model

УДК 550.34

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

© 2024 г. П. Н. Шебалин^{а, *}, И. А. Воробьева^а, С. В. Баранов^{б, а}, А. А. Коваленко^{с, **},
А. И. Ливинский^{а, с}, А. А. Лыкова^с

^аИнститут теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, Москва, 117997 Россия

^бКольский филиал (КоФ) ФИЦ ЕГС РАН,
ул. Ферсмана, 14, Апатиты Мурманской области, 184209 Россия

^сАО «Российская национальная перестраховочная компания»,
ул. Гашека, 6, Москва, 125047 Россия

*e-mail: p.n.shebalin@gmail.com

**e-mail: anton.kovalenko@rnrc.ru

Поступила в редакцию 08.08.2024 г.

После доработки 21.08.2024 г.

Принята к публикации 21.08.2024 г.

В данной статье рассматривается задача определения параметров сейсмического режима для территории Иркутской области. Для решения данной задачи был создан полный каталог землетрясений в пределах исследуемого региона с унифицированной шкалой магнитуд за временной период с 1962 по 2021 гг. Определение параметров сейсмического режима является важным этапом для проведения последующих оценок сейсмической опасности. Решение данной задачи крайне важно для страховых и перестраховочных компаний, так как появляется возможность наиболее точно использовать вероятностный подход в задачах оценки риска воздействия от землетрясений, что в свою очередь позволяет принимать наиболее верные управленческие решения и обеспечивать стабильность финансовой системы компании.

Ключевые слова: сейсмический режим, сейсмическая опасность, каталог землетрясений, оценка риска, Иркутская область

DOI: 10.31857/S0203030624060035, **EDN:** HZEFRG

ВВЕДЕНИЕ

Если по среднегодовому (распределенному) экономическому ущербу для Российской Федерации наводнения, ураганы, оползни и обвалы, техногенные катастрофы и транспортные потери занимают первые места, то по возможному разовому (единовременному) социальному эффекту первое место принадлежит землетрясениям.

Данное заключение следует из свойств землетрясений, которые по мировой статистике являются одними из самых разрушительных стихийных бедствий. За период 1980–2015 гг. общие экономические потери от землетрясений

в мире составили около 500 млрд американских долларов или 21% общих потерь от стихийных бедствий [Munich Re, 2016]. В России наиболее сейсмически опасными регионами являются Курилы, Камчатка, Сахалин, Прибайкалье, Алтай и Саяны, Кавказ, Крым. В 59 субъектах Российской Федерации возможны сотрясения от VI баллов и выше [Ulomov, 1999].

Кроме очевидного колоссального негативного социально-экономического эффекта для страны от воздействия землетрясений, подобный эффект на себе в первую очередь ощущают страховые и перестраховочные компании. Которые, в основном, в своей работе для оценки рисков

и возможных экономических потерь используют вероятностные подходы. Но любой вероятностный подход требует достаточную точность в части используемых исходных данных. Для вероятностных оценок сейсмической опасности такими данными являются параметры сейсмического режима исследуемой территории.

Оценка сейсмического режима – это исследование совокупности землетрясений, которую рассматривают в пространстве и времени [Ризниченко, 1958], что является частью работ по оценке сейсмической опасности. Основная цель состоит в том, чтобы создать модель распределения очагов землетрясений в пространстве, учитывая их магнитуды и повторяемость во времени. Полученная модель позволяет определять возможное воздействие на любую точку на поверхности Земли в пределах исследуемой территории. Как правило степень воздействия в точке от землетрясения определяется как значение пикового ускорения грунта (PGA), либо в баллах интенсивности (по шкале МСК-64).

В России существуют карты общего сейсмического районирования (ОСР), которые используются как нормативные при строительстве различных объектов. Данные карты показывают возможную степень воздействия на всю территорию Российской Федерации на различных интервалах времени (например, 500 или 1000 лет), основываясь на вероятностном подходе при анализе сейсмической опасности. Наиболее распространенные в использовании являются карты ОСР-97, но, к сожалению, по истечению времени было обнаружено, что данные карты несут в себе ряд ошибок, например, завышение сейсмической опасности во многих регионах России на порядок [Шебалин и др., 2022], а также пропуски мест, где происходили землетрясения такой магнитуды, которые по картам ОСР-97 произойти не могли. Например, Олюторское землетрясение 2006 г., Тувинское землетрясение 2012 г. и другие. После карты ОСР-97 в качестве нормативных последовательно были приняты карты ОСР-2015 и ОСР-2016. На них площадь зон 6 баллов и выше изменилась не более чем на 20%, зоны 9 и 10 баллов на ОСР-2016 увеличились почти в два раза. Таким образом, и эти карты дают значительное завышение сейсмической опасности [Шебалин и др., 2022].

Такие ошибки могут вносить сильную погрешность в процесс анализа рисков, что в свою очередь заставляет задуматься в корректности определения параметров сейсмического режима. Классически для задач общего сейсмического районирования используется комбинация определения сейсмичности вдоль линейных структур – линеаментов, сейсмичности на площадных структурах – доменах, точечных очагов землетрясений. Считается, что в пределах структур возможность землетрясения равновероятна в пространстве и имеет одинаковую повторяемость в зависимости от магнитуды. Как правильно, варианты вероятностного анализа сейсмической опасности (ВАСО) опираются на следующие предположения. Первое – предположение о стационарности сейсмичности, второе – землетрясения возникают независимо от времени, а каждое землетрясение соответствует пуассоновскому процессу во времени [Cornell, 1968]. Отсюда следует, что любой прогноз ВАСО на условных период времени, например, 100 лет справедлив для любого временного 100-летнего интервала (условного периода времени), а не только на ближайшие 100 лет. В свою очередь, распределение Пуассона, в следствие группирования землетрясений, соответствует только для декластеризованных каталогов [Gardner, Knopoff, 1974]. Процесс декластеризации – это процесс вычищения общего каталога землетрясений от афтершоков и форшоков, по результатам которого остаются только самые сильные сейсмические события в последовательности. Отсюда следует предположение о том, что в случаях, когда объект не поврежден воздействием основного события, то он не будет поврежден и от воздействия возможного афтершока. Однако произошедшие землетрясения в Турции показывают, что некоторые афтершоки могут причинить значительный ущерб, следовательно, использование в ВАСО очищенных от афтершоков каталогов также может привести к недооценке риска.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В данной статье рассмотрена задача построения модели сейсмического режима для территории Иркутской области и прилегающих территорий (рис. 1) на регулярной сетке с шагом равным 0.1° по широте и по долготе. Корректная

модель сейсмического режима должна учитывать распределение эпицентров фоновых землетрясений (основных событий без учета афтершоков и форшоков) в пространстве и локальные распределения землетрясений в предположении выполнения закона Гутенберга-Рихтера. Таким образом, для каждой ячейки регулярной сетки (i,j) должны быть получены оценки значений двух параметров: первый - значения параметра ожидаемого числа событий $\lambda_{i,j}$ с магнитудой $M \geq M_c$ в ячейке в единицу времени, второй - параметр $b_{i,j}$ закона Гутенберга-Рихтера (наклон графика повторяемости землетрясений). Стоит отметить, что модель не должна быть сильно сглажена, т.е. ячейки, которые находятся на большом расстоянии от ячеек с высокой сейсмической активностью и в которых наблюдается низкая сейсмическая активность, не должны иметь высоких значений параметра числа ожидаемых событий $\lambda_{i,j}$. Также в модели необходимо учесть фрактальную структуру системы разломов и пространственного распределения эпицентров.

Отсюда сразу следует ряд тестов, которые показывают корректность созданной модели.

1. Общая сумма по всем ячейкам значений параметра ожидаемого числа землетрясений $\lambda_{i,j}$ должна быть примерно равна среднегодовому количеству наблюдаемых землетрясений с $M \geq M_c$.

2. Восстановленный параметр $b_{i,j}$ (наклон графика повторяемости) по полученным

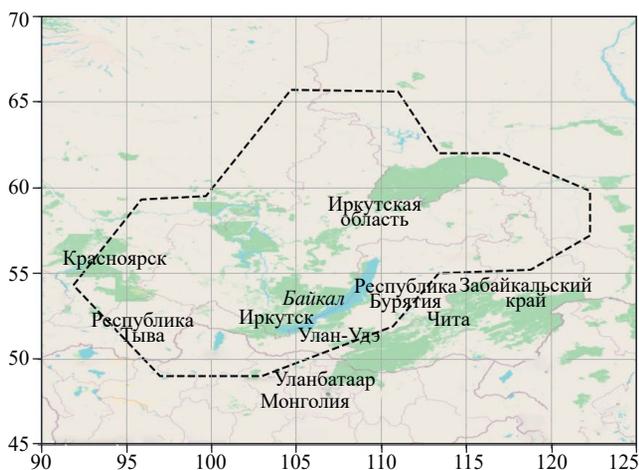


Рис. 1. Граница области исследования (Иркутская область и прилегающие территории).

локальным значениям ожидаемого числа землетрясений и наклона графика повторяемости в ячейках должен быть примерно равен региональному значению b .

3. Определение корректности степени сглаживания при помощи L-теста [Shebalin et al., 2024; Zechar et al., 2010].

МЕТОДИКА

В данной статье используется методика работы [Shebalin et al., 2024], которая состоит из следующих этапов: 1) декластеризация каталога на фоновые события и афтершоки; 2) определение параметров сейсмического режима с учетом низкой сглаженности; 3) верификация модели.

Создание калиброванного каталога

Для целей моделирования сейсмического режима использовались следующие источники данных о землетрясениях: каталог ISC [<http://www.isc.ac.uk>], каталог Байкальского отделения ГС РАН [<http://www.seis-bykl.ru>], “Землетрясения в СССР” [http://www.wdcb.ru/sep/seismology/cat_USSR.ru.html], “Землетрясения Северной Евразии” [<http://www.gsras.ru/zse/>], “Землетрясения России” [<http://www.gsras.ru/zr/>].

Проводилось объединение данных всех каталогов с идентификацией дублей по методике работы [Vorobieva et al., 2022]. Были определены корреляционные соотношения значений магнитуды разных типов и получен полный каталог землетрясений Иркутской области и прилегающих территорий с унифицированной шкалой магнитуд.

Метод ближайшего соседа для выявления афтершоков

Основные методы декластеризации каталогов землетрясений можно разделить на 2 класса - детерминистские и стохастические. К первым относятся “оконные” методы [Gardner, Knopoff, 1974] и “кластерные” [Reasenber, 1985; Molchan, Dmitrieva, 1992; Zaliapin, Ben-Zion, 2013]. Ко вторым относятся метод Жуанга [Zhuang et al., 2002] и метод модельно-независимой стохастической декластеризации MISD [Marsan, Lengline, 2008]. Каждый из этих методов базируется на предположении, что землетрясения одной магнитуды имеют примерно равное

количество афтершоков, что опровергается законом продуктивности землетрясений [Shebalin et al., 2020; Varanov et al., 2022; Shebalin et al., 2022], в котором говорится, что распределение количества афтершоков от землетрясений подчиняется экспоненциальному закону.

В основе нашей декластеризации [Vorobieva et al., 2022] лежит метод Заляпина–Бен-Зиона [Zaliapin, Ben-Zion, 2013]. В нем пары связанных между собой событий считаются триггером и инициируемым событием, обязательным условием является то, что время возникновения потомка всегда позже времени возникновения родителя. Каждый родитель может иметь несколько потомков, но не должен иметь более одного родителя. Для определения связанных событий в пространстве–времени–магнитуде для пары событий с i и j вводится функция близости [Baiesi, Paczuski, 2004]:

$$\eta_{ij} = \begin{cases} t_{ij} (r_{ij})^{d_f} 10^{-bm_i}, & t_{ij} > 0, \\ +\infty, & t_{ij} \leq 0, \end{cases} \quad (1)$$

где t_{ij} – время между событиями, r_{ij} – расстояние между эпицентрами, d_f – фрактальная размерность пространственного распределения землетрясений, b – параметр распределения закона Гутенберга–Рихтера, m_i – магнитуда события i . Землетрясение i считается родителем события j , если выполняются два условия: 1) величина η_{ij} является минимальной по всем i ; 2) $\eta_{ij} \leq \eta_0$. Пороговая величина оптимально разделяет фоновые и связанные события [Zechar, Gerstenberger, 2010], значение η_0 определяется по методу работы [Shebalin et al., 2020].

Землетрясения, не имеющие родителя, относятся к фоновым, остальные относятся к связанным. Для проведения процедуры декластеризации необходимо определить дополнительные три параметра: b , d_f , η_0 .

Оценка параметра b по полному каталогу для Иркутской области и прилегающих районов

Параметр b определяется по методу Аки [Аки, 1965] по формуле:

$$b = \frac{1}{\ln(10)(\langle M \rangle - M_c)}, \quad (2)$$

где $\langle M \rangle$ – средняя магнитуда при условии ($M \geq M_c$), M_c – представительная магнитуда,

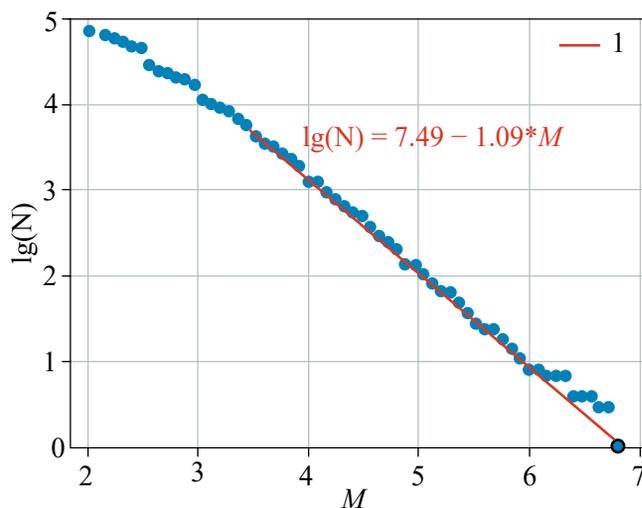


Рис. 2. График повторяемости калиброванного каталога землетрясений, N – число землетрясений с магнитудой (M) выше заданного уровня. 1 – аппроксимация распределения и оценка параметра b , полученная по методу Аки [Аки, 1965].

которая для Иркутской области равна 3.5. Получена оценка $b = 1.09$. Распределение магнитуд и оценка параметра b показаны на рис. 2.

Определение параметра d_f для Иркутской области и прилегающих территорий

В качестве фрактальной размерности используется оценка корреляционной размерности [Grassberger, Procaccia, 1983]. Для набора значений порога ϵ подсчитывается доля пар землетрясений, расстояние между гипоцентрами которых меньше ϵ (рис. 3). Определяется наклон прямолинейного участка графика этой зависимости в билогарифмическом масштабе. Получена оценка $d_f = 1.82$.

Определение параметра η_0 для Иркутской области и прилегающих территорий

Здесь для выбора порога η_0 используется модельно-независимый метод [Shebalin et al., 2020]. Основной смысл метода заключается в моделировании распределения функции близости для независимых событий с помощью рандомизированного каталога, который получается в результате случайного перемешивания времен событий относительно магнитуд и координат их гипоцентра. Обработанный данным образом каталог (изначально используется полный

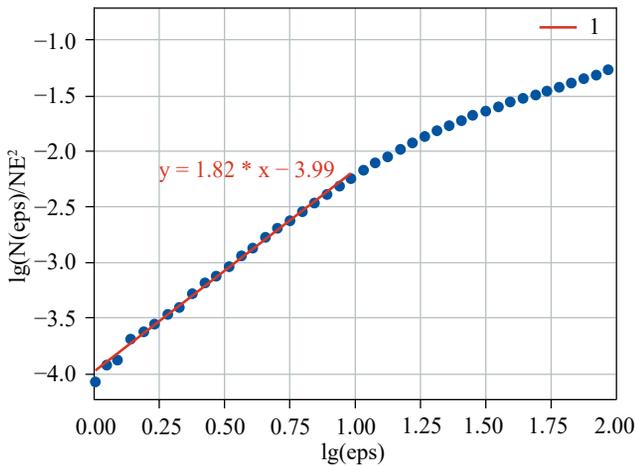


Рис. 3. Оценка корреляционной размерности d_f [Grassberger, Procaccia, 1983] по данным калиброванного каталога, $M \geq M_c = 3.5$.

1 – аппроксимация распределения и оценка параметра d_f .

каталог событий, не декластеризованный), может сохранять некоторую пространственно-временную кластеризацию. Для исключения данной проблемы подбирается предварительное значение η_0 для проведения операции предварительной декластеризации, в результате которой из каталога исключаются очевидные афтершоки. Для предварительной декластеризации определяется положение правой моды (η_m) и положение половины высоты правой ветви распределения минимальных значений функции близости ($\eta_{1/2}$) (рис. 4). Принимается предварительное значение, вычисленное по формуле $\eta_0 = \eta_m - (\eta_{1/2} - \eta_m)$ (см. рис. 4).

Производится предварительная декластеризация – удаляются все землетрясения, у которых есть “родитель”. Затем описанная процедура повторяется уже с предварительно декластеризованным каталогом. Далее для каждого времени события случайно выбираются магнитуды и координаты гипоцентра. Для полученного путем перемешивания каталога строится распределение $F_{\text{random}}(\eta)$ для ближайших соседей. Исходя из предположения, что $F_{\text{random}}(\eta)$ соответствует распределению для некластеризованных землетрясений, представим распределение $F_{\text{real}}(\eta)$ для ближайших соседей реального каталога как сумму двух частей:

$$F_{\text{real}}(\eta) = (1 - k)F_{\text{clustered}}(\eta) + kF_{\text{random}}(\eta). \quad (3)$$

Подобное уравнение корректно и для плотностей распределений $p_{\text{real}}(\eta)$, $p_{\text{clustered}}(\eta)$, $p_{\text{random}}(\eta)$.

Для оптимизации веса k необходимо найти лучшее совпадение $p_{\text{random}}(\eta)$ с правой ветвью $p_{\text{real}}(\eta)$ (рис. 5а). Для рандомизированного каталога мода распределения часто близка к истинной моде для реального каталога, т.е. наиболее точно отражает реальную кластеризацию событий. Стоит отметить, что значение параметра k должен быть подобрано так, чтобы избежать случаев, когда значения $p_{\text{clustered}}$ становятся отрицательными или превышают 1.

Таким образом, значение η_0 задается так, чтобы интенсивность потока кластеризованных событий с ближайшими соседями была равна интенсивности потока некластеризованных событий с ближайшими соседями (см. рис. 5б):

$$1 - F_{\text{clustered}}(\eta_0) = 1 - \frac{F_{\text{real}}(\eta_0) - kF_{\text{random}}(\eta_0)}{1 - k} = (4) \\ = F_{\text{random}}(\eta_0).$$

По данным калиброванного каталога, $M \geq 3.5$, получена оценка $\eta_0 = 10^{-1.2}$ (время выражено в сутках, расстояние в км).

В результате был получен каталог фоновых землетрясений Иркутской области и прилегающих территорий. По данному каталогу определяется среднегодовое число событий

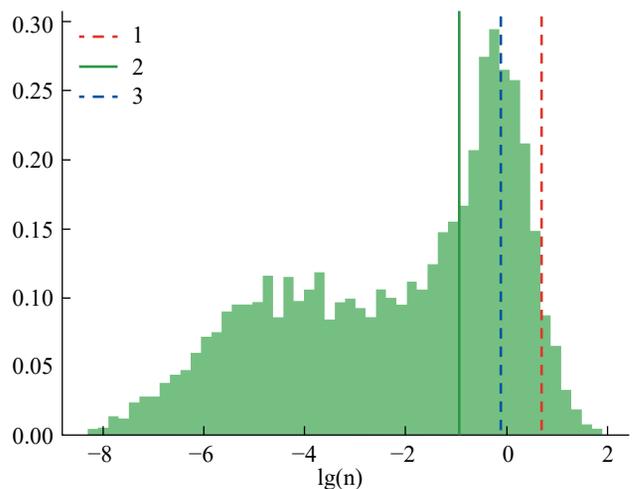


Рис. 4. Распределение минимальных значений функции близости для событий каталога.

1 – положение половины высоты правой ветви распределения минимальных значений функции близости (0.7); 2 – предварительное значение $\eta_0 = 10^{(-0.94)}$; 3 – положение правой моды (-0.12).

с магнитудой выше представительной за период 1982–2021 гг. – $L_{3.5} = 56.08$.

Оценка и картирование вариаций сейсмической активности Иркутской области и прилегающих территорий

Для картирования сейсмических параметров регион исследования сканируется кругами с постоянным радиусом $R = 100$ км (диаметр $D = 200$ км), что составляет порядка 10 размеров очага землетрясений с магнитудой $M = 6.0$ [Wells, Coppersmith, 1994]. Это позволяет корректно делать локальные оценки параметров закона повторяемости. С другой стороны, эта величина значительно меньше размера региона исследования, что позволяет выявить локальные вариации сейсмической активности.

Центры кругов расположены в узлах регулярной сетки с шагом $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, всего 29 488 узлов. Сильное перекрытие кругов обеспечивает сглаживание характеристик сейсмичности. В окрестности каждого узла выбираются все землетрясения в пределах 100 км, число землетрясений в кругах N варьирует от 0 до 192 событий. В кругах, где число землетрясений оказалось равным 0, для определенности мы полагаем дробное число землетрясений $N = 0.1$.

Для каждого узла регулярной сетки с шагом 0.1 град. по широте и долготе по выборке в круге радиусом 100 км производится оценка $v(M)$ числа землетрясений с магнитудой $m \geq M$ в пространственной ячейке $0.1^\circ \times 0.1^\circ$.

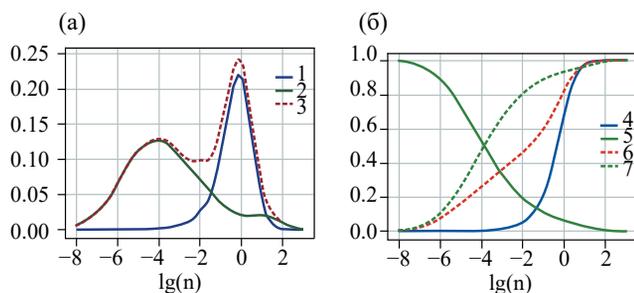


Рис. 5. Оценка параметра η_0 по данным калиброванного каталога, $M \geq M_c = 3.5$. а – взвешенные плотности распределений: 1 – распределение $k p_{\text{random}}(\eta)$, 2 – распределение $(1-k)p_{\text{clustered}}(\eta)$, 3 – распределение $p_{\text{real}}(\eta)$; б – функции распределения: 4 – функция $F_{\text{random}}(\eta)$, 5 – функция $1-F_{\text{clustered}}(\eta)$, 6 – функция $F_{\text{real}}(\eta)$, 7 – функция $F_{\text{clustered}}(\eta)$.

$$v(M) = N(M) \frac{S_{\text{cell}}^{d_f^{(b)}}}{S_{\text{circle}}^{d_f^{(b)}}}. \tag{5}$$

Здесь $N(M)$ – число землетрясений с магнитудой $m \geq M$ в круге, $S_{\text{cell}}^{d_f^{(b)}}$ и $S_{\text{circle}}^{d_f^{(b)}}$ – площади ячейки и круга в $d_f^{(b)}$ – мерном пространстве:

$$S_{\text{circle}}^{d_f^{(b)}} = R^p \frac{\pi \frac{d_f^{(b)}}{2}}{\Gamma\left(1 + \frac{d_f^{(b)}}{2}\right)}; \tag{6}$$

$$S_{\text{cell}}^{d_f^{(b)}} = d_f^{d_f^{(b)}} \cos^{\frac{d_f^{(b)}}{2}}(\varphi),$$

где Γ – это гамма-функция, R – радиус круга, d – линейный размер ячейки, φ – географическая широта центра круга.

На рис. 6а приведена карта оценки вариаций сейсмической активности в регионе. Величина $a = \log_{10} v(3.5)$, где $v(3.5)$ – оценка числа землетрясений в ячейке с магнитудой $M \geq 3.5$, вычисленная по формуле (5). Значения активности привязаны к центрам кругов сканирования.

Легко видеть, что зоны высокой сейсмической активности оказались значительно расширенными по сравнению с распределением эпицентров. Это связано с тем, что центры кругов сканирования могут оказаться в стороне от землетрясений, попавших в круг. Пример для узла с координатами (108.6°E, 55.5°N) показан на рис. 6б.

Для уточнения карты вариаций сейсмической активности мы будем привязывать значение не к центру круга, а к среднему положению землетрясений выборки (см. рис. 6в). В результате этой операции в некоторые ячейки $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ попадет несколько значений активности. Для каждой такой ячейки мы выберем единственное значение v , соответствующее максимальной оценке активности. В тех ячейках, куда не попало ни одного значения, мы восстановим активность с помощью интерполяции (см. рис. 6г).

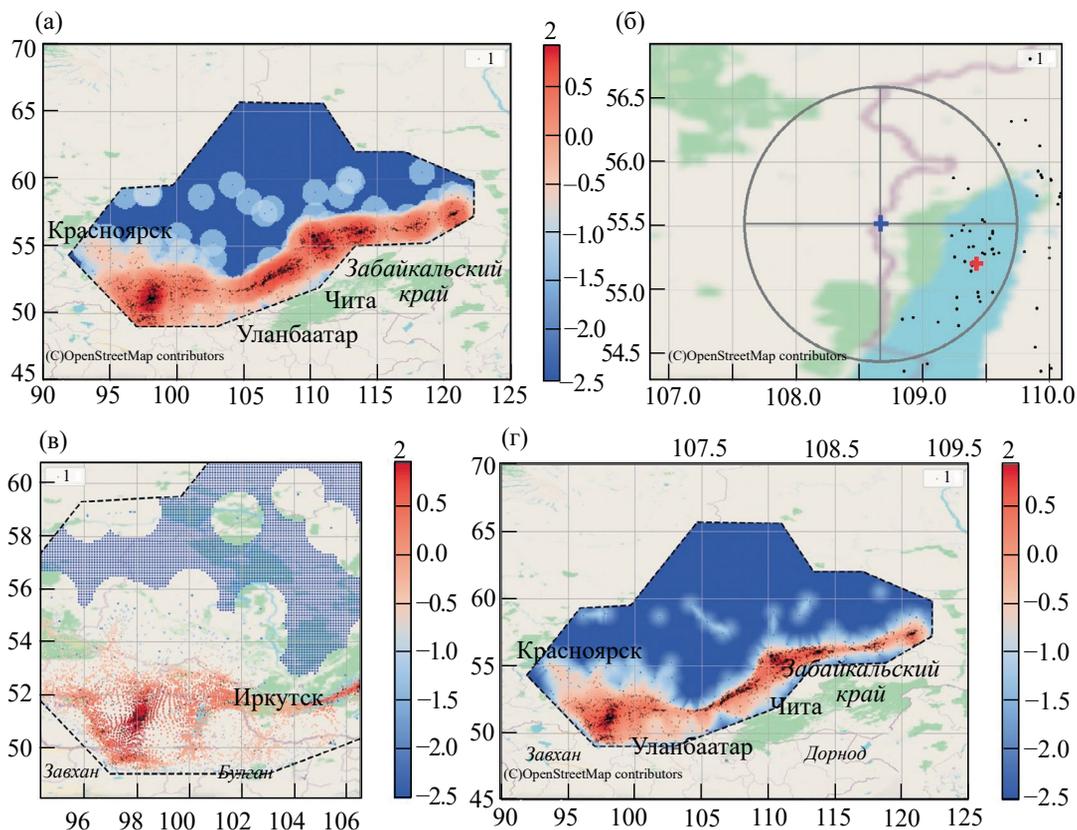


Рис. 6. Вариации сейсмической активности $a = \log_{10} v$, где v – оценка числа землетрясений с магнитудой $M \geq 3.5$, вычисленная по формуле (5).

а – карта оценки вариаций сейсмической активности, значения активности привязаны к центрам кругов сканирования; б – карта эпицентров землетрясений в круге сканирования с координатами центра (108.6°E, 55.5°N), центр выборки землетрясений (109.4°E, 55.2°N) смещен относительно центра круга; в – пример автоматизации переноса центра кругов сканирования в среднее положение землетрясений выборки; г – карта оценки вариаций сейсмической активности со значениями, привязанными к среднему положению землетрясений выборки.

1 – эпицентры землетрясений из каталога фоновых событий; 2 – шкала вариаций сейсмической активности a .

Интерполяция выполнена с помощью функции “griddata” и метода линейной интерполяции “linear” пакета `scipy.interpolate`. Функция “griddata” выполняет интерполяцию значений на нерегулярно заданных точках для построения регулярной сетки. Линейная интерполяция основывается на триангуляции Делоне и линейной интерполяции внутри треугольников, образованных этой триангуляцией.

Карта вариаций сейсмической активности с привязкой значений к среднему положению землетрясений выборки, полученная с помощью описанной выше процедуры интерполяции показана на рис. 6г. Активность хорошо соответствует пространственному распределению эпицентров.

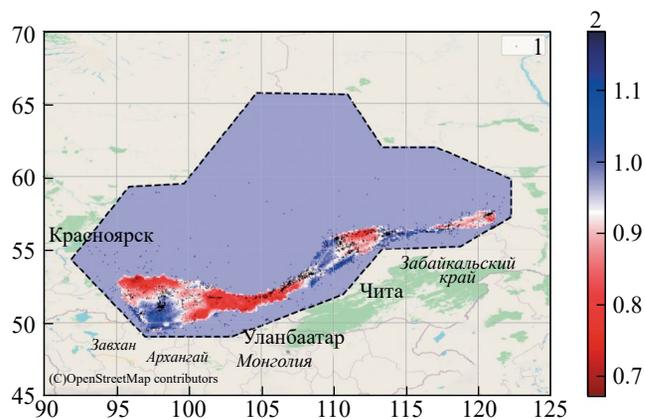


Рис. 7. Вариации наклона графика повторяемости b с привязкой к среднему положению землетрясений выборки.

1 – эпицентры землетрясений из каталога фоновых событий; 2 – шкала вариаций наклона графика повторяемости b .

Оценка и картирование вариаций наклона графика повторяемости

Карта вариаций наклона графика повторяемости b строится по аналогии с картой вариаций сейсмической активности a . Наклон графика повторяемости оценен методом максимального правдоподобия для группированных данных с ограниченным максимумом магнитуды, который дает несмещенную оценку для выборок небольшого объема [Bender, 1983].

Оценка наклона графика повторяемости b требует наличия достаточного числа землетрясений. При радиусе $R = 100$ км и минимальном числе землетрясений $N = 50$, b может быть оценено только для 6% наиболее сейсмически активной части изучаемой территории. Поэтому для расчета использовались круги с радиусом $R = 200$ км, где число событий $N \geq 50$. В этом случае наклона графика повторяемости b может быть оценен во всей южной части региона. В кругах, где событий недостаточно, использовалось региональное значение $b = 0.97$ [Wesnousky, 1999].

Карта вариаций наклона графика повторяемости с привязкой значений к среднему положению землетрясений выборки, полученная с помощью описанной выше процедуры интерполяции (см. рис. 6в) показана на рис. 7.

Проверка восстановления регионального графика повторяемости

Оценки пространственных вариаций сейсмической активности $v(3.5)$ и наклона графика повторяемости b позволяют построить теоретический график повторяемости в регионе путем суммирования по всем ячейкам регулярной сетки расчетное число событий с магнитудой выше заданной. Число землетрясений $v_i(M)$ с магнитудой, превышающей произвольное значение M в ячейке i оценивается как:

$$v_i(M) = v_i(3.5)10^{-b_i(M-3.5)}. \quad (7)$$

Здесь b_i – локальное значение наклона графика повторяемости. Тогда число землетрясений с магнитудой $m \geq M$ в регионе

$$N(M) = \sum_i v_i(M), \quad (8)$$

где сумма берется по всем ячейкам территории исследования.

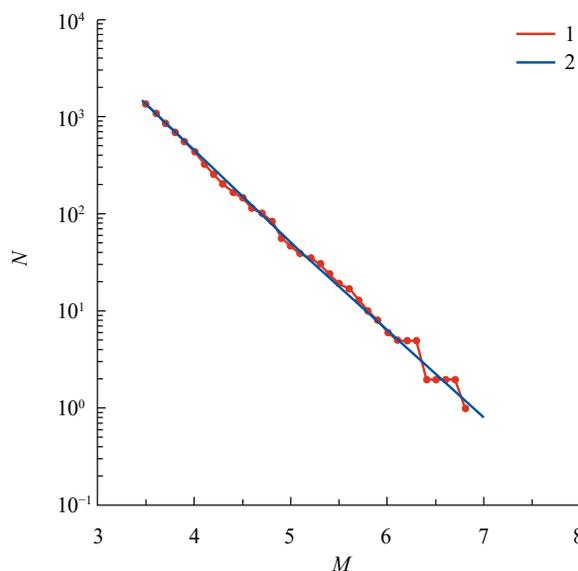


Рис. 8. Сравнение графиков повторяемости. 1 – график повторяемости зарегистрированной сейсмичности; 2 – график повторяемости, восстановленный по карте пространственных вариаций сейсмической активности $v(3.5)$ и карте наклона графика повторяемости b .

Восстановленный таким образом график повторяемости хорошо воспроизводит график повторяемости зарегистрированной сейсмичности (рис. 8). Этот факт обеспечивает корректное моделирование сейсмического режима (в фоновой его части) по полученным оценкам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрен алгоритм определения параметров сейсмического режима для исследуемой территории. Данный алгоритм является унифицированным, что в свою очередь является важным фактором при определении сейсмической опасности в разных регионах исследования, в частности, для совокупной оценки возможного ущерба на относительно большой территории, например, на территории нескольких субъектов Российской Федерации. В работе проведены проверки восстановления регионального параметра b , что свидетельствует о хорошем соответствии модели реальным данным. На наш взгляд, данный подход является наиболее эффективным в задачах оценки сейсмических рисков с использованием вероятностных подходов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках договора на выполнение научно-исследовательской работы для АО “РНПК”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ризниченко Ю.В.* Об изучении сейсмического режима // Изв. АН СССР. Геофизика. 1958. № 9. С. 1057–1074.
- Шебалин П.Н., Гвишиани А.Д., Дзебоев Б.А., Скоркина А.А.* Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности? // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 91–97.
- Aki K.* Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence level // Bull. Earthquake Res. Inst. 1965. V. 43. P. 237–239.
- Baiesi M., Paczuski M.* Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // Phys. Rev. E. 2004. V. 69. 066106.
- Baranov S., Narteau C., Shebalin P.* Modeling and prediction of aftershock activity // Surveys in Geophysics. 2022.
- Bender B.* Maximum likelihood estimation of b -values for magnitude grouped data // Bulletin of the Seismological Society of America. 1983. V. 73. P. 831–851.
- Cornell C.A.* Engineering seismic risk analysis // Bulletin of the Seismological Society of America. 1968. V. 58. Iss. 5. P. 1583–1606.
- Gardner J.K., Knopoff L.* Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian? // Bulletin of the Seismological Society of America. 1974. V. 64. P. 1363–1367.
- Grassberger P., Procaccia I.* Measuring the strangeness of strange attractors // Physica D: Nonlinear Phenomena. 1983. V. 9. № 1–2. P. 189–208.
DOI: 10.1016/0167-2789(83)90298-1.
- Marsan D., Lengliné O.* Extending Earthquake’ Reach through Cascading // Science. 2008. V. 319. P. 1076–1079.
DOI: 10.1126/science.1148783.
- Molchan G.M., Dmitrieva O.E.* Aftershock Identification: Methods and New Approaches // Geophysical Journal International. 1992. V. 109. P. 501–516.
DOI: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb00113.x.
- Munich Re, NatCatService. 2016.
https://reliefweb.int/sites/reliefweb.int/files/resources/Loss_events_worldwide_1980-2015.pdf
- Reasenber P.* Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969–1982 // Journal of Geophysical Research. 1985. V. 90. P. 5479–5495.
DOI: 10.1029/JB090iB07p05479.
- Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V.* Earthquake productivity law // Geophysical Journal International. 2020. V. 222. Iss. 2. P. 1264–126913.
DOI: 10.1093/gji/ggaa252.
- Shebalin P., Baranov S., Vorobieva I.* Earthquake Productivity Law in a Wide Magnitude Range // Frontiers in Earth Science. 2022. V. 10. Article 881425.
DOI: 10.3389/feart.2022.881425.
- Shebalin P.N., Baranov S.V., Vorobieva I.A., Grekov E.M., Krushelnitskii K.V., Skorkina A.A., Selyutskaya O.V.* Seismicity Modeling in Tasks of Seismic Hazard Assessment // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 515. № 1. P. 514–525.
DOI: 10.1134/S1028334X23603115, EDN: SNHALD.
- Ulomov V.I.* Seismic hazard of Northern Eurasia // Annali di Geofisica. 1999. V. 42. Iss. 6. P. 1023–1038.
- Vorobieva I., Gvishiani A., Dzeboev B., Dzeranov B., Barykina Y., Antipova A.* Nearest neighbor method for discriminating aftershocks and duplicates when merging earthquake catalogs // Front. Earth Sci. 2022. V. 10. P. 820277.
DOI: 10.3389/feart.2022.820277.
- Wesnowsky S.G.* Crustal deformation processes and the stability of the Gutenberg-Richter relationship // Bulletin of the Seismological Society of America. 1999. V. 89(4). P. 1131–1137.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture width, Rupture Area, and Surface Displacement. // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84. P. 974–1002.
- Zaliapin I., Ben-Zion Y.* Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2013. V. 118. P. 2847–2864.
DOI: 10.1002/jgrb.50179.
- Zechar J.D., Gerstenberger M.C., Rhoades D.A.* Likelihood-based tests for evaluating space-rate-magnitude forecasts // Bulletin of the Seismological Society of America. 2010. V. 100(3). P. 1184–1195.
DOI: 10.1785/0120090192.
- Zhuang J., Ogata Y., Vere-Jones D.* Stochastic Declustering of Space-Time Earthquake Occurrences // Journal of the American Statistical Association. 2002. V. 97(458). P. 369–380.
DOI: 10.1198/016214502760046925.

Determination of Seismic Regime Parameters for Seismic Hazard Assessment within the Territory of the Irkutsk Oblast

P. N. Shebalin^{1, *}, I. A. Vorobieva¹, S. V. Baranov^{2, 1}, A. A. Kovalenko^{3, **},
A. I. Livinskiy^{1, 3}, A. A. Lykova³

¹*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences,
Profsoyuznaya str., 84/32, Moscow, 117997 Russia*

²*Kola Branch (KB) FRC UGS RAS,
Fersmana str., 14, Apatity, Murmansk region, 184209 Russia*

³*Russian National Reinsurance Company, Gasheka str., 6, Moscow, 125047 Russia*

** e-mail: p.n.shebalin@gmail.com*

*** e-mail: anton.kovalenko@rnrc.ru*

The article considers the problem of determining the parameters of the seismic regime for the territory of the Irkutsk region. To solve this problem, a complete catalog of earthquakes within the studied region with a unified magnitude scale was created for the time period from 1962 to 2021. Determination of seismic regime parameters is an important step for subsequent seismic hazard assessments. The solution of this problem is extremely important for insurance and reinsurance companies, as it makes it possible to use the probabilistic approach in the tasks of earthquake risk assessment, which in turn allows to make the most correct management decisions and ensure the stability of the company's financial system.

Keywords: seismic regime, seismic hazard, earthquake catalog, risk assessment, Irkutsk oblast

УДК 550.834

О ВЛИЯНИИ ХУБСУГУЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2021 ГОДА НА СЕЙСМИЧНОСТЬ СТЫКА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ С БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНОЙ

© 2024 г. А. Ф. Еманов^{а, *}, А. А. Еманов^{а, b}, В. В. Чечельницкий^b,
Е. В. Шевкунова^а, А. В. Фатеев^{а, c}, Е. А. Кобелева^b,
П. О. Полянский^а, М. В. Фролов^а, И. Ф. Ешкунова^а

^аАлтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра
“Единая геофизическая служба Российской академии наук”,
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^бБайкальский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба
Российской академии наук”, ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

^сИнститут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской академии наук,
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: Emanov@gs.nsc.ru

Поступила в редакцию 19.12.2023 г.

После доработки 25.03.2024 г.

Принята к публикации 21.08.2024 г.

Рассматривается вопрос о влиянии крупного Хубсугульского землетрясения 2021 г., $M_L = 6.9$ на сейсмичность блоковой структуры района сочленения Алтае-Саянской горной области и Байкальской рифтовой зоны. Исследования выполняются с использованием данных сетей сейсмологических станций Алтае-Саянского и Байкальского филиалов Единой геофизической службы РАН, а также сейсмологических станций Монголии. Показано развитие сейсмического процесса около границ Тувино-Монгольского блока и прилегающих блоков Восточной Тувы. Установлена и изучена очаговая зона Дархадского роя землетрясений, сформировавшаяся в 2022–2023 гг. в виде нескольких серий событий, наиболее сильные из которых имели магнитуду $M_L > 5$. Одновременно с активизацией очаговой области Хубсугульского землетрясения наблюдается высокая сейсмическая активность очаговых областей крупных землетрясений прошлых лет: Бусингольского 1991 г., Тувинских 2011–2012 гг. Белин-Бий-Хемского 2008 г. Воздействие Хубсугульского землетрясения на сейсмичность пограничных блоков Алтае-Саянской и Байкальской зон отличается от воздействия Чуйского землетрясения 2003 г. на сейсмичность Алтая.

Ключевые слова: Тувино-Монгольский блок, крупные землетрясения, афтершоки, Хубсугульское землетрясение

DOI: 10.31857/S0203030624060047, EDN: HZCUUI

ВВЕДЕНИЕ

Анализ некоторых характеристик сейсмического режима Алтае-Саянской горной области по каталогам землетрясений двадцатого века [Еманов и др., 2001, 2021] показал их изменения в период крупных землетрясений и восстановление до близких к исходным параметров в течение нескольких лет, а также были установлены плавные вариации параметров во времени.

При этом не были выяснены причины и природа этих вариаций.

В данной работе рассматривается вопрос о влиянии на сейсмичность региона Хубсугульского землетрясения 2021 г., $M_L = 6.9$ [Еманов и др., 2022, 2023а, 2023б]. Оно вызвало мощный афтершоковый процесс, основными закономерностями которого являются активизация структуры разломов в начальный момент

и ее пространственно-временные изменения в 2021–2022 гг. Одновременно с протеканием афтершокового процесса наблюдается сейсмическая активизация границ блоковой структуры стыка Байкальской рифтовой зоны и Алтае-Саянской горной области [Еманов и др., 2023а, 2023б].

Воздействие этого землетрясения на земную кору изучалось не только по сейсмологическим данным [Тимошкина и др., 2022; Овсяченко и др., 2023; Davaasambuu Battogtokh и др., 2023]. В частности, по временным рядам GPS-станции IRKM (Иркутск), находящейся на расстоянии 287 км от эпицентра землетрясения, зарегистрированы аномально большие амплитуды пространственного смещения станции [Лухнев и др., 2022]. При этом сильные афтершоки первого дня не заметны на непрерывных рядах. Эти экспериментальные данные говорят о заметном влиянии Хубсугульского землетрясения на земную кору на удалениях в сотни километров.

Выявленные особенности сейсмического режима кардинально отличаются от развития сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 г., $M_S = 7.3$ [Еманов и др., 2003, 2017, 2023в]. После Чуйского землетрясения на Алтае основной объем выделившейся сейсмической энергии сразу сосредоточился в его эпицент-

тральной области. Сейсмичность остального Алтая до своего прежнего уровня восстанавливалась десятилетия, при этом произошли заметные изменения в конфигурации зон сосредоточения эпицентров землетрясений относительно периода до Чуйского землетрясения. Это может свидетельствовать о значимом различии в пространственно-временных связях при развитии сейсмичности в существенно разных геодинамических режимах Алтая и юго-западного окончания Байкальской рифтовой зоны.

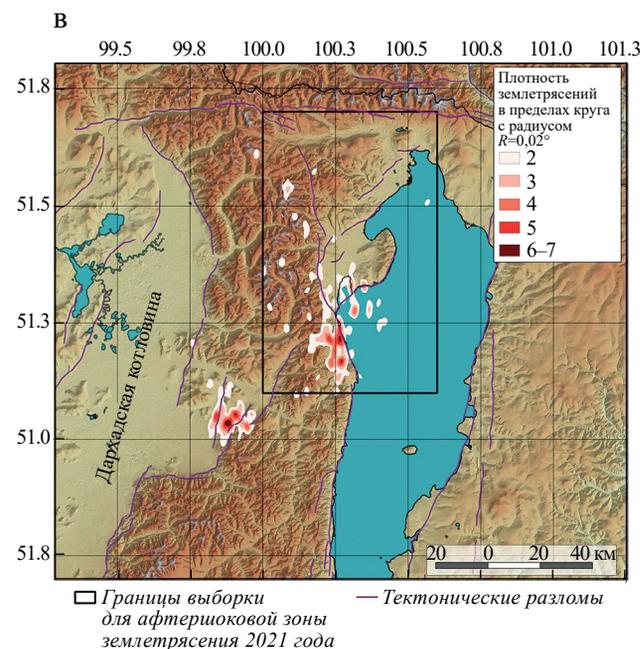
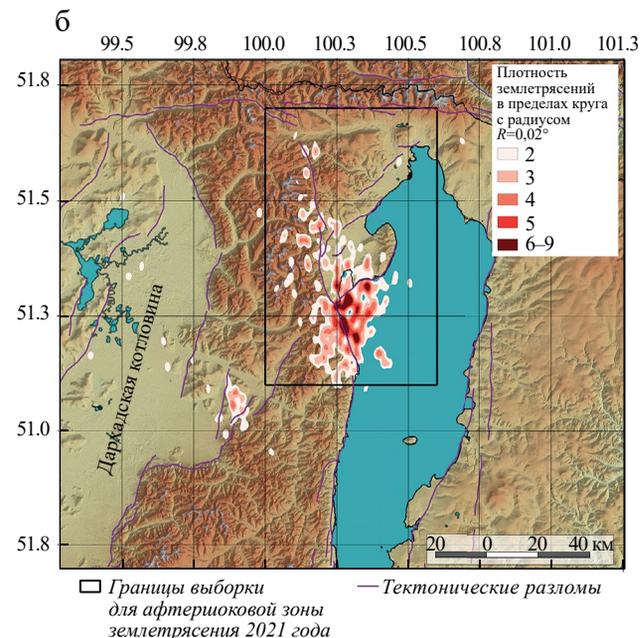
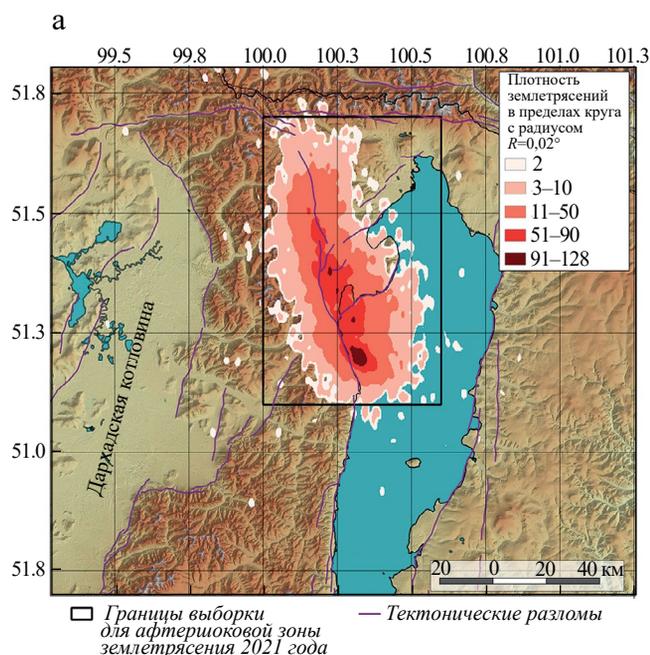


Рис. 1. Карты плотности землетрясений в эпицентральной области Хубсугульского землетрясения за 2021, 2022 и 2023 гг. (а, б и в соответственно). Не отображены площадки с одним землетрясением.

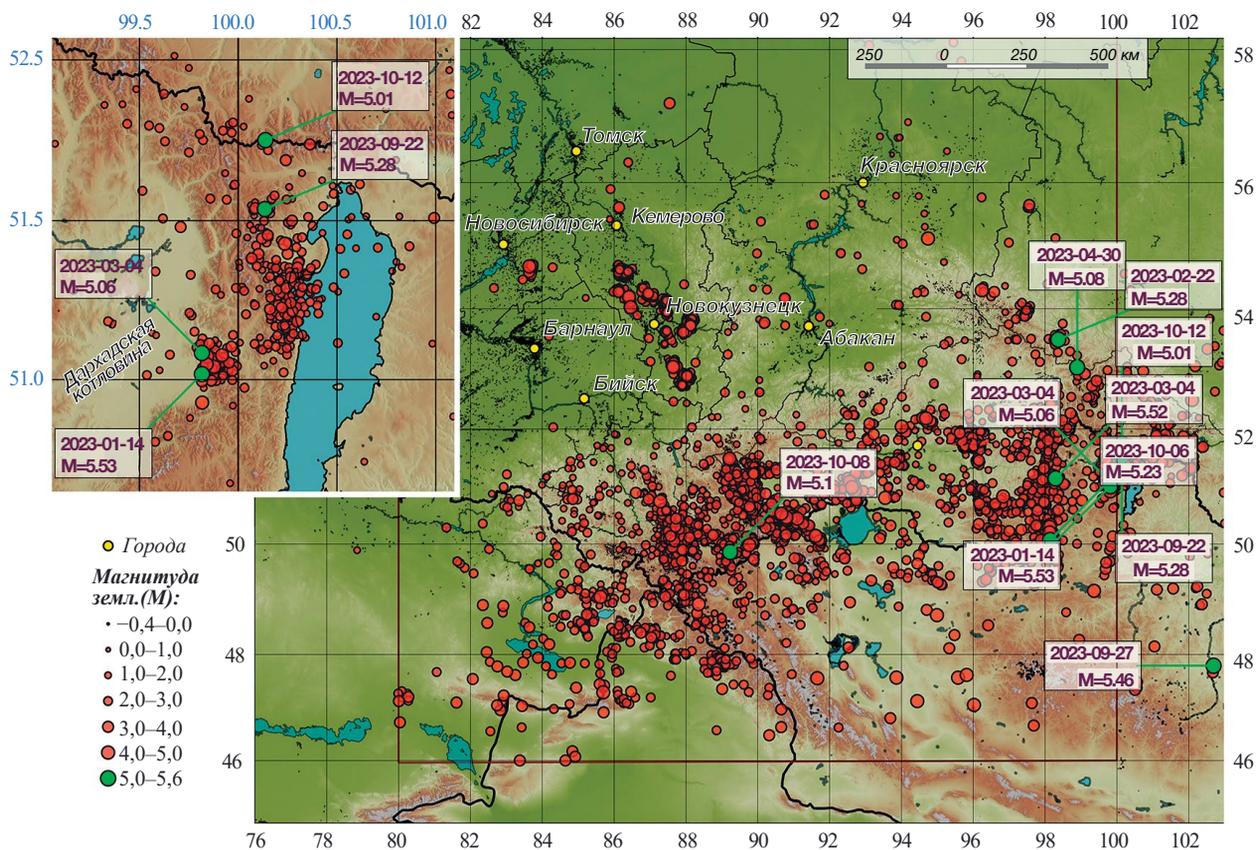


Рис. 2. Карта эпицентров Алтае-Саянской горной области в 2023 г. Врезка – район Хубсугульского землетрясения.

ХУБСУГУЛЬСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 2021 г. И ДАРХАДСКИЙ РОЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Исследование афтершокового процесса Хубсугульского землетрясения до середины 2022 г. представлено в работе [Еманов и др., 2023б], на более ранних стадиях развития – в [Еманов

и др., 2022, 2023а]. В данной работе сделана попытка обнаружить изменения в сейсмичности смежных структур. В 2021 г. (рис. 1а) наблюдается интенсивный афтершоковый процесс непосредственно в эпицентральной зоне землетрясения. В 2022 г. (см. рис. 1б) в Дархадской впадине появился рой землетрясений, заметно усилившийся в 2023 г. (см. рис. 1в).

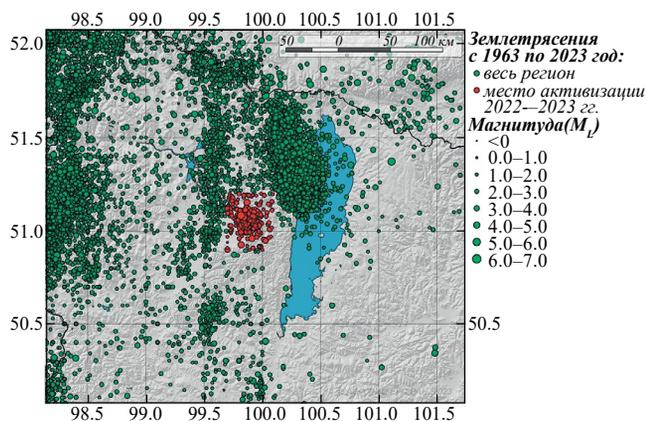


Рис. 3. Карта землетрясений западной окраины Байкальской рифтовой зоны в 1963–2023 гг. Красным цветом показан Дархадский рой землетрясений.

Самые крупные землетрясения Алтае-Саянской горной области в 2023 г. имеют локальные магнитуды в интервале 5.0–5.53, большинство из них произошли в районе эпицентральной зоны Хубсугульского землетрясения 2021 г. и смежных структурах (рис. 2). При этом в афтершоковой области Хубсугульского землетрясения зафиксировано лишь одно событие с $M_L > 5$, на ее северо-западном окончании. В Дархадском рою землетрясений таковых два, и одно из них, с $M_L = 5.53$, является сильнейшим землетрясением всей Алтае-Саянской горной области в 2023 г. Близкое по энергии землетрясение с $M_L = 5.52$ произошло в очаговой области Бусингольского землетрясения 1991 г., которая

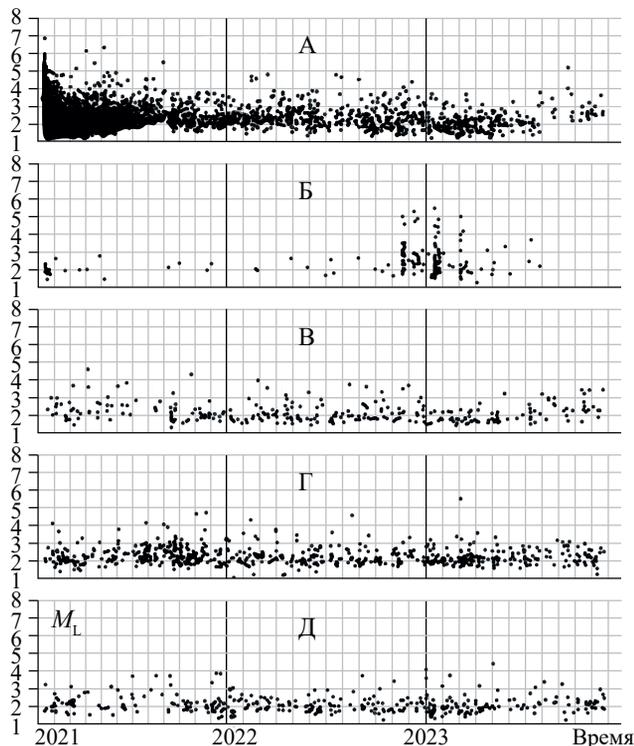


Рис. 4. Развитие сейсмического процесса в элементах блочной структуры Тувино-Монгольского блока после Хубсугульского землетрясения 2021 г. А – эпицентральная зона Хубсугульского землетрясения 2021 г.; Б – Дархадский рой землетрясений; В – эпицентральная зона Белин-Бий-Хемского землетрясения 2008 г.; Г – эпицентральная зона Бусингольского землетрясения 1991 г.; Д – эпицентральная зона Тувинских землетрясений 2011–2012 гг.

находится в 250 км от эпицентра Хубсугульского землетрясения [Еманов и др., 2023].

Дархадский рой землетрясений, в 2023 г. характеризующийся большим количеством землетрясений, в том числе с $M_L > 5$, возник на территории, в прежние годы совершенно сейсмически не активной (рис. 3). Фактически, через год после Хубсугульского землетрясения сформировалась новая сейсмически активная структура, которая по выделившейся сейсмической энергии превзошла эпицентральную область крупного землетрясения, вероятно, сыгравшего определенную роль в ее возникновении.

На рис. 4 представлено развитие во времени Дархадского роя землетрясений. Сейсмический процесс выглядит, как серии землетрясений в короткие интервалы времени, с наиболее

сильными событиями до $M_L = 5$ и интервалами пониженной активности между ними. Дархадский рой землетрясений является единственным на сегодняшний момент значимым изменением сейсмичности тектонических структур в ближней зоне Хубсугульского землетрясения.

При этом после Хубсугульского землетрясения продолжают быть сейсмически активными очаговые области других сильных землетрясений блочной структуры рассматриваемого района, что кардинально отличается от развития сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 г. Активизирована вся блочная структура, наиболее сейсмоактивной является эпицентральная зона Хубсугульского землетрясения (см. рис. 4).

В статье [Еманов и др., 2023а] показано, что в 2021–2022 гг. в данном регионе Хубсугульскому землетрясению сопутствовала сейсмическая активизация границ блоковой структуры Тувино-Монгольского блока и прилегающих к ней блоков Восточной Тувы (Тувинского нагорья).

На рис. 5 блочная структура стыка Байкальской рифтовой зоны и Алтае-Саянской складчатой области хорошо выражена в представлении суммарной сейсмической энергии. Активизация распространяется шире межблоковых границ, что указывает на существование сеймотектонических процессов в приграничных участках блоков. Наиболее заметны эпицентральные области Хубсугульского землетрясения 2021 г., Бусингольского землетрясения

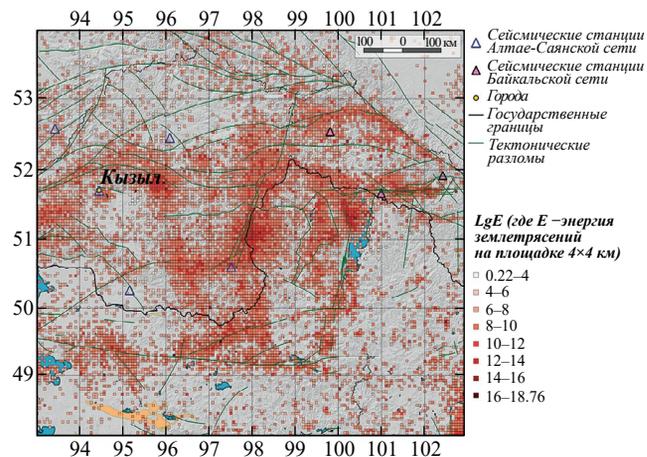


Рис. 5. Карта суммарной сейсмической энергии для блочной структуры Восточной Тувы и Западного Прибайкалья за 1905–2023 гг.

1991 г. и Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. (рис. 6). Хорошо различим и Дархадский рой землетрясений: он разместился между протянувшейся по центру Дархадской впадины полосой землетрясений и очаговой областью Хубсугульского землетрясения 2021 г. Положение роя землетрясений (см. рис. 1, 2) соответствует расширению впадины в сторону горной перемычки между Хубсугульской и Дархадской котловинами. Именно здесь сходятся под углом два горных хребта, составляющую перемычку между впадинами. Между роем землетрясений и афтершоковой областью Хубсугульского землетрясения протянулось тектоническое нарушение, отделяющее друг от друга слагающие перемычку хребты.

На рис. 6 представлена карта эпицентров землетрясений за 2023 г. Это относительно небольшой интервал времени, однако основные элементы блоковой структуры хорошо

определяются по положению эпицентров. Обращаясь к рис. 2 и 6, можно видеть наиболее активные элементы структуры, где расположены очаговые области Хубсугульского землетрясения 2021 г. с $M_L = 6.9$, Тувинских 2011 г. с $M_L = 6.7$ и 2012 г. с $M_L = 6.8$, и Бусингольского 1991 г. с $M_S = 6.5$. Выделяется субмеридиональная Белино-Бусингольская область сейсмической активности, сложенная из вытянутых в линию рифтовых впадин западного окончания Байкальской рифтовой зоны. К этой зоне сейсмической активности принадлежит Белин-Бий-Хемское землетрясение 2008 г. с $M_W = 5.7$.

До 2021 г. в восточной части блоковой структуры заметной сейсмической активности не наблюдалось. О том, что в Хубсугульской впадине обязательно возникнет сейсмическая активизация, было высказано мнение задолго до ее появления [Кочетков и др., 1993].

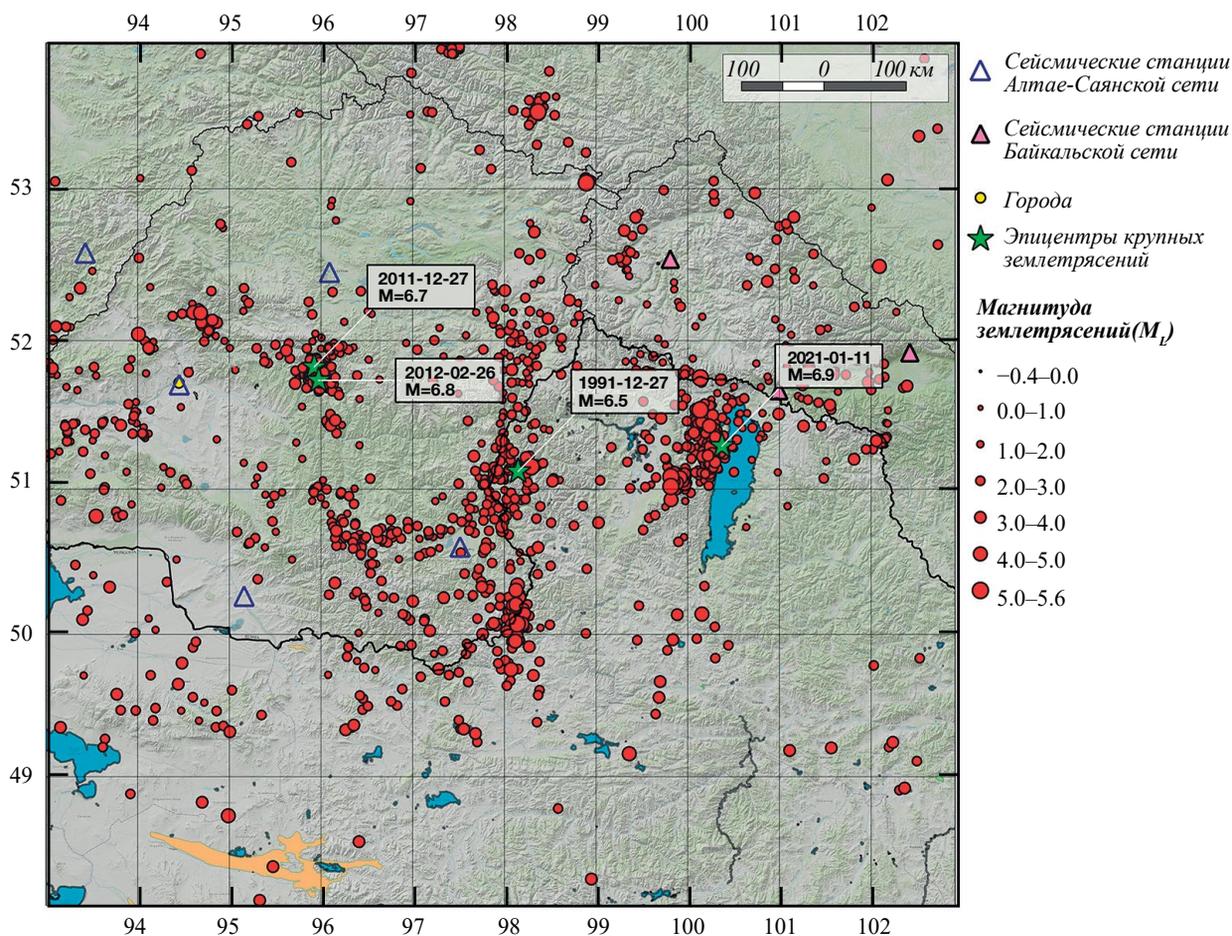


Рис. 6. Карта эпицентров землетрясений Восточной Тувы и Западного Прибайкалья в 2023 г.

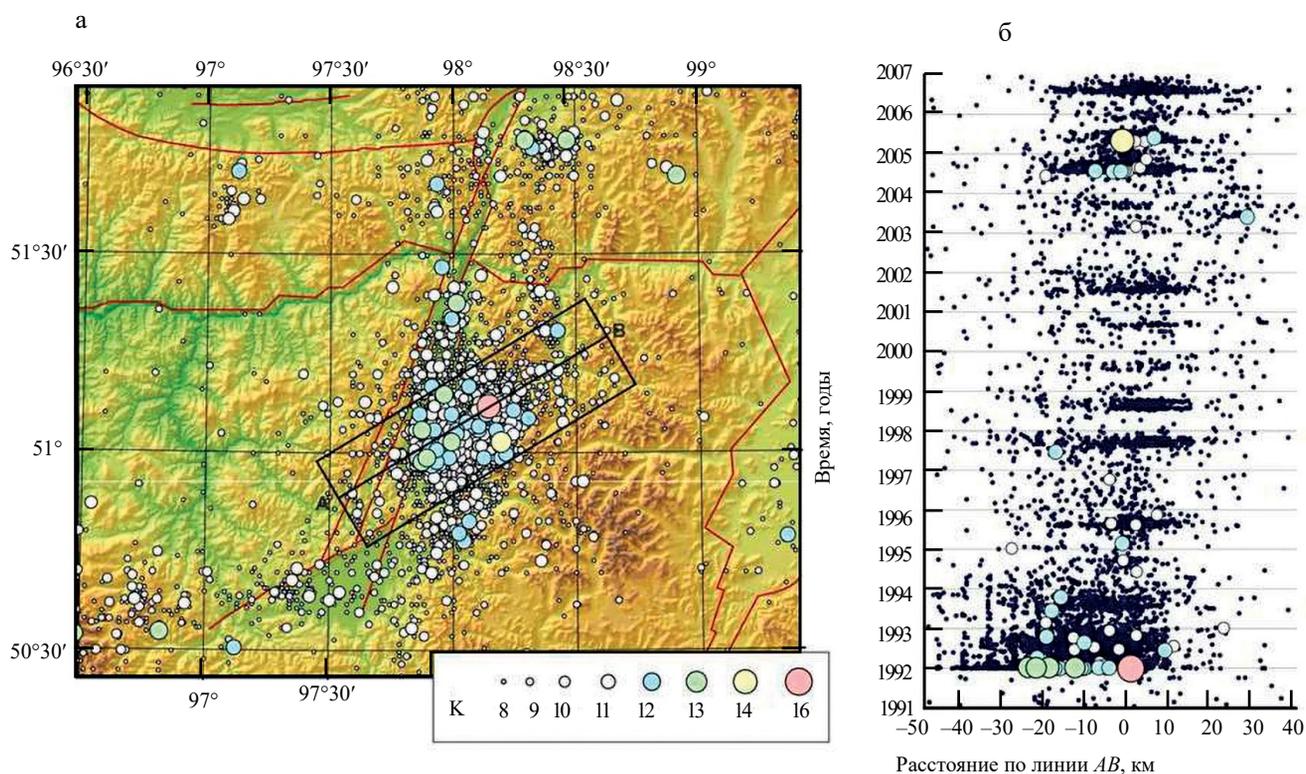


Рис. 7. Развитие сейсмического процесса в очаге Бусингольского землетрясения 1991 г.

а — карта эпицентров землетрясений района Бусингольского землетрясения; б — пространственно-временное развитие афтершокового процесса вдоль оперяющего разлома. Снос событий выполнен на центральную линию прямоугольника (см. рис. 7а) по перпендикуляру со всей площади прямоугольника.

ВЗАИМОСВЯЗЬ СЕЙСМИЧНОСТИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО БЛОКА И СМЕЖНЫХ СТРУКТУР

В рамках данной работы мы рассмотрим сходство и различие сейсмических процессов, вызванных крупнейшими землетрясениями вышеописанной блоковой структуры.

Бусингольские землетрясения 1976 и 1991 гг.

Розовым цветом на рис. 7 обозначен эпицентр Бусингольского землетрясения 1991 г. Вдоль Бусингольской впадины проходит граница Тувино-Монгольского и Саяно-Тувинского блоков, и в другом масштабе объектов — граница Байкальской рифтовой зоны с Алтае-Саянской горной областью. По этой впадине проходит Бусингольский разлом, к которому в большинстве публикаций приурочивают сейсмичность этого района [Кочетков и др., 1993; Демьянович и др., 2008; Еманов и др., 2006]. В работе [Еманов и др., 2006] выполнен анализ пространственно-временного распределения сейсмичности со сносом вдоль

Белинской и Бусингольской впадин для интервала времени с 1963 по 2001 гг. Был выявлен пульсирующий характер афтершокового процесса после Бусингольского землетрясения 1991 г. На территории этой впадины до 1991 г. трижды происходили синхронные активизации по всей длине: две слабые активизации в шестидесятые годы и ещё одна после Бусингольского землетрясения 1976 г. [Адьяа, 1988], но даже при этом землетрясении афтершоковый процесс не имел никаких пульсаций и быстро затух. Отличие Бусингольских землетрясений 1976 и 1991 гг. (рис. 8) прежде всего в том, что первое из них произошло во впадине на главном разломе, а второе — на оперяющем разломе, уходящем от впадины в Шишихидское нагорье в северо-восточном направлении. Казалось бы, пространственно близкие друг к другу землетрясения, но в отличие от более раннего, землетрясением 1991 г. был запущен сейсмический процесс в аномальном режиме на десятилетия.

Пульсации активности делают активизацию, вызванную Бусингольским землетрясением

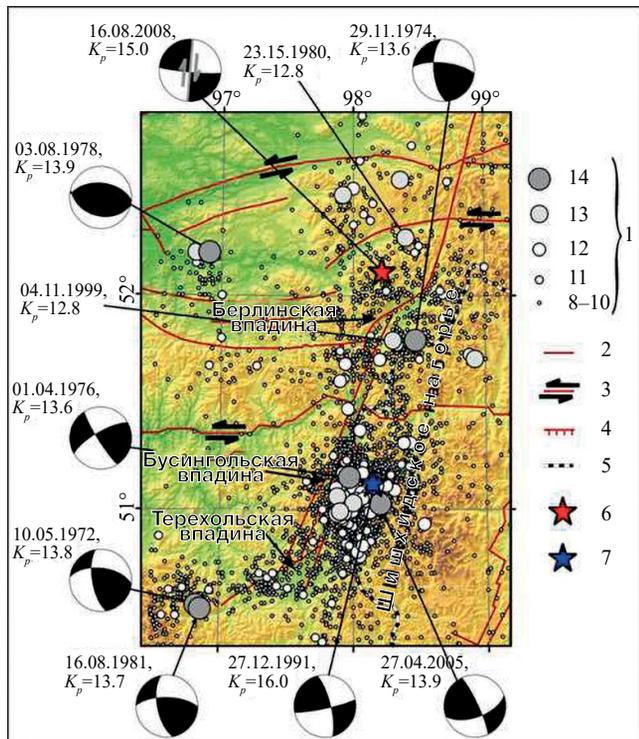


Рис. 8. Эпицентры землетрясений Белино-Бусингольской зоны с $K_p \geq 8$ за период 1963–2007 гг. и Белин-Бий-Хемского землетрясения 16.08.2008 г. 1 – энергетический класс K_p ; 2 – разлом (по ГИН РАН, под ред. Ю.Г. Леонова); 3 – сдвиги (по [Кочетков и др., 1993]); 4 – сбросы (по [Парфеев, Саньков, 2006]); 5 – государственная граница; 6 – эпицентр Белин-Бий-Хемского землетрясения 2008 г.; 7 – эпицентр Бусингольского землетрясения 1991 г.

1991 г., уникальным явлением. Наличие смещений пульсаций по разлому (см. рис. 7) позволяет делать вывод, что мы имеем дело с пространственным изменением очаговой области землетрясения. Что это такое? В изучении афтершоков выделялось такое понятие, как афтершоки развития [Шебалин, 1997; Арефьев, 2003]. В данном случае крупное землетрясение привело к активизации разломной структуры, длящейся десятилетия, что не укладывается в рамки традиционных представлений об афтершоковых последовательностях.

На рис. 9 представлено развитие сейсмического режима в очаговой области Бусингольского землетрясения 1991 г. с охватом периода афтершокового процесса Хубсугульского землетрясения 2021 г. Снос событий выполнен на линии вдоль и поперек перпендикуляров на рис. 7 в рамках прямоугольника. Следует

отметить, что примерно в 2009 г. произошло изменение режима сейсмичности очаговой области. Район по-прежнему характеризуется высокой сейсмичностью, но кратковременные пульсации активности прекратились. Повышенная активность сменяется более спокойными периодами, при этом протяженность их сопоставима.

Следует отметить, что после Хубсугульского землетрясения 2021 г. очаговая область Бусингольского землетрясения претерпела повышение сейсмической активности, и в 2023 г. в ней произошло землетрясение с $M_L = 5.52$, превышающее по энергии в 2023 г. любое землетрясение в афтершоковой области Хубсугульского землетрясения и практически равное по энергии сильнейшему землетрясению в Дархадском землетрясении. Расстояние между Хубсугульским 2021 г. и Бусингольским 1991 г. землетрясениями около 250 км, и на таком удалении вполне возможно взаимное влияние очаговых областей друг на друга. К тому же оба землетрясения приурочены к границам Тувино-Монгольского блока: Бусингольское землетрясение около западной, а Хубсугульское – около восточной его границы.

Белин-Бий-Хемское землетрясение 2008 г.

В целом Белино-Бусингольская зона была сейсмически активной весь период инструментальных наблюдений, и анализ сейсмичности

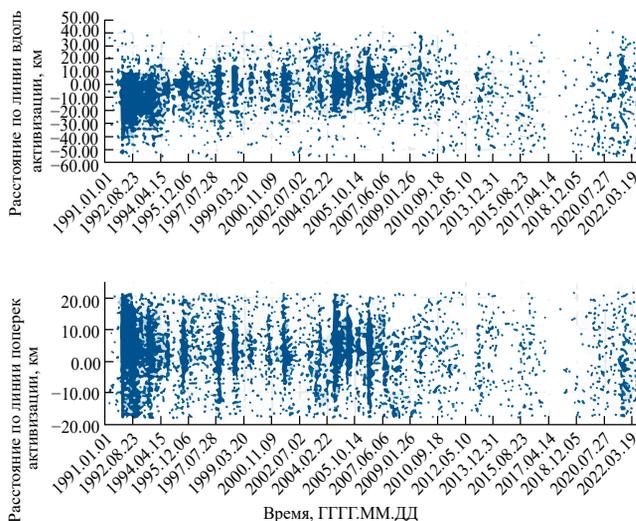


Рис. 9. Развитие сейсмического процесса в очаговой области Бусингольского землетрясения 1991 г. с 1991 по 2023 гг.

этой зоны можно найти в работах [Кочетков и др., 1993; Опарин и др., 2008]. В частности, здесь произошло Белин-Бий-Хемское землетрясение 2008 г., $M_W = 5.7$, $K_p = 15$ [Еманов и др., 2014a], эпицентральная зона которого сейсмически активна одновременно с афтершоковым процессом Хубсугульского землетрясения.

На карту (см. рис. 8) нанесены механизмы очагов землетрясений с $K_p > 13.5$ в проекции нижней полусферы: для событий 1972–1981 гг. — по [Мострюков, Петров, 1994], для 1991 г. — по [Опарин и др., 2008], 2005 г. — определения авторов, 2008 г. — [Еманов и др., 2014a]. Для механизма очага Белин-Бий-Хемского землетрясения серым цветом выделена реализовавшаяся плоскость разрыва с подвижкой по ней (см. рис. 8).

Таким образом, Белин-Бий-Хемское землетрясение 2008 г. является крупнейшим событием в окрестности Белинской впадины за весь период инструментальных наблюдений (с 1963 г.). По величине сейсмической энергии в Белино-Бусингольской зоне оно уступает только Бусингольскому землетрясению 1991 г.

Из анализа сейсмотектоники данного района [Солоненко и др., 1993; Мельникова и др., 2009] был сделан вывод о том, что растягивающее поле напряжений, соответствующее рифтовому режиму, находится в окружении общерегионального режима сжатия, имеющего северо-восточную ориентацию. На флангах рифтовой системы наблюдается взаимопроникновение “рифтового” и “общерегионального” полей напряжений. При этом фокальные механизмы сильных землетрясений Белино-Бусингольской зоны с $K_p > 13.5$ (см. рис. 8) отражают преимущественно сдвиговую подвижку в очаге с небольшой взбросовой компонентой, что характерно для общерегионального режима сжатия.

Эпицентр Белин-Бий-Хемского землетрясения находится в горном блоке, границами которого являются с северной стороны р. Большой Енисей (Бий-Хем), текущая вдоль ограничивающего данный блок тектонического нарушения, а с юга — Белинская впадина. Афтершоковый процесс развивался поперёк главных разломов [Еманов и др., 2014a]. Северная граница имеет сдвиговую кинематику, а с юга — растяжение вдоль длинной оси впадины, что фактически должно приводить к сжатию рассматриваемого блока. Как установлено

по сейсмотектонике, для данного района характерным является строение в виде системы блоков с вращением [Парфеев, Саньков, 2006]. Все сдвиговые смещения блоков дополняются вращением [Еманов и др., 2014a]. В данном случае достаточно вытянутый к востоку блок, однородный по скорости поднятия [Зятыкова, 1977], должен иметь поперечные разрывные нарушения, обеспечивающие фиксируемые по геологическим данным вращения.

В целом Белинская впадина имеет сложную изогнутую структуру, к изгибам которой приурочены крупнейшие землетрясения с их афтершоками. На южном окончании Белинская впадина огибает блок Шишхидского нагорья, выдвинутый к западу (см. рис. 8). К этому блоку приурочены землетрясения 1974 г. ($M_S = 5.2$, $K_p = 13.6$) и 1999 г. ($M_S = 5.0$, $K_p = 12.8$), а их афтершоковые процессы развиваются вдоль оперяющего разлома, секущего выдвинутый блок [Еманов и др., 2010].

Тувинские землетрясения 2011 и 2012 гг.

Ещё одним примером проявления высокой сейсмической активности в рассматриваемом регионе являются Тувинские землетрясения (27 декабря 2011 г., $M_L = 6.7$ и 26 февраля 2012 г., $M_L = 6.8$), произошедшие с интервалом в два месяца и сформировавшие общую афтершоковую область (рис. 10).

В Восточной Туве выполнены палеосейсмологические исследования [Аржанников, Зеленков, 1995; Аржанников, 2003; Овсяченко и др., 2016, 2017; Хромовских и др., 1996]. Определен потенциал многих зон, в частности для Каахемского разлома, к которому приурочены Тувинские землетрясения 2011 и 2012 гг., он составляет $M = 7.0-7.5$. Также определена повторяемость сейсмических событий [Овсяченко и др., 2017] в эпицентральной зоне каждого из Тувинских землетрясений: для землетрясений сопоставимой с ними энергии она составляет 300÷500 лет, а для землетрясений с магнитудой 7 и более — примерно 1000 лет. Каахемский разлом имеет сложное строение: в одних своих отрезках это система прерывистых разрывов, в других — система субпараллельных разломов, между которыми сформированы горные хребты [Аржанников, 2003; Аржанникова, 2014].

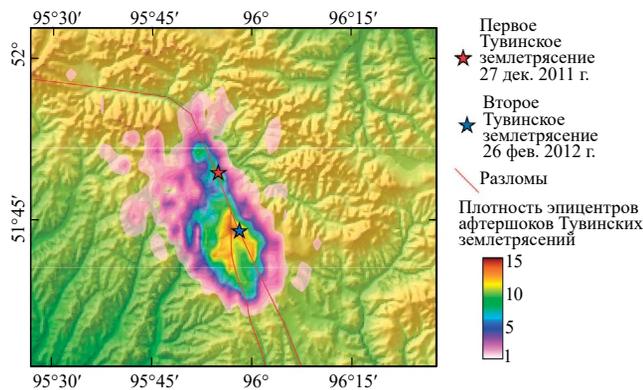


Рис. 10. Карта плотности эпицентров афтершоков Тувинских землетрясений.

Исследования афтершоков выполнены с использованием данных временной локальной сети станций [Еманов и др., 2014, 2018]. Благодаря этому получена точная информация о параметрах сейсмических событий, а также зарегистрированы и обработаны десятки тысяч афтершоков с $M_L \geq -0.8$.

Первое Тувинское землетрясение произошло на узком линейном разломе, который к северу испытывает сильное искривление и поворот. Его афтершоки укладываются в линию до поворота разлома. Второе Тувинское землетрясение соответствует раздвоению разлома, при этом наблюдается раздвоение афтершоковой области по расходящимся разломам (см. рис. 10). Механизм Первого Тувинского землетрясения – сдвиг, а Второго – взброс [Еманов и др., 2014, 2018].

Согласно интерпретации данных об афтершоках Тувинских землетрясений [Еманов и др., 2018] установлено, что ведущую роль в эпицентральной зоне Тувинских землетрясений сыграло сжатие с горизонтальным сокращением земной поверхности с сопоставимой правосдвиговой компонентой смещений в зоне Каахемского разлома, устойчивое во времени по палеосейсмологическим данным. Поворот Каахемского разлома под тупым углом является стопором для горизонтальных сдвиговых смещений, что создало напряженное состояние, которое частично разрядилось в виде сдвига (Тувинское-I землетрясение), а частично в виде взброса – Тувинское-II землетрясение [Овсяченко и др., 2016, 2017].

ВЫВОДЫ

Сейсмические активизации Восточной Тувы и ее границы с Байкальской рифтовой зоны сосредоточены у границ блоков, и этим данный

район существенно отличается от других районов Алтае-Саянской области и Байкальской рифтовой зоны. Большого понимания особенностей геодинамики этой зоны можно достичь, изучая крупные землетрясения и их афтершоки. В данном случае рассмотрены четыре землетрясения, произошедших в разных элементах блоковой структуры.

Общим свойством землетрясений с $M < 6.5$ является активизация на оперениях главных блокоразделяющих разломов. Причиной могут быть процессы, связанные с неравномерным выдвиганием блоковой структуры более низкого ранга, чем, к примеру, Тувино-Монгольский блок. Тувинские землетрясения 2011 и 2012 гг. произошли на Каахемском разломе при выдвигании к северу блока хр. Ыдык. Бусингольское землетрясение произошло на оперяющем разломе к Бусингольскому разлому (пограничному для Тувино-Монгольского блока) и связано с границей между блоками меньшего порядка в Шишхидском нагорье. Белин-Бий-Хемское землетрясение зафиксировано на оперении этого же разлома, но с западной стороны. Таким образом, крупные землетрясения данного района происходили в результате движения блоков более мелкого порядка в условиях всестороннего сжатия. Рассмотренные сейсмические активизации очаговых областей крупных землетрясений являются длительными и многоактными, или даже пульсирующими, как в случае Бусингольского землетрясения.

В то же время Хубсугульское землетрясение активизировало короткий отрезок Западно-Хубсугульского блокоразделяющего разлома. После Хубсугульского землетрясения очаговые области сильных землетрясений блочной структуры рассматриваемого района активизировались и продолжают быть сейсмически активными, что существенно отличается от эволюции сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 г. Активизирована вся блочная структура, наиболее сейсмоактивной является эпицентральной зона Хубсугульского землетрясения. Три серии землетрясений на этой территории сформировали новую зону сейсмической активности (Дархадский рой землетрясений) с землетрясениями, достигающими $M_L > 5$.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00682-24) и с использованием данных, полученных на УНУ “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира” и Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН по проекту ФНИ № FWZZ-2022-0021 “Региональные особенности структуры земной коры и верхов мантии платформенных и складчатых областей Сибири, их напряженно-деформированное состояние по данным сейсмологии, гравиметрии и геомеханики”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адьяа М.* Об афтершоках Бусийнгольского землетрясения // Исследования по поискам предвестников землетрясений в Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 115–117.
- Арефьев С.С.* Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2003. 375 с.
- Аржанников С.Г., Зеленков П.Я.* Сильные палеоземлетрясения хребта Академика Обручева (Восточная Тува) // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1995. Вып. 2–3. С. 323–330.
- Аржанников С.Г.* Основные активные разломы, кинематика и сильные палеоземлетрясения восточной части Алтае-Саянской горной области // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Гео, 2003. С. 241–244.
- Аржанникова А.В., Аржанников С.Г.* Сеймотектонические исследования в Восточной Туве и землетрясения 27.12.2011 и 26.02.2012 гг. // Тувинские землетрясения 2011–2012 гг. Кызыл: Тувикорп СО РАН, 2014. С. 10–25.
- Демьянович В.М., Ключевский А.В., Черных Е.Н.* Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность в зоне Белино-Бусийнгольского разлома (Южное Прибайкалье) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 1. С. 46–61.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Рудаков А.Д.* Общее и индивидуальное в развитии афтершоковых процессов крупнейших землетрясений Алтае-Саянской горной области // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 33–44.
- Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Корабельщиков Д.Г., Шатрова Н.В.* Алтай и Саяны // Землетрясения Северной Евразии в 2002 году. Вып. 11. Обнинск: ГС РАН, 2008. С. 175–184.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В.* Сейсмические активизации в Белино-Бусингольской зоне // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13. Спец. выпуск. С. 72–77.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Селезнёв В.С., Фатеев А.В.* Тувинские землетрясения 27.12.2011 г., $M_L = 6.7$ и 26.02.2012 г., $M_L = 6.8$ и их афтершоки // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456. № 2. С. 223–226.
- Еманов А.Ф., Лескова Е.В., Еманов А.А., Радзиминович Я.Б., Гилёва Н.А., Артёмова А.И.* Белин-Бий-Хемское землетрясение 16 августа 2008 г. с $K_p = 15$, $M_w = 5.7$, $I_0 = 7$ (Республика Тыва) // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. Обнинск, 2014а. С. 378–385.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В.* Об изменении сейсмического режима в Чуйско-Курайской зоне Горного Алтая в 1963–2016 гг. // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2017. Т. 2. № 3. С. 41–45.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Подкорытова В.Г., Гилёва Н.А., Масальский О.К.* Афтершоки Тувинского-I землетрясения 27 декабря 2011 г. с $M_L = 6.7$ и Тувинского-II — 26 февраля 2012 г. с $M_L = 6.8$ (Республика Тува) // Землетрясения Северной Евразии, 2018. Вып. № 21. С. 302–312.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Соловьёв В.М., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А., Антонов И.А., Корабельщиков Д.Г., Подкорытова В.Г., Янкайтис В.В., Елагин С.А., Серёжников Н.А., Дураченко А.В., Артёмова А.И.* Сейсмологические исследования в Алтае-Саянской горной области // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 2. С. 20–51.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Радзиминович Я.Б., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Гладышев Е.А., Арапов В.В., Артёмова А.И., Подкорытова В.Г.* Хубсугульское землетрясение, 12.01.2021 г. $M_w = 6.7$, $M_L = 6.9$ и афтершоки начального периода // Физика Земли. 2022. № 1. С. 67–82.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Арапов В.В., Фролов М.В.* Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 г., $M_L = 6.9$ в структуре сейсмичности Тувино-Монгольского блока // Физика Земли. 2023а. № 5. С. 79–95.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Подкорытова В.Г., Фролов М.В., Ешкунова И.Ф.* Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 г. с $M = 6.7$ и его афтершоки // Ежегодник. Землетрясения России в 2021 году. Обнинск, 2023б. С. 123–132.

- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А. Эволюция сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 года // Вулканология и сейсмология. 2023в. № 6. С. 26–40.
- Зятыкова Л.К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.
- Кочетков В.М., Хилько С.Д., Зорин Ю.А., Ружич В.В., Турутанов Е.Х., Арвисбаагар Н., Баясгалан., Кожевников В.М., Эрдэнбэлэг Б., Чипизубов А.В., Монхоо Д., Аниканова Г.А., Ключевский А.В., Найдич В.И., Баяр Г., Боровик Н.С., Гилёва Н.А., Адьяа М., Балжинням И., Джурик В.И., Потапов В.А., Юшкин В.И., Дугармаа Т., Цэмбэл Л. Сейсмоструктура и сейсмичность Прихубсугулья. Новосибирск: Наука, 1993. 182 с.
- Лухнёв А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Саньков А.В., Бызов Л.М. Тектонические деформации и последующие сейсмические события Юго-Западного фланга Байкальской рифтовой системы по данным GPS-измерений // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 1. С. 58–63.
- Лухнёв А.В., Лухнёва О.Ф., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. Косейсмические эффекты Хубсугульского землетрясения в Монголии 11 января 2021 г. // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № S2. DOI: 10.5800/GT-2022-13-2s-0626.
- Мострюков А.О., Петров В.А. Каталог механизмов очагов землетрясений, 1964–1990 гг. // Материалы Мирового Центра Данных Б. М., 1994. 87 с.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К., Радзиминович Я.Б., Радзиминович Н.А. Об условиях генерации сильных землетрясений в Южном Байкале // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 3. С. 393–397.
- Овсяченко А.Н., Рогожин Е.А., Мараханов А.В., Ларьков А.С., Новиков С.С., Кузугет К.О.С., Бутанаев Ю.В. Геологические исследования Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43. № 1. С. 5–28.
- Овсяченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Мараханов А.В., Ларьков А.С., Новиков С.С., Кузугет К.С. О повторяемости сильных сейсмических событий в районе Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. по данным палеосейсмологических исследований // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1784–1793.
- Овсяченко А.Н., Дэмбэрэл С., Бутанаев Ю.В., Кошевой Н.Г., Батсайхан Ц, Баатар Н. Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 г. с $M_w = 6.7$ в Северной Монголии: геологические эффекты и тектоническая позиция очага // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 65–70.
- Опарин Н.В., Сашурин А.Д., Кулаков Г.И., Леонтьев А.В., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Тапсиев А.П., Хачай О.А., Хачай О.Ю., Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Немирович-Данченко М.М., Востриков В.И., Юшкин В.Ф., Яковицкая Г.Е., Акинин А.А., Кю Н.Г., Панжин А.А., Дядьков П.Г., Кучай О.А., Кесельман С.И., Борисов В.Д. Современная геодинамика массива горных пород верхней части литосферы: истоки, параметры, воздействие на объекты недропользования. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 449 с.
- Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Отв. ред. К.Г. Леви. Новосибирск: Академ. Изд-во ГЕО, 2006. 151 с.
- Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.Н., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 113–122.
- Тимошкина Е.П., Михайлов В.О., Смирнов В.Б., Волкова М.С., Хайретдинов С.А. Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 по данным спутниковой РСА интерферометрии // Физика Земли. 2022. № 1. С. 83–89.
- Хромовских В.С., Николаев В.В., Демьянович М.Г., Чипизубов А.В., Семенов Р.М., Серебренников С.П., Аржанников С.Г., Смекалин О.П., Дельянский Е.А. Новая карта сейсмического районирования Восточной Сибири и Монголии // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI века. Новосибирск: Наука, 1996. С. 94–99.
- Шебалин Н.В. Сильные землетрясения. М.: Изд-во Академии горных наук, 1997. 542 с.
- Davaasambuу Battogtokh, Amgalan Bayasgalan, Kang Wang, Davaasuren Ganzorig, Jargalsaikhan Bayaraa. The 2021 M_w 6.7 Khankh earthquake in the Khuvsgul rift, Mongolia // Mongolian Geoscientist. 2021 V. 26(52). P. 46–61. <https://doi.org/10.5564/mgs.v26i52.1361>

On the Influence of the 2021 Khubsugul Earthquake on the Seismicity of the Joint of the Altai-Sayan Mountain Region with the Baikal Rift Zone

A. F. Emanov^{1, *}, A. A. Emanov^{1, 3}, V. V. Chechelitsky², E. V. Shevkunova¹,
A. V. Fateev^{1, 3}, E. A. Kobeleva², P. O. Polyansky¹, M. V. Frolov¹, I. F. Eshkunova¹

¹Altai-Sayan Branch of the Federal Research Center “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”,
Akad. Koptuyuga ave., 3, Novosibirsk, 630090 Russia

²Baikal Branch of the Federal Research Center “Unified Geophysical Service Russian Academy of Sciences”,
Lermontov str., 128, Irkutsk, 664033 Russia

³Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Akad. Koptuyuga ave., 3, Novosibirsk, 630090 Russia

* e-mail: Emanov@gs.nsc.ru

The question of the influence of the large Khubsugul earthquake of 2021, $M_L = 6.9$ on the seismicity of the block structure of the junction of the Altai-Sayan Mountain region and the Baikal rift zone is considered. The research is carried out using data from networks of seismological stations of the Altai-Sayan and Baikal branches of the Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences, as well as seismological stations of Mongolia. The development of the seismic process near the boundaries of the Tuva-Mongolian block and adjacent blocks of Eastern Tuva is shown. The focal zone of the Darkhad earthquake swarm, which formed in 2022–2023, has been established and studied. In the form of several series of events, the strongest of which had a magnitude of $M_L > 5$. Simultaneously with the activation of the focal area of the Khuvsgul earthquake, high seismic activity of the focal areas of large earthquakes of past years is observed: Busingolsky 1991, Tuva 2011–2012. Belin-Biy-Khemsy 2008. The impact of the Khubsugul earthquake on the seismicity of the boundary blocks of the Altai-Sayan and Baikal zones differs from the impact of the Chuya earthquake of 2003 on the seismicity of Altai.

Keywords: Tuvan-Mongolian block, major earthquakes, aftershocks, Khubsugul earthquake

УДК 550.34

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 18.10.2017 г. И 25.10.2017 г. В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ: ПОДТВЕРЖДЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ

© 2024 г. Я. Б. Радзиминович^{a, b, *}, А. И. Филиппова^{b, c, **},
В. И. Мельникова^{a, d, ***}, Н. А. Гилёва^{a, ****}

^aБайкальский филиал ФИЦ “Единая геофизическая служба РАН”,
ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

^bИнститут теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, Москва, 117997 Россия

^cИнститут земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН,
Калужское шоссе, 4, Москва, Троицк, 142190 Россия

^dИнститут земной коры СО РАН, ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

*e-mail: yan.radziminovich@gmail.com

**e-mail: aleirk@mail.ru

***e-mail: vimel@crust.irk.ru

****e-mail: nagileva@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 17.04.2024 г.

После доработки 19.06.2024 г.

Принята к публикации 21.08.2024 г.

В статье рассматриваются два землетрясения, произошедшие 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г. в Западном Забайкалье. Несмотря на умеренный энергетический уровень обоих событий, их можно считать значимыми для района исследований, поскольку подобные землетрясения регистрируются здесь относительно редко по сравнению с высокоактивными смежными районами Байкальской рифтовой зоны. Механизмы очагов обоих землетрясений, определенные по амплитудным спектрам поверхностных волн, показали, что данные события произошли при доминирующем влиянии близгоризонтального сжатия, ориентированного в широтном направлении, и наклонного или субвертикального СЗ—ЮВ растяжения, что типично для Западного Забайкалья. Для обоих землетрясений были также рассчитаны очаговые параметры: скалярный сейсмический момент $M_0 = 5.0 \cdot 10^{15}$ Н·м, моментная магнитуда $M_w = 4.4$ и глубина гипоцентра $h = 7$ км для события 18.10.2017 г.; $M_0 = 3.5 \cdot 10^{15}$ Н·м, $M_w = 4.3$ и $h = 29$ км для события 25.10.2017 г. Рассматриваемые землетрясения вызвали заметные макросейсмические эффекты в ближней зоне; максимальная наблюдаемая интенсивность сотрясений составила IV–V баллов (MSK-64) при землетрясении 18.10.2017 г. и V баллов при землетрясении 25.10.2017 г. На основании полученных данных рассматривается современная активность разломов района исследований. Результаты исследования могут быть востребованы в работах по уточнению сейсмической опасности и оценке сейсмического риска на территории Западного Забайкалья.

Ключевые слова: землетрясение, механизм очага, макросейсмические данные, активные разломы, Западное Забайкалье

DOI: 10.31857/S0203030624060052, EDN: HYYQTS

ВВЕДЕНИЕ

Территория Западного Забайкалья, прилегающая с востока и юга к Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), в геодинамическом отношении рассматривается как часть Амурской плиты [Bird,

2003]. Тектонические и сейсмические процессы в пределах Забайкалья имеют внутриплитный характер и существенно менее интенсивны по сравнению с БРЗ [Семинский, Радзиминович, 2011]. Несмотря на то, что здесь возможны до-

вольно сильные сейсмические события, по магнитуде сопоставимые с землетрясениями БРЗ (рис. 1), значимыми для рассматриваемого района можно считать землетрясения с $M = 4.0–4.5$. Кроме того, Западное Забайкалье характеризуется довольно высокой плотностью населения, а также большим количеством населенных пунктов, что увеличивает вероятность совпадения их местоположения с очаговыми зонами ощутимых событий. В таком случае даже умеренное землетрясение может сопровождаться сильными макросейсмическими эффектами и заметным материальным ущербом.

Известно, что сейсмологические данные позволяют судить о напряженно-деформированном состоянии территории, кинематике активных разломов, а также, в некоторых случаях, их сейсмическом потенциале. Для Западного Забайкалья эти вопросы до настоящего времени остаются недостаточно освещенными в силу низкой сейсмической активности. В связи с этим умеренные и сильные землетрясения, регистрируемые на рассматриваемой территории нечасто, в каждом случае привлекают пристальное внимание.

Сейсмические проявления в Западном Забайкалье известны как по историческим, так и инструментальным данным. В течение XIX века в районе исследований отмечено несколько довольно сильных событий. В их числе землетрясения 08.08.1830 г. ($M = 6.0–6.2$) [Новый..., 1977; Чипизубов, 2009], 09.10.1864 г. ($M = 5.1$) [Радзиминович, 2014], 19.11.1885 г. ($M = 6.2$) [Новый..., 1977], а также 13.11.1898 г. ($M = 5.9$) [Radziminovich, 2014]. В первой половине XX века в Западном Забайкалье зарегистрированы сильные события 10.05.1929 г. ($M = 5.6$) и 15.10.1934 г. ($M = 5.6$) [Новый..., 1977], хотя их нельзя назвать хорошо исследованными в силу недостатка инструментальных и макросейсмических данных. Наиболее сильным сейсмическим событием раннего инструментального периода является Бутэлийское землетрясение 06.02.1957 г. ($M = 6.5$) [Новый..., 1977; Землетрясения..., 1985], изученное несколько более тщательно по сравнению с предшествующими толчками. Эпицентр события располагался на территории Монголии, однако заметные колебания охватили обширную территорию Южного Прибайкалья. Землетрясение ощущалось с интенсивностью VI–VII баллов в г. Кяхта и

IV балла в г. Иркутск [Голенецкий, Пшенников, 1960]. Впоследствии макросейсмическая информация была дополнена сведениями, собранными в северных районах Монголии [Землетрясения..., 1985].

В течение периода инструментальных наблюдений (с 1960 г.) в Западном Забайкалье также произошло несколько значимых событий, при этом некоторые из них сопровождались повреждениями зданий в пределах ближней зоны и характеризовались значительной областью ощутимости. Среди них наиболее детально исследованы Оронгойское (02.10.1980 г., $M_w = 5.2$) [Голенецкий и др., 1982] и Заганское (01.02.2011 г., $M_w = 4.7$) [Мельникова и др., 2015; Melnikova et al., 2017] землетрясения, а также сильное

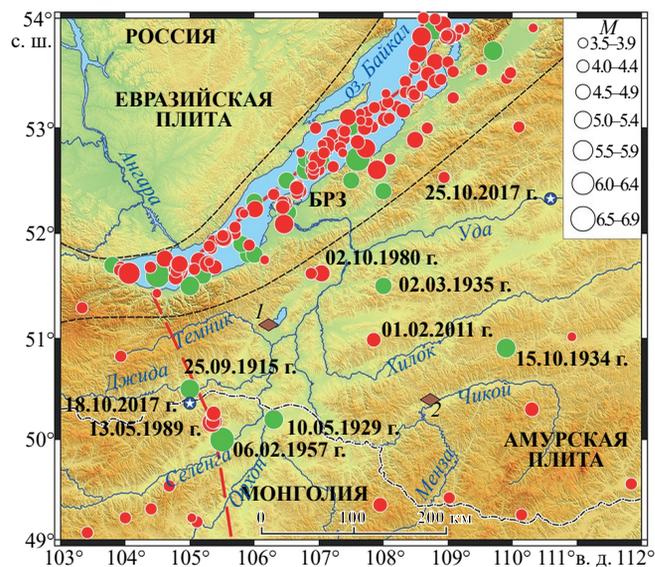


Рис. 1. Сейсмичность Западного Забайкалья и прилегающих районов БРЗ.

Кружками зеленого цвета обозначены эпицентры землетрясений исторического и раннеинструментального периода (1900–1959 гг., $M_{LN} \geq 5.0$) по данным [Новый..., 1977], красного – эпицентры землетрясений инструментального периода сейсмологических наблюдений (1960–2017 гг., $M_w \geq 3.5$) по данным Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Моментные магнитуды M_w , в случае отсутствия прямых определений, приведены по данным каталога ISC-GEM [Storchak et al., 2015; Di Giacomo et al., 2015] или рассчитаны по значениям энергетического класса K_p [Rautian et al., 2007] с использованием соотношения из работы [Середкина, Гилева, 2016]. Ромбами обозначены сейсмодислокации в зоне Хамбинского (1) и Чикойского (2) разломов. Синие кружки со звездочкой означают эпицентры рассматриваемых землетрясений. Красной пунктирной линией обозначена граница между Евразийской и Амурской литосферными плитами, по [Bird, 2003].

событие 13.05.1989 г. ($M_w = 5.6$), с эпицентром на территории Монголии [Голенецкий и др., 1993]. Последнее произошло приблизительно в том же месте, что и землетрясение 06.02.1957 г.

В целом, эпицентральное поле Западного Забайкалья имеет рассеянный характер. В отличие от БРЗ, где эпицентры землетрясений образуют относительно плотные скопления, территории Забайкалья группирующиеся события не свойственны (см. рис. 1).

Основу структурного плана Западного Забайкалья составляют протяженные разломы северо-восточного простирания. Наряду с тектоническими нарушениями регионального ранга здесь распространены локальные разломы северо-западного простирания. Структуры характеризуются различным возрастом заложения, однако большинство из них имеет признаки кайнозойской активности [Карта..., 1982]. Надежная оценка их сейсмического потенциала весьма затруднительна в силу редкости сильных землетрясений и относительно короткого периода сейсмологических наблюдений. Тем не менее результаты палеосейсмологических исследований дают основания предполагать возможность возникновения здесь высокомагнитудных землетрясений. В частности, в зоне Хамбинского разлома, ограничивающего западный борт Гусиноозерской впадины, в ходе структурно-геологических и тектонофизических исследований установлены два палеоземлетрясения, произошедшие в голоцене и сопровождавшиеся поверхностным разрывообразованием [Лунина, Гладков, 2009]. Их магнитуда оценивается значением $M \geq 7.0$ [Смекалин и др., 2019]. Не менее высоким потенциалом характеризуется Чикойский разлом, к зоне которого приурочены по меньшей мере три палеоземлетрясения с $M \sim 7.0-7.2$, произошедшие в течение последних 5–8 тыс. лет [Смекалин, Ескин, 2022].

На этом фоне существенный интерес представляют два землетрясения, зарегистрированные в Западном Забайкалье в октябре 2017 г. Эпицентр первого из них – 18.10.2017 г. ($m_b = 4.7$) – располагался на территории Монголии вблизи государственной границы с Российской Федерацией. Второе землетрясение – 25.10.2017 г. ($m_b = 4.2$) – зафиксировано в Еравнинском районе Республики Бурятия вблизи улуса Усть-Эгита, где до этого момента подобные события не

регистрировались. В силу относительно низкой сейсмической активности Западного Забайкалья целесообразно детально рассмотреть оба события. Во-первых, эти землетрясения подтверждают современную активность разломных структур или их сегментов. Во-вторых, решения механизмов очагов в районе исследований сравнительно немногочисленны, в связи с чем новые определения представляют собой значимое дополнение к уже имеющимся данным. Кроме того, механизмы очагов позволяют составить более ясное представление о тектонической позиции землетрясений и кинематике активных разломов. В-третьих, землетрясения 2017 г. в некоторой степени восполняют недостаток макросейсмических данных для территории Западного Забайкалья. Результаты комплексного исследования землетрясений 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г. приводятся в настоящей статье.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Условия инструментальной регистрации землетрясений на территории Забайкалья заметно хуже по сравнению с БРЗ, что обусловлено конфигурацией региональной сейсмической сети [Гилёва, Хритова, 2023]. Землетрясение 18.10.2017 г. было записано 33 сейсмическими станциями на эпицентральных расстояниях от 122 км (“Закаменск”) до 1295 км (“Юктали”) (рис. 2а). Близких станций ($\Delta < 200$ км) насчитывается семь. В работе использованы только данные сейсмических станций России. К сожалению, мы не располагаем записями станций Монголии, расположенных в южных румбах от эпицентра, что обусловило значительную азимутальную брешь (177°). Тем не менее разброс решений эпицентра землетрясения по данным различных международных сейсмологических агентств преимущественно невелик, четыре из пяти решений находятся в пределах круга радиусом 6 км (см. рис. 2а, табл. 1). Наименьшие ошибки локализации эпицентра получены в агентстве BAGSR. В течение последующих семи суток после землетрясения 18.10.2017 г. было зарегистрировано пять слабых афтершоков с энергетическим классом $K_p = 6.9-8.0$.

Землетрясение 25.10.2017 г. характеризуется немногим более благоприятными условиями регистрации, хотя и в этом случае к югу от эпицентра имеется лишь одна станция

(“Хапчеранга”) (см. рис. 2б). Азимутальная брешь составила 94° . Основные параметры события были определены по записям 35 сейсмических станций, расположенных на эпицентральных расстояниях от 152 км (“Суво”) до 1045 км (“Чульман”); четыре станции расположены на расстоянии <200 км (см. рис. 2б). Разброс локализации эпицентра землетрясения по данным разных международных сейсмологических агентств можно считать небольшим: все четыре решения находятся в пределах круга радиусом 7 км (см. рис. 2б, табл. 1). Наименьшая ошибка локализации эпицентра получена в агентстве BAGSR (менее 2 км), наибольшая – в агентстве IDC (до 20 км).

ОЧАГОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ

Исходными данными для расчетов очаговых параметров исследуемых землетрясений служили записи волн Рэля и Лява на удаленных

широкополосных сейсмических станциях сетей II, IU и IC (коды сетей и сейсмических станций здесь и далее соответствуют международному стандарту) [Albuquerque..., 1992, 2014; Scripps..., 1986]. Обработывались только те сейсмограммы, которые характеризовались высоким отношением сигнал/шум и нормальной поляризацией поверхностных волн. В соответствии с этими критериями для землетрясения 18.10.2017 г. были отобраны записи 10 сейсмических станций, расположенных на эпицентральных расстояниях $\Delta = 2258\text{--}6244$ км (рис. 3а), а для землетрясения 25.10.2017 г. – 7 станций ($\Delta = 2671\text{--}5739$ км) (см. рис. 3б). Отметим, что в обоих случаях станции расположены в разных азимутах от эпицентров рассматриваемых событий, и на большинстве станций выделены волны Лява.

Амплитудные спектры поверхностных волн определялись с помощью метода спектрально-временного анализа (СВАН) [Левшин и др.,

Таблица 1. Основные параметры землетрясений 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г. по данным различных сейсмологических агентств

Агентство	t_0 , ч мин с	δt_0 , с	Гипоцентр						Магнитуда или энергетический класс K_p
			φ° , с. ш.	$\delta\varphi^\circ$	λ° , в. д.	$\delta\lambda^\circ$	h , км	δh , км	
Землетрясение 18.10.2017 г.									
BAGSR	17 46 03.60	0.48	50.36	0.03	105.00	0.02			$K_p = 12.9(\pm 0.2)/26$
MOS	17 46 01.60	1.40	50.32	0.05	105.07	0.12	10		$mb = 4.7/9$
NEIC	17 46 02.19	1.67	50.54	0.09	105.23	0.14	10	1.9	$mb = 4.4/25$
IDC	17 46 02.40	0.65	50.37	0.12	105.15	0.16	0f		$mb = 3.8/12; M_S = 3.5/17$
ISC	17 46 02.99	0.93	50.38	0.03	105.04	0.05	4	6.04	$mb = 4.2/26; M_S = 3.7/16$
Землетрясение 25.10.2017 г.									
BAGSR	07 09 29.80	0.22	52.33	0.01	110.59	0.02			$K_p = 12.5(\pm 0.2)/25$
MOS	07 09 27.30	1.03	52.29	0.06	110.68	0.17	11		$mb = 4.2/3$
IDC	07 09 24.28	1.06	52.40	0.19	110.66	0.22	0f		$mb = 3.8/7; M_S = 3.3/5$
ISC	07 09 27.30	1.05	52.34	0.03	110.71	0.04	2.0	7.45	$mb = 3.8/9; M_S = 3.4/3$

Примечания. BAGSR – Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Иркутск, Россия (<http://seis-bykl.ru>); MOS – ФИЦ ЕГС РАН, г. Обнинск, Россия (<http://www.ceme.gsras.ru>); NEIC – National Earthquake Information Center, США (<https://earthquake.usgs.gov>); IDC – International Data Centre, Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBTO), Австрия (<https://www.ctbto.org>); ISC – International Seismological Centre, Thatcham, Великобритания (<http://www.isc.ac.uk>); в графе “Магнитуда или энергетический класс K_p ” число после косой черты – количество сейсмических станций; f – фиксированное значение глубины очага.

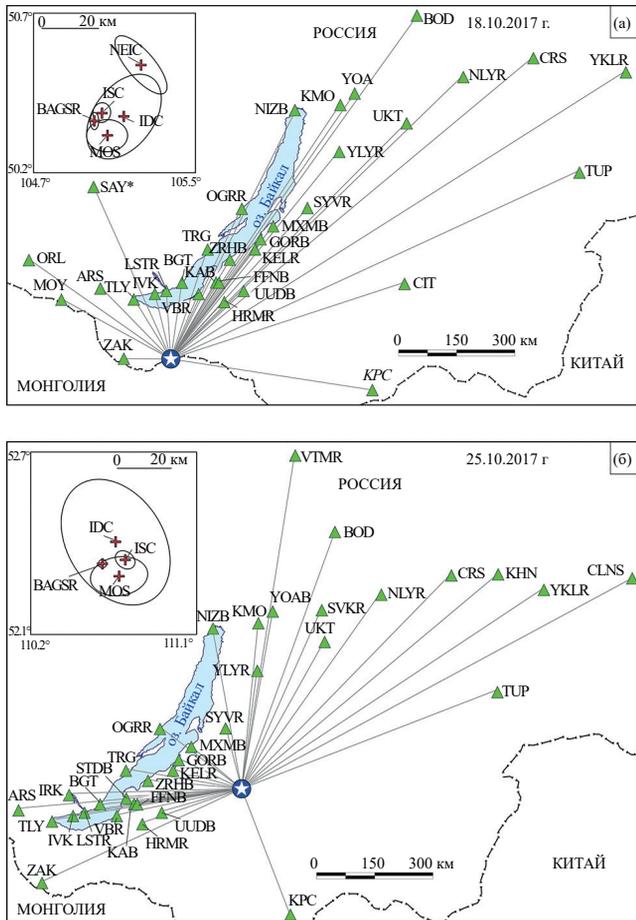


Рис. 2. Положение эпицентров землетрясений 18.10.2017 г. (а) и 25.10.2017 г. (б) (кружок со звездочкой) относительно региональных сейсмических станций, данные которых использовались при обработке материалов наблюдений. Коды станций соответствуют международному стандарту. На врезках показаны положения эпицентров, определенные в различных сейсмологических агентствах, и эллипсы ошибок (см. табл. 1).

1986], представляющего собой аналог многоканальной узкополосной фильтрации. Диапазон периодов, в котором поверхностные волны выделялись наиболее надежно, подбирался для каждой станции отдельно. Для большинства станций он составил 30–65 с, за исключением станции GRFO для первого землетрясения и KONO для второго, на которых фильтрация была выполнена в более узком диапазоне — 30–50 с. Примеры исходных и отфильтрованных записей, а также соответствующие СВАН-диаграммы ЛНТ-компоненты станции MAJO приведены на рис. 3б, 3в, 3г.

Моделирование очаговых параметров рассматриваемых землетрясений выполнялось в

приближении мгновенного двойного диполя (*double-couple*) по полученным амплитудным спектрам поверхностных волн [Букчин, 1989]. В качестве дополнительной информации использовались знаки первых вступлений *P*-волн на станциях региональной сейсмической сети (см. рис. 2) в соответствии с работой [Lasserre et al., 2001]. Подробно выбранный метод инверсии описан в статье [Filipova et al., 2022]. В результате рассчитывались следующие параметры: скалярный сейсмический момент (M_0), глубина очага (h) и фокальный механизм. Моментные магнитуды (M_w) вычислялись по полученным значениям скалярного сейсмического момента по соотношению из работы [Hanks, Kanamori, 1979]. Выбор данного метода обусловлен, во-первых, тем, что определения механизмов очагов только по знакам первых вступлений *P*-волн в Забайкалье существенно ограничены геометрией сети сейсмических станций, не позволяющей получить равномерное распределение знаков во всех азимутах (см. рис. 2). Во-вторых, помимо непосредственно фокального механизма он позволяет оценить M_0 , M_w и глубину очага.

Строение земной коры под сейсмическими станциями (см. рис. 3а, 3б) и в окрестности очагов исследуемых сейсмических событий задавалось моделью 3SMAC [Nataf, Ricard, 1996]. Отметим, что используемая нами процедура инверсии является устойчивой к выбору модели среды, что было показано ранее на примерах землетрясений, произошедших в различных регионах северной Евразии [Мельникова и др., 2013; Середкина, Козьмин, 2017; Seredkina et al., 2020]. Для описания строения верхней мантии и расчета затухания поверхностных волн использовалась сферически симметричная модель PREM [Dziewonski, Anderson, 1981].

Качество полученных оценок очаговых параметров оценивалось с помощью функции нормированной невязки (ϵ) [Lasserre et al., 2001], характеризующей отличие синтетических амплитудных спектров от наблюдаемых и показывающей отношение числа знаков первых вступлений *P*-волн, не удовлетворяющих полученному решению фокального механизма, к общему числу используемых знаков. Для оценки разрешения определяемых параметров также строились частные функции нормированной

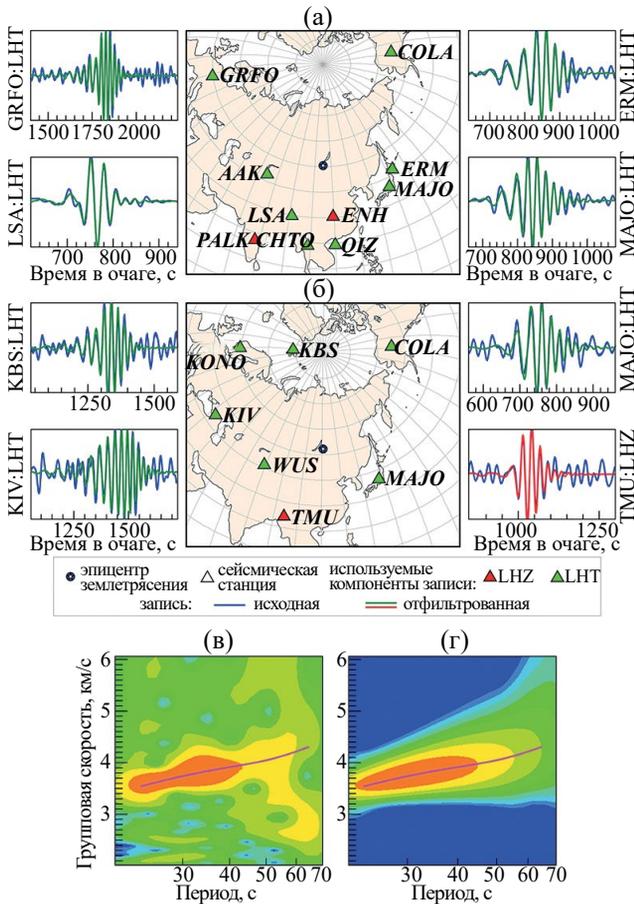


Рис. 3. Используемые сейсмические станции с примерами фильтрации записей для землетрясений 18.10.2017 г. (а) и 25.10.2017 г. (б–г).

Коды станций соответствуют международному стандарту. LHZ – вертикальная компонента записи, LHT – трансверсальная компонента записи (результат вращения горизонтальных компонент, направленных на восток и север).

в, г – СВАН-диаграммы записи землетрясения 25.10.2017 г. на трансверсальной (LHT) компоненте станции MAJO ($azm = 118^\circ$, $\Delta = 2779$ км) до (в) и после (г) фильтрации. Красный и синий цвет на СВАН-диаграммах обозначает максимальную и минимальную амплитуду сигнала соответственно. Дисперсионные кривые групповой скорости обозначены розовыми кривыми.

невязки. Для этого расчеты проводились лишь для одного параметра (например, глубины – ϵ_h на рис. 4б, 4г), а остальным присваивались фиксированные значения, обеспечивающие минимум функции ϵ .

В результате для землетрясения 18.10.2017 г. были получены следующие значения очаговых параметров: скалярный сейсмический момент $M_0 = 5.0 \cdot 10^{15}$ Н·м, моментная магнитуда $M_w = 4.4$, глубина очага $h = 7$ км (см. рис. 4б). В очаге рассматриваемого события

реализовались левосторонние взбросо-сдвиговые смещения по нодальной плоскости ЮВ простирания (NP2, см. рис. 4а), сформировавшиеся под влиянием СВ сжатия и СЗ растяжения. Такой фокальный механизм не противоречит имеющимся оценкам напряжений в земной коре [Heidbach et al., 2016], полученным в 30–50 км к юго-востоку от эпицентра исследуемого землетрясения, согласно которым преобладающим режимом является сдвиг, а максимальное горизонтальное сжатие имеет СВ ориентацию. Для землетрясения 25.10.2017 г. скалярный сейсмический момент составил $M_0 = 3.5 \cdot 10^{15}$ Н·м, моментная магнитуда $M_w = 4.3$, глубина очага $h = 29$ км (см. рис. 4г). В очаге этого события по нодальным плоскостям субмеридионального простирания реализовались взбросовые смещения, сформировавшиеся под влиянием доминирующего близгоризонтального сжатия восточной ориентации (см. рис. 4в).

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Землетрясение 18.10.2017 г. ($M_w = 4.4$) вызвало ощутимые сотрясения на эпицентральных расстояниях до 245 км. В ближайших к эпицентру населенных пунктах – с. Желтура,

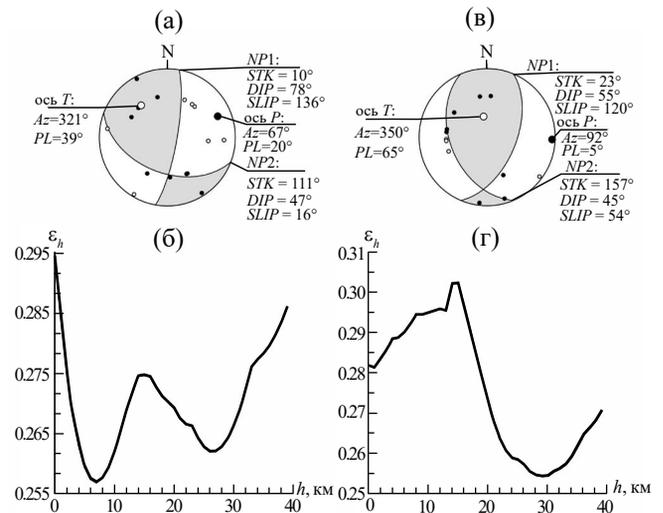


Рис. 4. Очаговые параметры землетрясений 18.10.2017 г. (а, б) и 25.10.2017 г. (в, г): механизм очага (а, в) и зависимость частной функции нормированной невязки от глубины очага (б, г). Обозначения: NP – нодальная плоскость, ось T/P – ось растяжения/сжатия, STK – направление простирания, DIP – угол падения, SLIP – угол подвижки, Az – азимут, PL – угол погружения.

с. Тэнгэрэк, с. Оёр, с. Нижний Торей, у. Нижний Бургалтай, с. Петропавловка – некоторые очевидцы в момент землетрясения проснулись, испытывая при этом испуг. В помещениях отмечено дрожание мебели, дребезжание посуды и стекла, смещение со своих мест неустойчивых предметов, а также сотрясение здания в целом. В с. Оёр землетрясение было замечено на открытом воздухе людьми, находившимися в состоянии покоя. Во время землетрясения проявлялись беспокойство собаки и крупный рогатый скот. Некоторые очевидцы слышали сопровождавший землетрясение подземный гул, напоминавший шум тяжелого транспорта. Перечисленные эффекты наблюдались на расстояниях от 15 до 51 км и соответствуют интенсивности сотрясений IV–V баллов по шкале MSK-64 (рис. 5а, табл. 2).

Сотрясения интенсивностью IV балла были замечены в населенных пунктах юго-западных районов Республики Бурятия на расстояниях от 60 до 115 км. В г. Кяхта землетрясение вызвало дрожание и скрип мебели, дребезжание посуды, скрип конструктивных элементов зданий. Некоторые очевидцы утверждают, что слышали небольшой гул. Интенсивность сотрясений III–IV балла наблюдалась на расстояниях от 91 до 219 км, в основном в населенных пунктах, расположенных на р. Селенге. Необычно выглядят довольно заметные макросейсмические эффекты в г. Иркутск, расположенном на расстоянии 217 км от эпицентра. Землетрясение ощущалось практически во всех районах города, в основном на 3–5 или более высоких этажах. Очевидцы отмечали колебания мебели, дребезжание посуды, легкое колебание жидкости в посуде; немногие испытывали испуг.

Землетрясение 25.10.2017 г. ($M_w = 4.3$) в аспекте макросейсмических проявлений вызывает особый интерес. Во-первых, это единственное событие такого энергетического уровня в данном локальном районе за весь период инструментальных наблюдений (1960–2017 гг.). Во-вторых, с учетом общего дефицита макросейсмических данных для территории Забайкалья информация об ощутимых эффектах этого землетрясения представляет значительную ценность.

Наибольшая интенсивность сотрясений (V баллов) отмечена в у. Усть-Эгита и с. Тужинка,

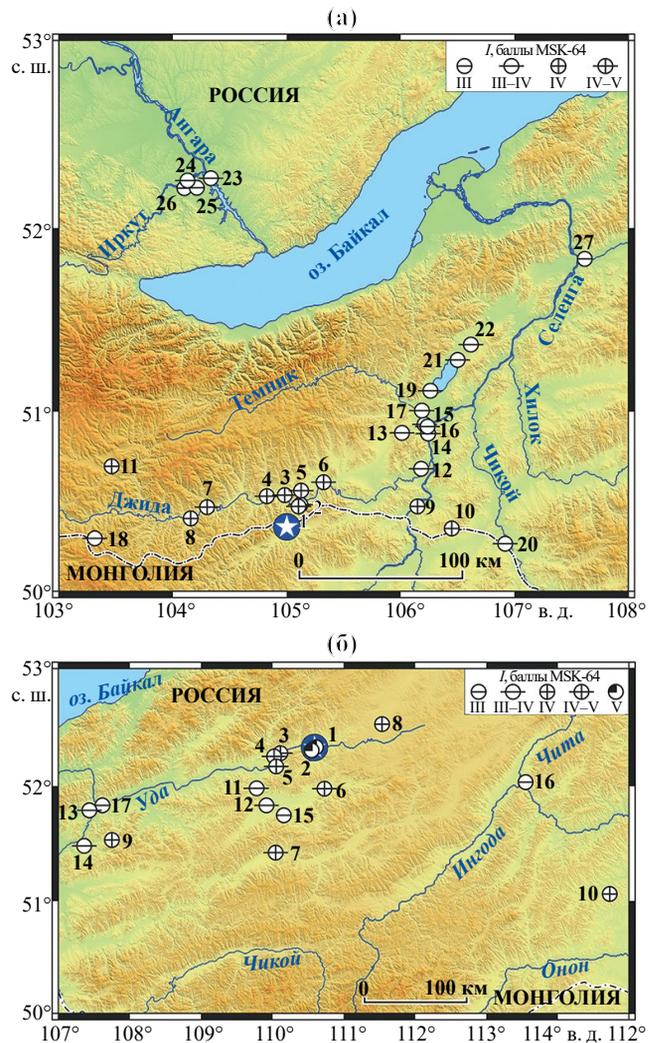


Рис. 5. Макросейсмические проявления землетрясений 18.10.2017 г. (а) и 25.10.2017 г. (б). Номера пунктов наблюдения соответствуют табл. 2 и 3 соответственно.

которые расположены непосредственно в эпицентральной зоне (см. рис. 5б, табл. 3). Очевидцы ощущали землетрясение в помещениях и на открытом воздухе; люди испытывали испуг. Отмечено общее сотрясение зданий; по свидетельству одного из очевидцев, наблюдался “... толчок, как будто в здание въехала машина”. В помещениях местами осыпались чешуйки побелки. При землетрясении замечено беспокойство домашних животных (собаки).

Несколько менее выраженные эффекты, тем не менее замеченные практически всеми жителями и соответствующие IV–V баллам, наблюдались на эпицентральных расстояниях от 33 до 107 км.

ОБСУЖДЕНИЕ

Детальное исследование землетрясений 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г. дало возможность восполнить недостаток информации об условиях формирования очаговых зон умеренных землетрясений в пределах Западного Забайкалья. Прежде всего это касается механизмов очагов землетрясений. Полученные для рассматриваемых сейсмических событий оценки очаговых параметров характеризуются значениями функции нормированной невязки $\epsilon < 0.3$ (0.257 и 0.254 для землетрясений 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г.

соответственно). Таким образом, как было показано ранее на многочисленных примерах землетрясений сопоставимого энергетического уровня, для анализа которых использовалось приблизительно такое же количество исходных данных [Середкина, Мельникова, 2014; Seredkina, Melnikova, 2018], полученные нами результаты является надежными. Это подтверждается близостью наблюдаемых и синтетических спектров поверхностных волн (рис. 6). Небольшие расхождения в спектрах могут быть обусловлены необходимостью

Таблица 2. Интенсивность сотрясений в пунктах наблюдения при землетрясении 18.10.2017 г.

№ п/п	Пункт	Координаты, град.		Δ, км	I, баллы MSK-64
		φ°, с. ш.	λ°, в. д.		
1	с. Желтура	50.474	105.103	15	IV–V
2	с. Тэнгэрэк	50.484	105.120	16	IV–V
3	с. Оёр	50.537	104.982	20	IV–V
4	с. Нижний Торей	50.531	104.825	23	IV–V
5	у. Нижний Бургалтай	50.562	105.126	24	IV–V
6	с. Петропавловка	50.609	105.323	36	IV–V
7	у. Улекчин	50.470	104.300	51	IV–V
8	с. Михайловка	50.407	104.156	60	IV
9	п. Хоронхой	50.474	106.148	82	IV
10	г. Кяхта	50.351	106.449	103	IV
11	с. Баянгол	50.697	103.462	115	IV
12	пгт Джида	50.683	106.180	91	III–IV
13	с. Сосновка	50.882	106.012	92	III–IV
14	с. Билютай	50.878	106.241	105	III–IV
15	у. Шана	50.929	106.210	106	III–IV
16	с. Селендума	50.917	106.236	107	III–IV
17	с. Темник	51.005	106.187	110	III–IV
18	с. Холтосон	50.296	103.314	120	III–IV
19	с. Гусиное Озеро	51.114	106.261	122	III–IV
20	с. Чикой	50.266	106.918	136	III–IV
21	г. Гусиноозерск	51.283	106.500	147	III–IV
22	у. Тохой	51.367	106.617	159	III–IV
23	г. Иркутск	52.267	104.333	217	III–IV
24	с. Смоленщина	52.255	104.128	219	III–IV
25	рп Маркова	52.216	104.210	213	III
26	г. Шелехов	52.214	104.100	215	III
27	г. Улан-Удэ	51.833	107.617	245	III

учета длительности землетрясений и конечных размеров их очагов [Bukchin, 1995], что для землетрясений с $M < 5.0$ показано в работе [Фомочкина, Букчин, 2020]. Также отметим, что практически на всех станциях знаки первых вступлений P -волн удовлетворяют диаграммам излучения рассчитанных фокальных механизмов, за исключением нескольких знаков, близких к нодальным плоскостям (см. рис. 4а, 4в).

Землетрясения 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г., наряду с другими событиями исторического и инструментального периодов наблюдений, подтверждают современную сейсмическую активность разломных структур Западного Забайкалья. Точная тектоническая привязка очагов землетрясений в пределах рассматриваемой

территории вызывает некоторые сложности, связанные, прежде всего, с неоднозначностью существующих карт активных разломов. Одни и те же структуры (в основном генеральные) у различных авторов могут носить разные названия и, кроме того, их положение на разных картах может несколько отличаться. Следует отметить, что в пределах эпицентральных областей рассматриваемых землетрясений современные цифровые карты активной тектоники [Лунина, 2016; Zelenin et al., 2022] отображают разломы практически одинаково, но в то же время они сильно отличаются по рисунку структурного плана от более старых карт, например, от “Карты разломов юга Восточной Сибири” [Карта..., 1982]. В таких условиях

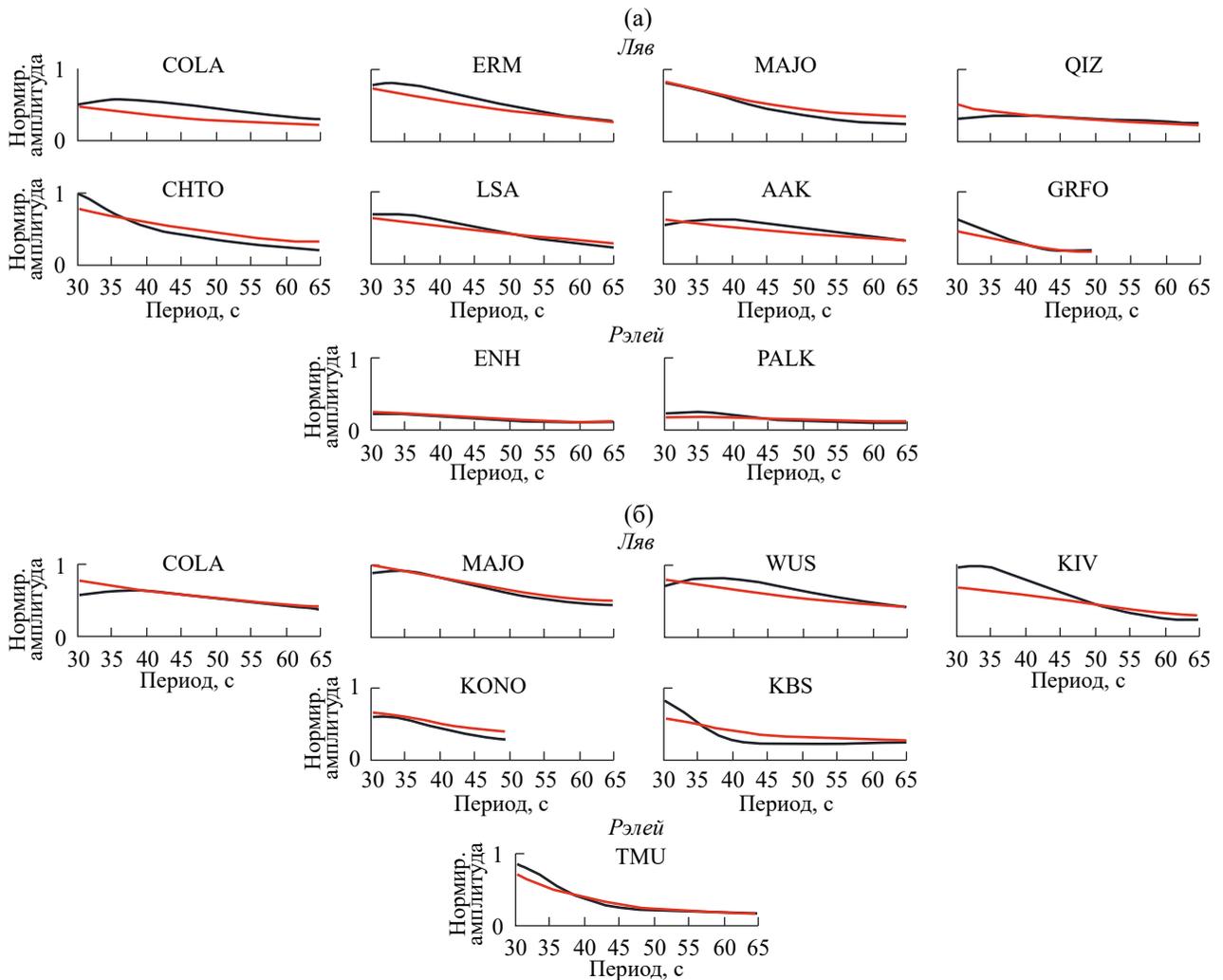


Рис. 6. Нормированные амплитудные спектры поверхностных волн для землетрясений 18.10.2017 г. (а) и 25.10.2017 г. (б). Черные кривые соответствуют наблюдаемым спектрам, красные – синтетическим, удовлетворяющим оценкам очаговых параметров, полученным в данной работе (см. рис. 4).

Таблица 3. Интенсивность сотрясений в пунктах наблюдения при землетрясении 25.10.2017 г.

№ п/п	Пункт	Координаты, град.		Δ, км	I, баллы MSK-64
		φ°, с. ш.	λ°, в. д.		
1	у. Усть-Эгита	52.333	110.611	1	V
2	с. Тужинка	52.306	110.550	4	V
3	у. Булум	52.281	110.113	33	IV–V
4	с. Онинборск	52.254	110.024	39	IV–V
5	п. Зун-Хурай	52.168	110.054	41	IV–V
6	у. Загустай	51.977	110.730	40	IV–V
7	с. Глинка	51.423	110.046	107	IV–V
8	с. Сосново-Озерское	52.529	111.538	68	IV
9	с. Куйтун	51.533	107.750	214	IV
10	пгт Новоорловск	51.061	114.730	318	IV
11	у. Усть-Орот	51.980	109.779	67	III–IV
12	с. Кижинга	51.833	109.917	72	III–IV
13	у. Хойтобэе	51.790	107.434	224	III–IV
14	с. Тарбагатай	51.482	107.361	240	III–IV
15	п. Сулхара	51.747	110.160	71	III
16	г. Чита	52.033	113.550	204	III
17	г. Улан-Удэ	51.833	107.617	210	III

решения фокальных механизмов становятся ключевым аргументом, позволяющим более уверенно говорить о тектонической позиции очагов сейсмических событий.

Эпицентр землетрясения 18.10.2017 г. расположен на территории Монголии, на южном склоне Джидинского хребта, в районе его северо-восточного окончания. Вдоль южного борта хребта трассируется региональный разлом, обозначенный как Джиди-Дээлтэрийнский на карте [Лунина, 2016] или как Тэс-Селенгинский в работе [Zelenin et al., 2022] (рис. 7а). Разлом имеет в основном северо-восточное простирание, однако некоторые его небольшие по протяженности сегменты характеризуются субширотной или даже восток–юго-восточной ориентацией. К одному из таких сегментов, простирание которого варьируется, по разным данным, от 97° [Zelenin et al., 2022] до 117° [Лунина, 2016], пространственно приурочен очаг землетрясения 18.10.2017 г. Отметим, что простирание одной из нодальных плоскостей (NP2) в решении механизма очага составляет $STK = 111^\circ$ (см. рис. 4),

что в целом хорошо согласуется с параметрами этого участка разлома. Следовательно, в данном случае мы можем достаточно уверенно предполагать проявление сейсмической активности фрагмента Тэс-Селенгинского (Джиди-Дээлтэрийнского) разлома.

Несколько сложнее оценить тектоническую позицию землетрясения 25.10.2017 г. Обе нодальные плоскости в решении механизма очага имеют субмеридиональное простирание (см. рис. 4). В то же время на картах активных разломов [Лунина, 2016; Zelenin et al., 2022] вблизи эпицентральной области показана только одна структура с близкой ориентацией (~26°), обозначенная в работе [Лунина, 2016] как Эгитинский разлом (см. рис. 7б). Проблема заключается в том, что Эгитинский разлом не прослеживается непосредственно до эпицентральной области и обрывается приблизительно в 20 км севернее нее. Возможно, разлом продолжается далее на юг–юго-запад, но при этом перекрыт четвертичными отложениями Удино-Иволгинской впадины и не выражен в рельефе.

В таком случае можно предположить связь очага землетрясения с этой структурой. Вместе с тем нельзя исключить и иной вариант. Согласно “Карте разломов юга Восточной Сибири”, в рассматриваемом районе прослеживается довольно крупный региональный Удино-Витимский разлом северо-восточного простирания, а также ряд структур локального ранга и различной ориентации [Карта..., 1982]. В их числе на карте указана небольшая предполагаемая локальная структура, выявленная по геофизическим данным и имеющая субмеридиональное простирание (см. рис. 7в). Не исключено, что очаг землетрясения 25.10.2017 г. мог быть приурочен к этому разлому, не выраженному на земной поверхности. В то же время плоскости разрывов, установленные при определении механизма очага землетрясения, не всегда могут соответствовать известным разломам, иногда они выявляют скрытые дизъюнктивы.

Определенный интерес представляет оценка глубины очага землетрясения по макросейсмическим данным. Обычно в Байкальском регионе оценить этот параметр таким способом

довольно затруднительно в связи со сложностью построения надежных карт изосейст. Тем не менее в случае события 25.10.2017 г., для которого известна интенсивность сотрясений в эпицентре, это оказалось возможным с использованием уравнения [Шебалин, 2003]:

$$h = 10^{\frac{bM - I_0 + c}{v}}, \quad (1)$$

где h – глубина гипоцентра; I_0 – интенсивность сотрясений в эпицентре; M – магнитуда землетрясения M_S ; b , v , c – региональные коэффициенты, равные для территории Прибайкалья и Забайкалья 1.5, 4.0, 4.0 соответственно [Новый..., 1977].

Эпицентр землетрясения 25.10.2017 г. располагался в непосредственной близости ($\Delta = 1$ км) к улусу Усть-Эгита, где интенсивность сотрясений составила V баллов. Следовательно, мы можем принять это значение в качестве достаточно надежной оценки I_0 . Магнитуду M_S мы рассчитали из энергетического класса $K_p = 12.5$ с использованием соотношения из работы [Rautian et al., 2007]. В итоге, при $M_S = 4.3$ глубина очага землетрясения 25.10.2017 г. по макросейсмическим данным оценивается как $h = 23$ км. В целом, эта оценка неплохо согласуется с определением очаговых параметров по телесейсмическим данным (см. рис. 4г).

Отметим, что в связи с относительно невысоким уровнем сейсмической активности территория Западного Забайкалья остается “белым пятном” во многих региональных и глобальных реконструкциях полей напряжений и деформаций [Karagianni et al., 2015; Sereckina et al., 2016; Heidbach et al., 2010, 2016, 2018]. Для нее имеются лишь единичные определения фокальных механизмов землетрясений с $M = 4.0–6.5$, приуроченных к конкретным структурным элементам [Голенецкий и др., 1982; Solonenko et al., 1997; Melnikova et al., 2017] (рис. 8). Чаще всего формирование очагов этих событий происходило в условиях близгоризонтального сжатия. Подобная тенденция прослеживается и при формировании очагов рассмотренных в данной работе землетрясений, что подтверждает преобладание на территории Западного Забайкалья сжимающих усилий.

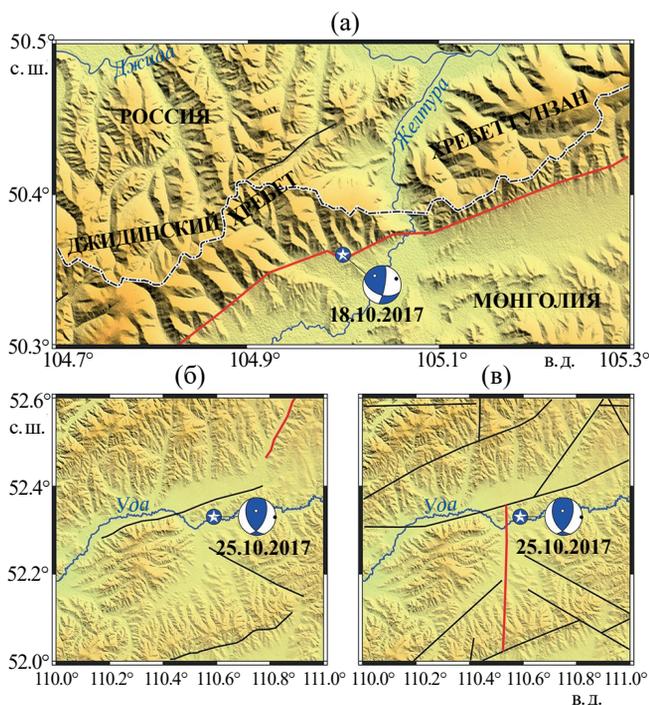


Рис. 7. Возможная тектоническая позиция землетрясений 18.10.2017 г. по [Zelenin et al., 2022] (а) и 25.10.2017 г. по [Лунина, 2016] (б) и [Карта..., 1982] (в).

Красным цветом обозначены разломы, с которыми предположительно связаны очаги рассматриваемых землетрясений.



Рис. 8. Механизмы очагов впадины оз. Байкал и Западного Забайкалья за период 1950–2017 гг.

Для впадины оз. Байкал показаны только сильнейшие события, для территории Западного Забайкалья – все землетрясения, для которых имеются решения механизмов очагов за указанный период. Механизмы очагов в проекции нижней полусферы приведены по работам [Solonenko et al., 1997; Середкина, Мельникова, 2014; Melnikova et al., 2017].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Землетрясения, произошедшие в Западном Забайкалье в октябре 2017 г., несмотря на умеренную магнитуду обоих событий, в определенной мере восполняют недостаток сейсмологической информации о районе исследований, прежде всего о сейсмической активности отдельных разломных структур и полях напряжений в земной коре. В последнем случае механизмы очагов обоих событий подтвердили преобладание в рассматриваемом районе сжимающих напряжений. Землетрясение 18.10.2017 г. произошло в локальном районе, известном относительно сильными сейсмическими событиями 06.02.1957 г. ($M = 6.5$) и 13.05.1989 г. ($M_w = 5.6$), хотя его очаг определенно приурочен к другой структуре, об активности которой до настоящего времени практически не было данных. Наибольший интерес в этом аспекте представляет землетрясение 25.10.2017 г., в районе которого ранее регистрировались лишь единичные слабые толчки. Во-первых, оно указывает на современную сейсмическую активность тектонических структур, расположенных в этой части Западного Забайкалья, и их способность генерировать землетрясения как минимум умеренной магнитуды. Во-вторых, сейсмическое событие 25.10.2017 г. произошло в

непосредственной близости к населенным пунктам и при умеренной магнитуде обусловило весьма заметные макросейсмические эффекты (V баллов по шкале MSK-64). Интенсивность сотрясений при событии 25.10.2017 г. не превысила значений, предусмотренных картами общего сейсмического районирования ОСР-2015 [СП 14.13330.2018..., 2018], однако нельзя исключить возможность возникновения в этом локальном районе существенно более сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 6.0$. В таком случае сейсмическое воздействие на расположенные в ближней зоне населенные пункты может иметь весьма серьезный характер и сопровождаться разрушительными последствиями.

Таким образом, комплексное исследование двух умеренных землетрясений, произошедших в относительно малоактивном районе, позволило получить значимые данные, которые впоследствии могут служить основой для уточнения наших представлений о сейсмичности Западного Забайкалья. Кроме того, результаты исследования могут быть востребованы в работах по уточнению сейсмической опасности и оценке сейсмического риска на территории района исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы выражаем глубокую признательность двум рецензентам за конструктивные и полезные комментарии, позволившие улучшить содержание статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Букчин Б.Г. Об определении параметров очага землетрясения по записям поверхностных волн в случае неточного задания характеристик среды // Известия АН СССР. Серия Физика Земли. 1989. № 9. С. 34–41.

- Гилёва Н.А., Хритова М.А.* Состояние и перспективы детальной обработки землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Российский сейсмологический журнал. 2023. Т. 5. № 2. С. 77–99.
<https://doi.org/10.35540/2686-7907.2023.2.06>
- Голенецкий С.И., Демьянович М.Г., Семенов Р.М., Ясько В.Г., Авдеев В.А., Кашкин В.Ф., Мишарина Л.А., Серебрянников С.П.* Сейсмичность района Оронгойских впадин и землетрясение 2 октября 1980 г. в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 1982. № 9. С. 45–54.
- Голенецкий С.И., Курушин Р.А., Николаев В.В.* Землетрясение 13.05.1989 г. на границе с Монголией // Землетрясения в СССР в 1989 году. М.: Наука, 1993. С. 101–112.
- Голенецкий С.И., Пшенников К.В.* О землетрясении 7 февраля 1957 г. в Северной Монголии // Бюллетень совета по сейсмологии АН СССР № 10 (Вопросы сеймотектоники Прибайкалья и смежных территорий). М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 98–107.
- Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии / Ред. В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1985. 224 с.
- Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1500000 / Ред. П.М. Хренов. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
- Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н.* Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1986. 278 с.
- 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.
<https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0215>
- Лунина О.В., Гладков А.С.* Разломно-блоковое строение и напряженное состояние земной коры Гусиноозерской впадины и прилегающей территории (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 78–96.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Середкина А.И.* Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w = 6.3$ на юге Байкала: напряженно-деформированное состояние очаговой области по данным об афтершоках // Физика Земли. 2013. № 4. С. 120–134.
- Мельникова В.И., Середкина А.И., Радзиминович Я.Б., Мельников А.И., Гилева Н.А., Тубанов Ц.А.* Заганское землетрясение 01.02.2011 г. в слабоактивном районе Западного Забайкалья: наблюдения и анализ // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 3. С. 55–70.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 535 с.
- Радзиминович Я.Б.* Землетрясение 9 октября 1864 года в Западном Забайкалье // Вулканология и сейсмология. 2014. № 5. С. 60–69.
<https://doi.org/10.7868/S0203030614050071>
- Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б.* Поперечные размеры и латеральная зональность Байкальского сейсмического пояса // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 1. С. 114–117.
- Середкина А.И., Гилева Н.А.* Зависимость между моментной магнитудой и энергетическим классом для землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 2. С. 29–38.
- Середкина А.И., Козьмин Б.М.* Очаговые параметры Таймырского землетрясения 9 июня 1990 г. // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 2. С. 214–217.
<https://doi.org/10.7868/S0869565217060202>
- Середкина А.И., Мельникова В.И.* Тензор сейсмического момента землетрясений Прибайкалья по амплитудным спектрам поверхностных волн // Физика Земли. 2014. № 3. С. 103–114.
<https://doi.org/10.7868/S0002333714030090>
- Смекалин О.П., Ескин А.Ю.* Палеосейсмологические исследования в зоне Чикойского разлома (Южное Забайкалье) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49. № 3. С. 95–112.
<https://doi.org/10.21455/VIS2022.3-5>
- Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Радзиминович Н.А., Имаев В.С.* Сейсмическая активность Хамбинского разлома (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 6. С. 881–895.
<https://doi.org/10.15372/GiG2019034>
- СП 14.13330.2018. СНиП II-7-81* Строительство в сейсмических районах. М.: Стандартиформ, 2018. 117 с.
- Фомочкина А.С., Букчин Б.Г.* Определение параметров очагов региональных землетрясений по записям поверхностных волн // Российский сейсмологический журнал. 2020. Т. 2. № 4. С. 16–27.
<https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.4.02>
- Чипизубов А.В.* Сильные землетрясения Прибайкалья по макросейсмическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 2. С. 31–46.
- Шебалин Н.В.* Количественная макросейсмика (фрагменты незавершенной монографии) // Вычислительная сейсмология. Вып. 34. М.: ГЕОС, 2003. С. 57–200.

- Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS. 1992. New China Digital Seismograph Network [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/IC>
- Albuquerque Seismological Laboratory/USGS. 2014. Global Seismograph Network (GSN – IRIS/USGS) [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/IU>
- Bird P.* An updated digital model of plate boundaries // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. V. 4. 1027. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Bukchin B.* Determination of stress glut moments of total degree 2 from teleseismic surface wave amplitude spectra // *Tectonophysics*. 1995. V. 248. P. 185–191. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00271-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00271-A)
- Di Giacomo D., Bondár I., Storchak D.A., Engdahl E.R., Bormann P., Harris J.* ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009), III. Re-computed MS and mb, proxy MW, final magnitude composition and completeness assessment // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2015. V. 239. P. 33–47. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.005>
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary Reference Earth Model // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1981. V. 25. P. 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- Filippova A.I., Bukchin B.G., Fomochkina A.S., Melnikova V.I., Radziminovich Ya.B., Gileva N.A.* Source process of the September 21, 2020 M_w 5.6 Bystraya earthquake at the south-eastern segment of the Main Sayan fault (Eastern Siberia, Russia) // *Tectonophysics*. 2022. V. 822. 229162. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229162>
- Hanks T., Kanamori H.* A moment magnitude scale // *Journal of Geophysical Research*. 1979. V. 84. P. 2348–2350. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M.* The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // *Tectonophysics*. 2018. V. 744. P. 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- Heidbach O., Rajabi M., Reiter K., Ziegler M.* World Stress Map 2016, GFZ Data Service. 2016. <https://doi.org/10.5880/WSM.2016.002>
- Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D., Müller B.* Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008 // *Tectonophysics*. 2010. V. 482. P. 3–15. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.023>
- Karagianni I., Papazachos C.B., Scordilis E.M., Karakaisis G.F.* Reviewing the active stress field in Central Asia by using a modified stress tensor approach // *Journal of Seismology*. 2015. V. 19. P. 541–565. <https://doi.org/10.1007/s10950-015-9481-4>
- Lasserre C., Bukchin B., Bernard P., Tapponier P., Gaudemer Y., Mostinsky A., Dailu R.* Source parameters and tectonic origin of the 1996 June 1 Tianzhu ($M_w = 5.2$) and 1995 July 21 Yongen ($M_w = 5.6$) earthquakes near the Haiyuan fault (Gansu, China) // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 144. P. 206–220. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.00313.x>
- Melnikova V.I., Seredkina A.I., Radziminovich Y.B., Melnikov A.I., Gilyova N.A.* The February 1, 2011 M_w 4.7 earthquake: Evidence of local extension in western Transbaikalia (Eastern Siberia) // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. V. 135. P. 110–121. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.12.031>
- Nataf H.-C., Ricard Y.* 3SMAC: on a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1996. V. 95. P. 101–122. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03105-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03105-7)
- Radziminovich Y.B.* November 13, 1898 earthquake in Western Transbaikalia: a “white spot” in seismic history of East Siberia // *Journal of Seismology*. 2014. V. 18. P. 93–107. <https://doi.org/s10950-013-9403-2>
- Rautian T.G., Khalturin V.I., Fujita K., Mackey K.G., Kendall A.D.* Origins and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales // *Seismological Research Letters*. 2007. V. 78. P. 579–590. <https://doi.org/10.1785/gssrl.78.6.579>
- Scripps Institution of Oceanography. 1986. Global Seismograph Network – IRIS/IDA [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/II>
- Seredkina A., Melnikova V., Radziminovich Y., Gileva N.* Seismicity of the Erguna region (Northeastern China): evidence for local stress redistribution // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2020. V. 110. P. 803–815. <https://doi.org/10.1785/0120190182>
- Seredkina A.I., Kozhevnikov V.M., Melnikova V.I., Solovey O.A.* Seismicity and S-wave velocity structure of the crust and the upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2016. V. 261. P. 152–160. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.10.011>
- Seredkina A.I., Melnikova V.I.* New data on earthquake focal mechanisms in the Laptev Sea region of the Arctic-

- Asian seismic belt // *Journal of Seismology*. 2018. V. 22. P. 1211–1224.
<https://doi.org/10.1007/s10950-018-9762-9>
- Solonenko A., Solonenko N., Melnikova V., Shteiman E. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal rift zone // *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*. 1997. V. 21. P. 207–231.
- Storchak D.A., Di Giacomo D., Engdahl E.R., Harris J., Bondár I., Lee W.H.K., Bormann P., Villaseñor A. The ISC-GEM global instrumental earthquake catalogue (1900–2009): introduction // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2015. V. 239. P. 48–63.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.009>
- Zelenin E., Bachmanov D., Garipova S., Trifonov V., Kozhurin A. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // *Earth System Science Data*. 2022. V. 14. P. 4489–4503.
<https://doi.org/10.5194/essd-14-4489-2022>

The October 18 and 25, 2017 Earthquakes in Western Transbaikalia: Modern Activity of Local Faults

Ya. B. Radziminovich^{1, 2, *}, A. I. Filippova^{3, 2, **}, V. I. Melnikova^{4, 1, ***}, N. A. Gileva^{1, ****}

¹*Baikal Branch of Federal Research Center, Geophysical Survey of RAS, Lermontov str., 128, Irkutsk, 664033 Russia*

²*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics of RAS, Profsoyuznaya str., 84/32, Moscow, 117997 Russia*

³*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of RAS, Kaluzhskoe Highway, 4, Moscow, Troitsk, 142190 Russia*

⁴*Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Lermontov str., 128, Irkutsk, 664033 Russia*

* e-mail: yan.radziminovich@gmail.com

** e-mail: aleirk@mail.ru

*** e-mail: vimel@crust.irk.ru

**** e-mail: nagileva@crust.irk.ru

We consider two earthquakes which occurred on October 18, 2017 and October 25, 2017 in Western Transbaikalia. In spite of both the events are of moderate energy level, they can be regarded as significant for the study region, as such events are rarely registered there in comparison with the adjacent active areas of the Baikal rift zone. Focal mechanisms of both the earthquakes, based on surface wave amplitude spectra, demonstrate that their sources were formed under influence of dominating subhorizontal latitudinal compression and inclined or subvertical NW-SE extension that is common for Western Transbaikalia. Scalar seismic moments (M_0), moment magnitudes (M_w) and source depths (h) have also been determined: $M_0 = 5.0 \cdot 10^{15}$ N·m, $M_w = 4.4$ and $h = 7$ km for the October 18, 2017 earthquake and $M_0 = 3.5 \cdot 10^{15}$ N·m, $M_w = 4.3$ and $h = 29$ km for the October 25, 2017. The considered events caused noticeable macroseismic effects in the near field zones; maximum observed intensity is IV–V and V (MSK-64) for the October 18 and 25, 2017 earthquakes, respectively. Based on the data obtained, the current activity of faults in the study area is considered. The obtained results can be used in seismic hazard assessment for the territory of Western Transbaikalia.

Keywords: earthquake, focal mechanism, macroseismic data, active faults, Western Transbaikalia

УДК 552.11;550.42;552.333

ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГАЮИНОВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ МАЛОГО КАВКАЗА. СООБЩЕНИЕ 1. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ (Sr–Nd–Pb) ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2024 г. С. Н. Бубнов*, Ю. В. Гольцман, И. А. Кондрашов,
Т. И. Олейникова, А. Я. Докучаев

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия*

**e-mail: bubnov@igem.ru*

Поступила в редакцию 11.04.2024 г.

После доработки 05.07.2024 г.

Принята к публикации 21.08.2024 г.

Впервые проведены детальные исследования Sr–Nd–Pb изотопной систематики и геохимического состава четвертичных внутриплитных гаюиновых базанитов и орданшитов Малого Кавказа. Установлено, что материнские магмы изученных пород были сформированы в условиях смешения вещества, по меньшей мере, из двух региональных источников – относительно обедненного и существенно обогащенного несовместимыми компонентами. Одним из источников вещества гибридных магм, наиболее вероятно, являлся умеренно деплетированный региональный плюм-астеносферный источник OIB-типа “Caucasus”, изотопно-геохимические метки которого близки к соответствующим характеристикам мантийных резервуаров “Common” и “PREMA”. Другой источник вещества изученных пород, относительно обогащенный радиогенными Sr, Pb и обедненный радиогенным Nd, скорее всего, был представлен обогащенной субконтинентальной литосферной мантией EM II типа.

Ключевые слова: Малый Кавказ, неовулканический центр, гаюиновые базаниты, орданшиты, изотопная геохимия, петрология, мантийные и коровые источники

DOI: 10.31857/S0203030624060065, EDN: NYXITF

ВВЕДЕНИЕ

Источники вещества и условия образования щелочных пород до настоящего остаются предметом научных дискуссий. Ряд авторов полагает, что зарождение источников щелочных расплавов может происходить на границе мантия–ядро [Когарко, 2011; Лазаренков, 2010; Boehler, 2000 и др.]. В последнее время обсуждается модель существования в нижней мантии обогащенного редкими и радиоактивными элементами аномального слоя [Когарко, 2005, 2019; и др.], который, согласно геофизическим данным [Van der Hilst et al., 1999 и др.] может начинаться около 1000 км ниже земной поверхности и продолжаться до 2300 км. Подъем и внедрение щелочных магм в литосферу нередко

связывают с воздействием суперплюмов (плюмов) [Trieloff et al., 2000; Балашов, Глазнев, 2004; Tolstikhin et al., 2002 и др.], которые берут свое начало из аномального нижнемантийного резервуара [Kaminsky, 2012; Когарко, 2019 и др.], либо зарождаются в слое D” подошвы нижней мантии при активном взаимодействии его вещества с жидким внешним ядром слоя E. В пользу связи щелочного магматизма с плюмовой активностью может свидетельствовать его приуроченность, как правило, к внутриплитной геодинамической обстановке [Kogarko, Zartman, 2007 и др.]. В то же время, существуют представления о ведущей роли в генерации щелочных расплавов обогащенных литосферных либо астеносферных мантийных резервуаров,

возникших в результате крупномасштабных процессов мантийного метасоматоза [Когарко, 2005, 2019; Рябчиков, Когарко, 2016 и др.] вследствие взаимодействий мантия–кора [Hofmann, 1997; Когарко, 2019 и др.].

Одним из регионов проявления четвертичного щелочного базитового магматизма, является Малый Кавказ. Малокавказская вулканическая провинция входит в состав Кавказско-Анатолийского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Здесь широко проявлен неоген-четвертичный магматизм; молодыми вулканиками покрыто более четверти территории региона. Его развитие проходило в обстановке активности горячего поля мантии, проявленной на фоне конвергенции континентальных литосферных плит [Бубнов, 2003 и др.]. Объектом изучения являлись четвертичные щелочные базальтоиды редкой разновидности: гаюин-амфиболовые тефриты (орданшиты) и гаюин-оливиновые базаниты. Известно лишь небольшое число находок гаюинсодержащих¹ щелочных вулканических пород. Например, это плейстоцен-голоценовые щелочные лавы Монте-Сомма (Везувий) [Bruun-Neergard, 1807; Бетехтин, 2007 и др.], плейстоценовые базанитовые (фонолитовые) лавы вулкана Вултуре (Италия) [Solovova et al., 2005; Panina, Stoppa, 2009 и др.], плейстоценовые фонолиты Эйфеля (Лаахерское озеро, Германия) [Sharygin et al., 2005 и др.] и голоценовые фонолитовые лавы вулкана Сумако (Эквадор) [Garrison et al., 2018 и др.]. Еще меньше распространены щелочные плутонические комплексы с гаюинсодержащими породами (например, нефелин-сиенитовые аплиты Тасмании и гаюиновые сиениты о. Лос западного побережья Экваториальной Африки) [Twelvetrees, Petterd, 1898; Заварицкий, 1955 и др.]. Наконец, известны единичные случаи, когда в геологических разрезах установлено присутствие орданшитов – гаюинсодержащих амфиболовых тефритов. Орданшиты встречены во Французском массиве и Эфиопском рифте [Lacroix, 1917 и др.], на Мадагаскаре и Тасмании; они входят в состав щелочно-базальтовой серии Роке Нубло о. Гран Канария (Канарский архипелаг) [Hoernle, Schmincke, 1993; Асавин,

2016 и др.]. Многими исследователями отмечена приуроченность ряда щелочных магматических комплексов с орданшитами к рифтовым зонам или к областям, для которых предполагается наличие горячей точки (горячего поля) мантии. Хорошо обоснованные петрологические модели появления в магматических породах минеральных ассоциаций с гаюином достаточно подробно освещены в целом ряде публикаций [Tracy, 2003; Solovova et al., 2005; Sharygin et al., 2005 и др.]. Так, в нашем случае, появление гаюина в изученных щелочных базальтоидах, скорее всего, связано с вхождением в структуру минерала сульфат-иона, образовавшегося при близповерхностном окислении сернистого флюида (H_2S либо паров S_6). Надежных свидетельств мантийной природы гаюина [Cavarretta, Lombardi, 1990 и др.] орданшитов и базанитов Малого Кавказа мы в настоящее время не имеем. Между тем, природа источников вещества орданшитов, как, впрочем, и гаюинсодержащих базанитов до настоящего времени является темой дискуссий.

В современных исследованиях, направленных на решение вопросов происхождения щелочных расплавов, эффективным подходом является применение геохимических методов, включая изучение вариаций изотопного состава различных элементов. В настоящей статье обсуждаются результаты (Sr–Nd–Pb) изотопно-геохимического изучения четвертичных щелочных базальтоидов Малого Кавказа. На их основе с привлечением других данных о вещественном составе пород рассматриваются возможные области зарождения и наиболее вероятный состав источников вещества их родоначальных магм.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

На территории Малого Кавказа большинство проявлений новейшего щелочного основного вулканизма приурочено к юго-восточному окончанию Сюникского нагорья (южная часть Армении) и связано с активностью Капанского неовулканического центра (рис. 1).

Капанский центр расположен в бассейнах рек Ачанан и Воротан в пределах Капанского (Кафанскоого) тектонического блока – активированной в новейшее время мезозойской

¹Гаюин ($Na_{4,5}Ca_2K(Al_6Si_6O_{24})(SO_4)_{1,5}(OH)_{0,5}$) – каркасный алюмосиликат натрия и кальция с сульфат-ионом из группы содалита.

континентальной окраины, в юре и раннем мелу островодужного (западно-тихоокеанского), а в палеогене, вероятнее всего Андийского (восточно-тихоокеанского) типа [Меликсетян и др., 2019; Mederer et al., 2013 и др.]. Тектонический блок сложен преимущественно субдукционно-связанными вулканогенно-осадочными толщами юры, прорванными небольшими штоками и дайками различного состава [Ширинян, Нагапетян, 1974 и др.]. Эти толщи на северо-востоке региона с несогласием перекрыты терригенно-карбонатными породами нижнего мела (см. рис. 1).

Сведения о домезозойских породах в пределах Капанского блока и его периферии мало числены. К ним отнесены, залегающая на северо-западной периферии (бассейн р. Аракс), толща (до 2 км) метаморфических сланцев и порфириров с редкими линзами и пачками мраморов, нижнего палеозоя – докембрия [Мкртчян, 1958; Акопян, 1962], перекрывающая их толща сланцев, кварцитов и

известняков верхнедевонского возраста [Мкртчян, 1958], а также в границах Капанского блока карбонат-графитовые сланцы нижнего палеозоя (?) ущелья Вохчи близ г. Капан [Туманян, 1992].

В новейшее время в пределах Капанского центра были сформированы несколько моногенных шлаково-лавовых вулканов (см. рис. 1), активность которых была отмечена чередующимися выбросами эксплозивно-обломочных пород (шлаков, тефры, агглютинатов, пеплов и т.п.), реже лавовыми потоками протяженностью до 8 км [Ширинян, Нагапетян, 1974; Джрбашян и др., 2012 и др.].

Традиционно считают [Ширинян, Нагапетян, 1974; Ширинян, Задоян, 1990 и др.], что новейший щелочной вулканизм здесь приурочен к Барабатум-Халаджскому и Мец-Магаринскому разломам, заложенным в среднеюрское и активизированным в четвертичное время (см. рис. 1).

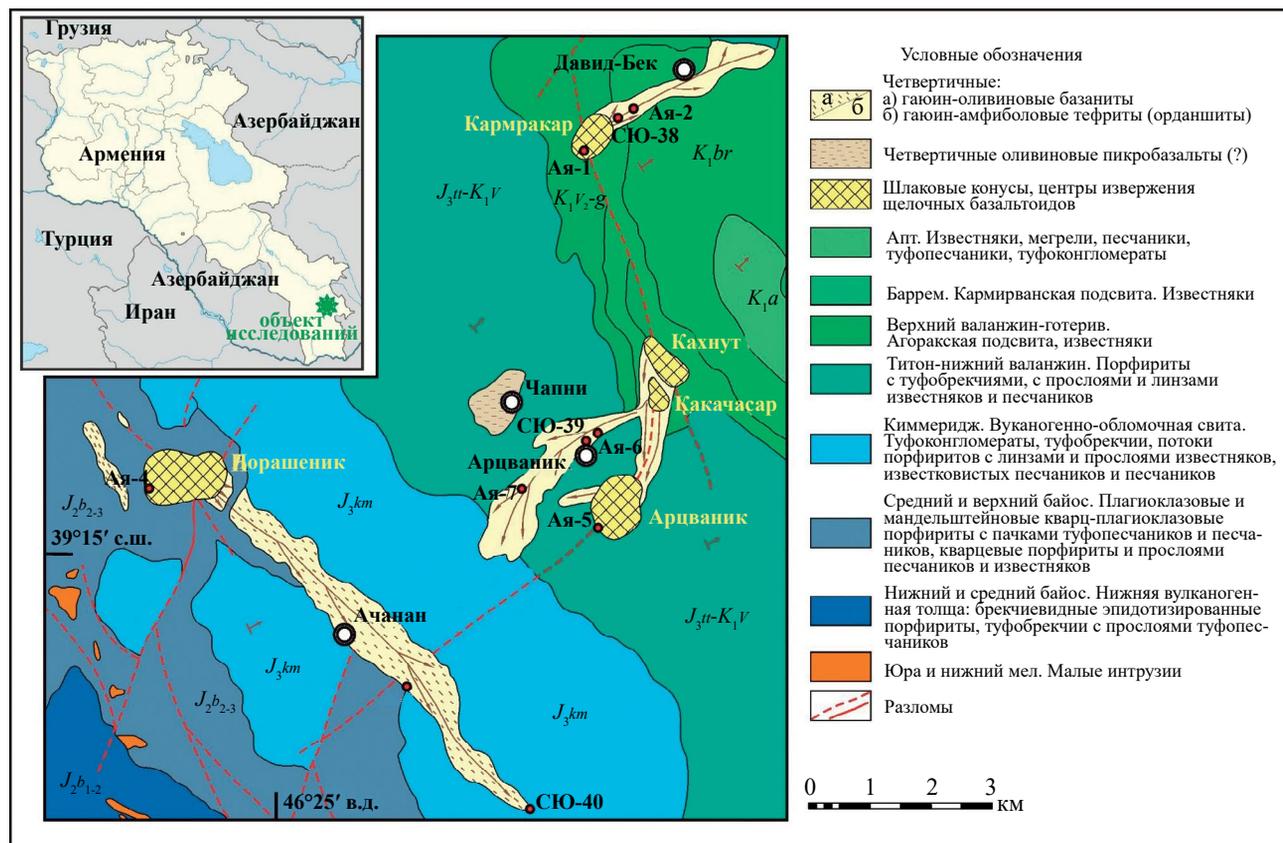


Рис. 1. Схематическая геологическая карта проявлений четвертичного магматизма Капанского вулканического центра на юге Армении (составлена на основе данных [Ширинян, Нагапетян, 1974] с добавлениями авторов).

Первый из них в совокупности с опережающими его новейшими локальными разломными нарушениями контролировал размещение Арцваникской группы шлаковых конусов (Арцваник², Кахнут и Какачасар), а также самостоятельного шлакового конуса Кармракар [Ширинян, Нагапетян, 1974]. Перечисленные эпицентры магматической активности и связанные с ними лавовые потоки сложены исключительно гаюин-амфиболовыми тефритами (орданшитами) [Бубнов и др., 2018 и др.]. Все они изобилуют в разной степени измененными ксенолитами (хадалитами) известняков.

Мец-Магаринское разрывное нарушение с опережающими его новейшими локальными разломами определило расположение Норашенинского шлакового конуса [Ширинян, Нагапетян, 1974 и др.]. Этот конус, как и продукт его активности – протяженный Халаджский лавовый поток (рис. 2) сложены исключительно гаюин-оливиновыми базанитами [Бубнов и др., 2018 и др.].

Следует заметить, что в ~3 км северо-западнее конуса Какачасар в окрестностях с. Чапни

²В работе [Меликсетян и др., 2019] ставится под сомнение наличие шлакового конуса Арцваник, описанного еще Л. Канюшевским в 1911 г. Не комментируя геологические аргументы за [Ширинян, Нагапетян, 1974 и др.] и против [Меликсетян и др., 2019] уважаемых армянских коллег, в нашей публикации молодые вулканогенные образования, обнаженные на юго-западных склонах г. Арцваник, мы будем относить к продуктам активности одноименного шлакового конуса (см. рис. 1).

обнажается останец измененных вулканитов (см. рис. 1) основного-ультраосновного состава нормального ряда, описанных Х.Б. Меликсетяном и др. [2019] как четвертичные оливиновые пикробазальты. Выявление истинного геологического положения и исходного вещественного состава этих пород требуют дополнительных детальных исследований и поэтому не рассмотрены в нашей публикации.

Лишь в последнее время в литературе появились изотопно-геохронологические данные по молодым вулканам Капана. ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронология [Меликсетян и др., 2019] указывает на их активность в калабрийском веке при наиболее вероятном возрастном диапазоне – 1.0–0.75 млн лет назад. Исходя из результатов К-Аг датирования [Лебедев, Чернышев, 2020] продукты магматической активности Капанского центра возникли в середине плейстоцена (калабрий) в ходе двух импульсов магматической активности – 1.1–1.2 и ~0.9 млн лет назад.

Согласно геофизическим данным [Ширинян, Нагапетян, 1974], мощность земной коры в пределах Капанского тектонического блока составляет 42–48 км, из них на вулканогенно-осадочные образования юры и мела приходится порядка 3–3.5 км.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопный анализ Sr, Nd и Pb в изученных щелочных породах выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ

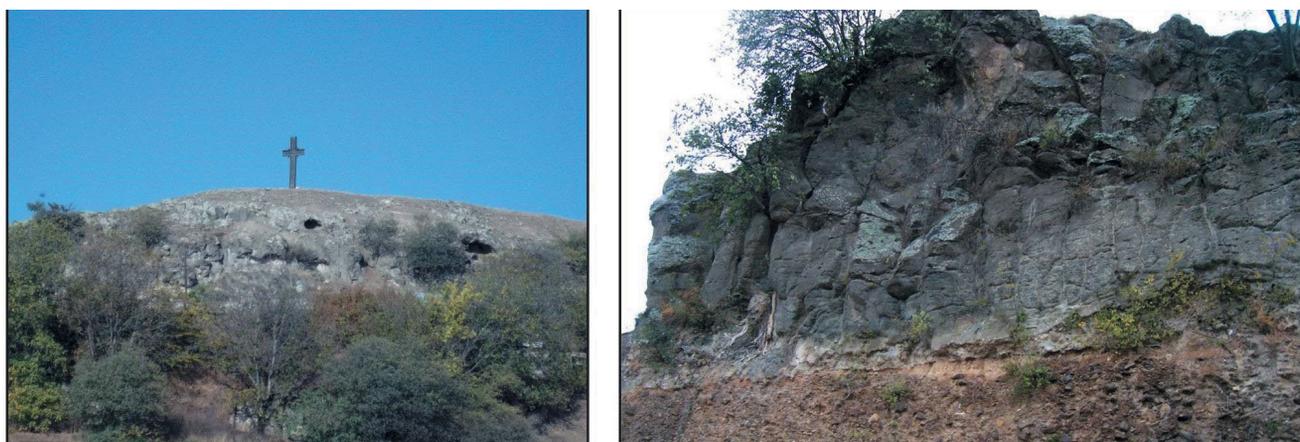


Рис. 2. Окончание четвертичного Халаджского лавового потока гаюиновых базанитов над селом Сюник. Левый снимок – общий вид фронтальной части лавового потока; правый – деталь фронтальной части потока.

РАН Ю.В. Гольцманом и А.В. Чугаевым, а изучение составов породообразующих минералов и определение содержаний породообразующих оксидов и микроэлементов – в ЦКП ИГЕМ Аналитика С.Е. Борисовским, И.Г. Грибоедовой, А.И. Якушевым и Я.В. Бычковой. Ниже дана краткая характеристика использовавшихся методик, а более подробное их описание имеется в работах [Чернышев и др., 2007; Чугаев и др., 2013; Ревенко, 2008; Бычкова и др., 2016 и др.].

Определение содержаний главных петрогенных оксидов, а также ряда рассеянных элементов (V, Cr, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb и Ba) выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре PW-2400 (Philips). При калибровке прибора использованы отраслевые и государственные аттестованные стандартные образцы. Подготовка препаратов к измерениям выполнена путем высокоскоростного плавления материала проб в индукционной печи с боратами лития при температуре 1200°C. Потери при прокаливании (п.п.п.) определены гравиметрическим методом при температуре 1000°C. Содержание железа в пробах определено в форме $Fe_2O_{3\text{общ}}$. Погрешности анализа составляли 1–5 отн. % для компонентов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % ниже 0.5 мас. %.

Определение в породах концентраций редкоземельных (РЗЭ) и других микроэлементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе MS X-Series II (Thermo Scientific). Образцы подвергались кислотному разложению. Правильность результатов контролировалась систематическими анализами стандартных аттестованных образцов BHVO-2 и SOQ-1, разложенных одновременно с серией исследуемых проб. Пределы обнаружения для РЗЭ составляли 0.02–0.03 мкг/г; погрешности анализа составляли 1–3 отн. %.

Изучение составов породообразующих минералов и гаюина проводилось на рентгеновском микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL (Япония). Эталонами сравнения на основные элементы служили внутрилабораторные стандарты, по составу близкие к исследуемым фазам. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF с использованием программного обеспечения фирмы JEOL. Погрешности измерений

составляли: для содержаний свыше 10 мас. % – до 2 отн. %; 5–10 мас. % – до 5 отн. %; от 1 до 5 мас. % – до 10 отн. %.

Измерения изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd и определения концентраций этих элементов проводились методом изотопного разбавления на термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass). Правильность получаемых результатов контролировалась систематическими анализами стандартных образцов: Sr SRM-987 ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710250$), Nd- ИГЕМ ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512407$), прокалированного относительно международного стандартного образца LaJolla ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511856$) и стандартного образца базальта Геологической службы США – BCR-1 ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.705014 \pm 30$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512632 \pm 20$). В период изотопных измерений были получены следующие значения изотопных отношений в стандартах: SRM-987 – $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710254 \pm 18$ (2 σ), n = 38; Nd-ИГЕМ – $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512403 \pm 11$ (2 σ), n = 35; BCR-1 – $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512636 \pm 17$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.705012 \pm 19$, n = 8. Погрешности измерения изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ не превышали 0.002 отн. %.

Изотопный состав Pb анализировался методом многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) на приборе NEPTUNE (ThermoFinnigan) А.В. Чугаевым. Данный метод [Rehkämper, Halliday, 1998] предполагает анализ свинца из растворов, содержащих добавку таллия, и нормирование результатов текущих измерений изотопных отношений свинца по стандартному значению отношения $^{205}Tl/^{203}Tl$, которое принимали равным 2.3889 ± 1 [Чернышев и др., 2007]. Точность и правильность получаемых результатов контролировались систематическими анализами стандартных образцов горных пород Геологической службы США – AGV-1 и BCR-1. За время проведения измерений были получены следующие значения изотопных отношений Pb в стандартах: AGV-2 – $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.871 \pm 5$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.621 \pm 4$; $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.548 \pm 10$, n = 5; BCR-1 – $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.822 \pm 6$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.640 \pm 4$; $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.737 \pm 12$, n = 10. Итоговая аналитическая погрешность ($\pm 2SD$) для отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ не превышала 0.03 отн. %.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Щелочные породы Капанского неовулканического центра представлены гаюин-оливиновыми (*Hyn-Ol*³) базанитами и гаюин-амфиболовыми (*Hyn-Amp*) тефритами (орданшитами). Первые из них являются продуктами активности шлакового конуса Норашиеник и слагают Халаджский лавовый поток. Орданшитами – доминирующий петротип для Арцваникской группы шлаковых конусов и для расположенного севернее шлакового конуса Кармракар.

Hyn-Ol-базаниты – это порфировые породы чаще всего с пятнистой, реже шаровидной текстурой. Доминирующими минералами вкрапленников являются *Ol* (до 15% объема породы) и клинопироксен (*Cpx*) (до 6.5%); часто присутствуют плагиоклаз (*Pl*) (до 1.5%) и рудный минерал (обычно магнетит (*Mag*)), существенно реже – микровкрапленники *Amp* и апатита (*Ap*) (рис. 3). *Ol* вкрапленников обладает высокомагнезиальным составом (Fe_{89-90}) при 0.17–0.24 мас. % CaO (табл. 1). *Cpx* вкрапленников чаще всего характеризуется прямой зональностью. Ядерные зоны обычно представлены низкотитанистым авгитом (*Aug*) или диопсидом (*Di*): $Mg^{44} = 0.84-0.87$ при 0.48–0.85 мас. % TiO_2 ; периферийные зоны – менее магнезиальны и богаче титаном: $Mg^{\#} = 0.68-0.77$ при 1.27–2.12 мас. % TiO_2 . Вкрапленники *Pl*, как правило, имеют обратную зональность: ядерные зоны кристалла по составу чаще всего отвечают основному андезину (An_{45-48}); содержание анортитового минала во внешних зонах минерала нередко увеличивается скачкообразно – до An_{70} (битовнит). Составы внешних зон вкрапленников обычно близки к составам микролитов основной массы (от An_{64} до An_{71}). Выявлено устойчивое присутствие *Hyn* (см. табл. 1) либо в виде ксеноморфных зерен обычно в интерстициях основной массы, либо микровкрапленников и микролитов с четкими кристаллографическими очертаниями (см. рис. 3). В микролитовой, реже пилотакситовой основной массе наряду с микролитами перечисленных минералов присутствуют $K-Na-Fsp$, а также цеолиты (*Zeo*),

³Символы минералов даны по [Whitney, 2010].

⁴ $Mg^{\#}$ – магнезиальность в мол.; $Mg^{\#} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

которые, скорее всего, развивались по реликтам вулканического стекла.

Hyn-Amp-тефриты (орданшитами) обычно представлены порфировыми разностями от светло-серого до черного цвета. Главный минерал вкрапленников – *Amp* (до 15%), второй по значению минерал – *Cpx* (до 5%); часто присутствуют *Ap* (до 2%), *Pl* (до 1.5%) и ксенокристы (диакристы) кварца (*Qz*), реже *Ol*, *Mag* и $K-Na-Fsp$ (см. рис. 3). *Amp* вкрапленников, ранее диагностированный как оксикерсутит [Гущин и др., 1991], по составу отвечает титановому паргаситу при $Mg^{\#} = 0.59-0.78$ и 2.85–3.51 мас. % TiO_2 (см. табл. 1). *Cpx* – обычно *Aug* ($Mg^{\#} = 0.63-0.85$; 0.31–3.81 мас. % TiO_2). Состав

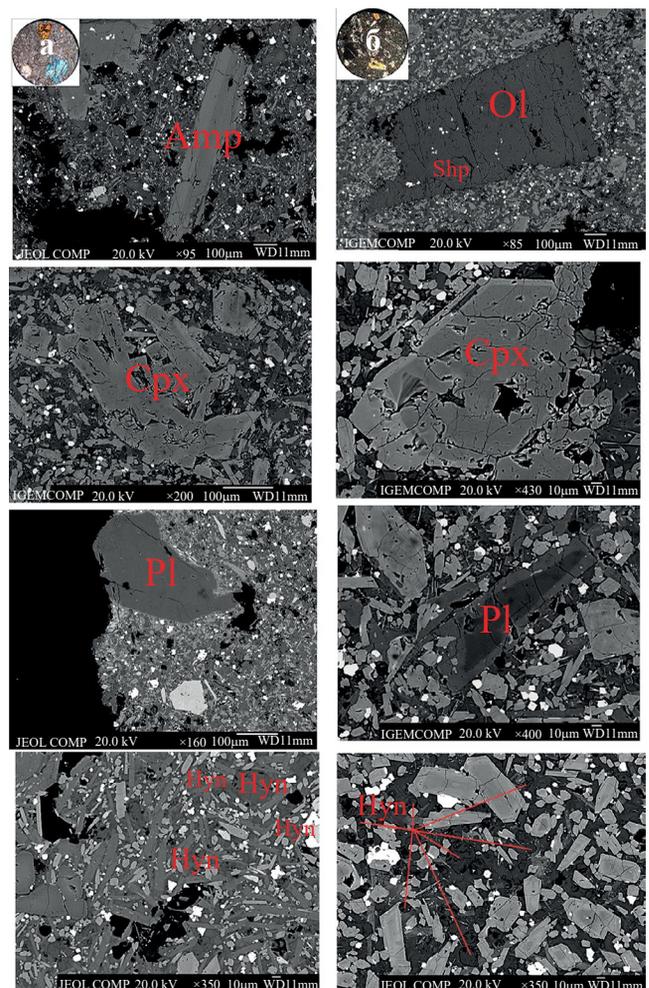


Рис. 3. Структуры основной массы и индикаторные минералы орданшитов (а) и базанитов (б) Капанского неовулканического центра Малого Кавказа в обратно-рассеянных электронах (BSE).

Amp – амфибол, *Ol* – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Hyn* – гаюин.

Таблица 1. Химический состав породообразующих минералов вкрапленников и гаюина щелочных базальтоидов Капанского вулканического центра Малого Кавказа

Компоненты	Базаниты						Орданшиты					
	Срх	Срх	Оl	Оl	Нун	Нун	Срх	Срх	Аmf	Аmf	Нун	Нун
SiO ₂	51.12	51.02	40.92	41.23	31.82	32.02	49.05	50.09	40.03	40.44	30.87	30.97
Na ₂ O	0.36	0.32	0.00	0.05	16.01	15.65	1.01	0.98	2.42	2.37	14.06	13.65
FeO	4.25	4.80	10.54	9.74	0.69	0.46	6.90	6.78	10.74	9.67	0.57	0.51
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.53	1.54	0.00	0.01	1.70	1.75	0.88	0.38
NiO	0.03	0.00	0.40	0.36	н.а.	н.а.	0.05	0.04	0.01	0.06	н.а.	н.а.
Al ₂ O ₃	4.04	3.11	0.03	0.03	27.50	27.27	6.52	5.40	13.75	13.45	26.34	26.34
MgO	15.58	15.85	48.65	49.04	0.06	0.10	13.57	14.53	13.15	13.87	0.20	0.15
MnO	0.05	0.08	0.20	0.25	0.03	0.03	0.16	0.14	0.09	0.09	0.00	0.02
TiO ₂	0.77	0.81	0.02	0.00	0.13	0.11	0.92	0.80	3.28	3.36	0.06	0.02
Cr ₂ O ₃	0.73	0.27	0.04	0.04	н.а.	н.а.	0.05	0.00	0.04	0.04	н.а.	н.а.
CaO	22.34	22.29	0.18	0.19	8.96	9.00	20.69	20.45	11.26	11.29	10.01	9.98
F	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.41	0.39	0.00	0.00
Cl	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.07	0.11	н.а.	н.а.	0.02	0.01	0.14	0.11
SO ₃	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	13.01	13.15	н.а.	н.а.	0.04	0.03	13.01	13.20
Сумма	99.29	98.55	100.98	100.93	98.79	99.41	98.92	99.22	96.77	96.64	96.10	95.30
MgO#	0.87	0.86	0.89	0.90	—	—	0.78	0.79	0.69	0.72	—	—

Примечание. Оксиды приведены в мас. %, все железо представлено в виде FeO, н.а. – не анализировалось.

Так, на дискриминационных диаграммах Zr-Zr/Y [Pearce, Norry, 1979] и Zr-Ti/100 – 3*Y [Pearce, Cann, 1973] точки их составов в подавляющем большинстве попадают в поле внутриплитных базальтов (рис. 5). Вместе с тем на диаграмме La/Nb–Ba/Nb [Pang et al., 2010 и др.] точки составов пород располагаются вблизи областей составов магматических образований вулканических дуг и континентальной сиалической коры. Напротив, по соотношению Th, Y и Nb (диаграмма Nb/Y–Th/Y) они сопоставимы с магматитами рифта Рио-Гранде, а по соотношению Th, Ce и Nb (диаграмма Th/Nb–Ce/Nb) область их составов близка к линии “смещения”, задаваемой составами деплетированной мантии (DM) и мобильного компонента слэбов (SDS) по [Saunders et al., 1988]. И так, изученные щелочные базальтоиды Капанского

центра проявляют геохимические черты пород различных генетических типов; подобные своеобразные “смешанные” геохимические характеристики были установлены для ряда неоген-четвертичных магматических ассоциаций Кавказского региона [Лебедев и др., 2009; Бубнов и др., 2016 и др.], маастрихт-нижнечетвертичных базальтоидов Пенжинско-Анадырско-Корякской области северо-западного обрамления Тихого океана [Федоров, 2006 и др.], среднемиоценовых вулкаников грабена Симане о. Хонсю [Miyake, 1994 и др.], миоценовых толеитов банки Ямато в Японском море [Poucllet, Bellon, 1992; Федоров, 2006 и др.], четвертичных вулкаников южной части Срединного хребта Камчатки [Волынец и др., 2018 и др.] и т.д. Заметим, что такой геохимический тип магматических образований

Таблица 2. Химический состав четвертичных гаюинсодержащих щелочных базальтоидов Капанского вулканического центра Малого Кавказа

Образец	СЮ-39/13	Ая-06/14	Ая-05/14	Ая-07/14	СЮ-38/13	Ая-02/14	Ая-01/14	Ая-03/14	СЮ-40/13	Ая-04/14
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41.22	42.73	44.73	44.47	43.91	44.86	45.46	44.43	43.13	42.29
TiO ₂	1.61	1.60	1.62	1.64	1.59	1.57	1.76	1.15	1.31	1.16
Al ₂ O ₃	15.06	15.51	16.24	15.89	15.70	15.56	14.69	14.04	13.32	12.47
MgO	6.82	5.91	6.59	6.65	7.09	7.03	7.70	10.72	11.41	11.74
Fe ₂ O ₃	10.14	9.72	9.85	10.00	9.62	9.13	9.43	9.04	9.74	10.04
MnO	0.15	0.146	0.150	0.145	0.141	0.135	0.134	0.145	0.15	0.159
CaO	11.30	11.65	10.55	10.91	10.14	10.40	9.92	12.63	11.16	13.19
Na ₂ O	4.50	4.78	4.33	3.60	3.45	5.26	4.43	4.24	2.72	2.49
K ₂ O	3.05	2.35	1.36	1.15	2.46	1.57	2.92	0.55	2.66	1.89
P ₂ O ₅	1.95	1.87	1.73	1.89	1.47	1.51	1.44	0.95	1.07	0.91
S	1.99	1.51	0.21	0.05	0.70	1.03	0.74	0.39	0.46	0.21
п.п.п.	1.41	1.37	1.89	2.86	2.93	1.15	0.61	1.10	2.83	2.71
сумма	99.20	99.15	99.25	99.26	99.20	99.21	99.23	99.39	99.96	99.26
Cr	97	87	106	83	113	125	197	368	381	371
V	153	159	172	180	184	182	187	188	186	173
Co	32	32	31	26	30	25	29	39	37	40
Ni	106	101	114	102	179	176	204	271	309	297
Cu	71	70	80	82	130	64	154	96	103	101
Zn	87	88	94	95	101	87	101	76	82	79
Rb	30	27	23	20	34	39	35	30	39	30
Sr	3453	3445	2905	2970	2802	3008	2728	1887	1845	2187
Zr	50	169	184	181	108	188	178	125	50	125
Ba	1498	1391	1241	1164	1552	1339	1140	933	1189	1445
As	5	9	9	9	4	9	9	9	5	9
Li	11	8.9	10	11	12	8.8	6.4	7.6	8	7.0
Sc	16	14	15	18	16	14	15	26	23	26
Y	20	23	23	20	21	20	16	22	19	18
Nb	24	27	27	27	27	26	23	20	19	19
Mo	1.64	0.74	0.18	0.50	1.13	0.56	1.2	0.48	1.49	1.7
Ag	0.42	0.90	0.88	0.41	1.2	1.0	0.39	0.63	0.38	0.30
Cs	0.48	0.55	0.54	0.77	0.66	0.63	0.54	0.50	0.78	0.49
La	98	100	96	95	90	84	75	70	65	71
Ce	208	220	213	203	191	187	160	150	142	142
Pr	25	27	26	25	23	23	20	18	18	17
Nd	94	100	99	94	84	85	76	68	67	64
Sm	14	15	15	14	14	13	12	10	10	10
Eu	3.8	4.2	4.0	3.7	3.6	3.7	3.1	3.0	2.8	2.8

Таблица 2. Окончание

Образец	СЮ-39/13	Ая-06/14	Ая-05/14	Ая-07/14	СЮ-38/13	Ая-02/14	Ая-01/14	Ая-03/14	СЮ-40/13	Ая-04/14
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Gd	11	16	15	8.1	12	13	6.6	11	8.6	5.9
Tb	1.1	1.3	1.3	1.0	1.2	1.1	0.81	1.0	0.91	0.79
Dy	4.5	4.8	4.7	4.9	4.4	4.4	3.8	4.3	4.0	4.2
Ho	0.80	0.81	0.81	0.78	0.71	0.73	0.61	0.79	0.74	0.72
Er	2.0	2.0	2.0	1.7	1.8	1.7	1.3	2.1	1.9	1.7
Tm	0.23	0.24	0.26	0.25	0.23	0.23	0.20	0.27	0.25	0.24
Yb	1.5	1.2	1.3	1.5	1.5	1.1	1.1	1.4	1.6	1.5
Lu	0.22	0.23	0.23	0.22	0.21	0.19	0.17	0.24	0.22	0.22
Hf	3.7	3.4	3.6	4.0	4.0	4.1	4.0	2.9	3.6	2.9
Ta	1.1	1.0	1.0	1.2	1.1	1.1	1.1	0.71	0.89	0.87
Pb	11	11	11	12	5.4	11	13	15	8.51	10
Th	4.0	3.8	4.1	4.1	3.7	4.6	3.6	4.5	3.9	4.8
U	6.1	1.0	1.0	0.93	2.7	1.0	0.87	1.0	4.2	1.2

Примечание. 1–2 – орданшиты конуса Арцваник; 3–4 – орданшиты конуса Какачасар; 5–7 – орданшиты конуса Кармракар; 8–10 – базаниты Халаджского потока.

Координаты мест отбора образцов (система WGS84, с. ш./в. д.): СЮ-39/13 – 39°16′02.1″/46°28′39.1″; Ая-05/14 – 39°15′14.0″/46°28′27.3″; Ая-06 – 39°15′57.1″/46°28′36.6″; Ая-07/14 – 39°15′34.8″/46°27′42.2″; СЮ-38/13 – 39°18′46.2″/46°28′57.9″; Ая-02/14 – 39°18′50.9″/46°29′11.5″; Ая-01/14 – 39°18′32.9″/46°28′33.3″; Ая-03/14 – 39°13′43.6″/46°26′20.8″; СЮ-40/13 – 39°12′23.8″/46°27′55.3″; Ая-04/14 – 39°15′49.1″/46°23′29.6″.

Содержания породообразующих оксидов и серы даны в мас. %; микроэлементов – в г/т; п.п.п. – потери при прокаливании. Концентрации V, Cr, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba и содержания породообразующих оксидов определены методом РФА; концентрации РЗЭ и других микроэлементов – методом ИСП-МС.

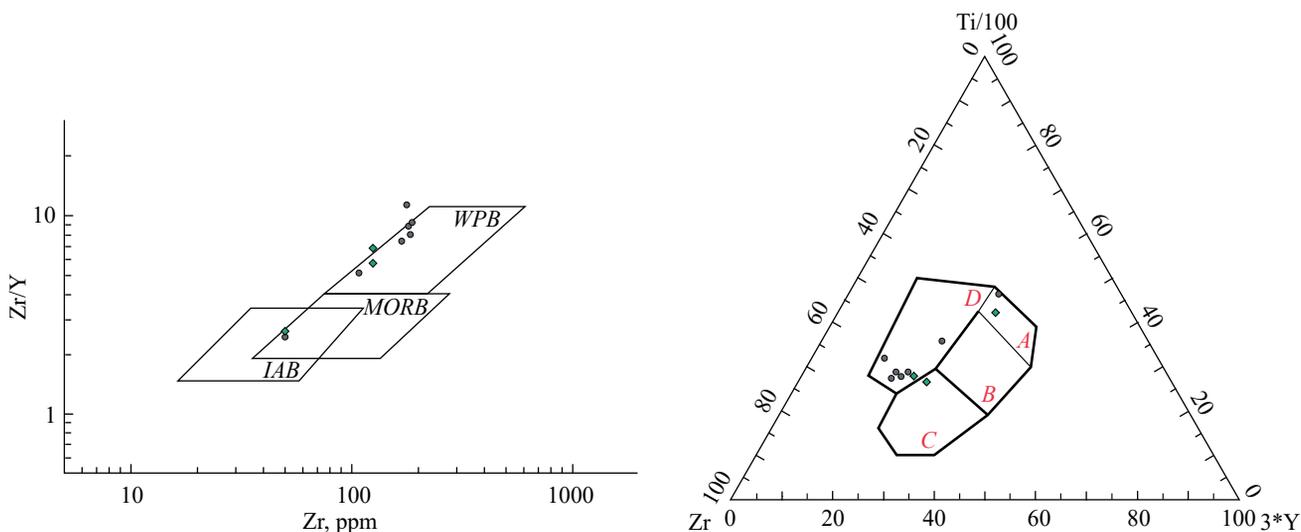


Рис. 5. Дискриминационные диаграммы [Pearce, Cann, 1973; Pearce, Norry, 1979] для новейших Hf-содержащих щелочных базальтоидов Капанского вулканического центра.

A – IAT; B – IAT, CAB, MORB; C – CAB; D – WPB.

IAT – толеиты островных дуг MORB – базальты срединно-океанических хребтов, CAB – известково-щелочные базальты;

WPB – внутриплитные базальты, IAB – базальты островных дуг.

Условные обозначения см. рис. 4.

авторы последней публикации предлагают называть “гибридным”.

SR-ND И RB-PB ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Sr–Nd изотопная систематика

Изученные вулканыты в целом характеризуются высокими содержаниями Sr (1845–4045 г/т) и Rb (16–39 г/т); орданшиты по сравнению с *Нуп*-базанитами обогащены Sr (2630–4045 против 1845–2900 г/т) при близких содержаниях в них Rb (16–38 против 22–39 г/т). Отличия концентраций Sr в амфиболовых и оливиновых разностях щелочных пород определяют заметные отличия в них отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$: 0.017–0.035 в орданшитах и 0.031–0.056 в базанитах. Содержания Sm и Nd в изученных породах составляют 9.5–15.0 и 60–100 г/т соответственно. Среди них наибольшими концентрациями этих элементов обладают орданшиты – 11.8–15.0 г/т Sm и 76–100 г/т Nd; гаюиновые базаниты содержат 9.5–10.0 г/т Sm и 60–68 г/т Nd. Изотопные отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в породах укладываются в узкий диапазон 0.088–0.092 при близких значениях этого параметра для всех разновидностей щелочных базальтоидов.

Вариации начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изученных вулканытах составляют 0.7045–0.7054 и 0.51275–0.51279 (или +2.1...+3.0 в единицах ϵ_{Nd}) соответственно (табл. 3). Амфиболовые и оливиновые их разности обнаруживают существенные различия в изотопном составе Sr и ощутимые в изотопном составе Nd. Орданшиты по сравнению с базанитами имеют менее радиогенный изотопный состав Sr и заметно повышенный радиогенный изотопный состав Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045–0.7047$, $\epsilon_{\text{Nd}} = +2.5...+3.0$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7049–0.7054$, $\epsilon_{\text{Nd}} = +2.1...+2.4$ соответственно). Такого рода отличия в генетически родственных магматических образованиях обычно объясняют исходной изотопно-геохимической неоднородностью источника расплавов, либо смешением в материнских расплавах магматитов Sr и Nd, по крайней мере, из двух различных источников.

Pb–Pb изотопная систематика

Концентрации Pb в четвертичных *Нуп*-содержащих щелочных породах региона составляют 5.4–15 г/т при слегка повышенной их вариативности в амфиболовых разностях пород (8.5–15 г/т – в базанитах и 5.4–13 г/т – в орданшитах). Изотопные отношения Pb в породах варьируют в узких пределах: для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 18.861 до 18.944,

Таблица 3. Изотопный состав Sr и Nd в *Нуп*-содержащих щелочных базальтоидах Капанского неовулканического центра Малого Кавказа

Образец	Содержания, г/т		Изотопные отношения		Содержания, г/т		Изотопные отношения		ϵ_{Nd}
	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm \pm 2\sigma$	Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm \pm 2\sigma$	
СЮ-39/13	32	4040	0.0228±2	0.704566±10	90	13	0.0876±1	0.512783±5	2.8
Ая-05/14	26	3180	0.0196±4	0.704547±9	90	13	0.0885±1	0.512781±6	2.8
Ая-06/14	31	3830	0.0230±4	0.704540±9	95	14	0.0878±1	0.512772±5	2.6
Ая-07/14	19	3230	0.0168±4	0.704649±7	95	14	0.0888±1	0.512765±5	2.5
СЮ-38/13	33	3100	0.0309±3	0.704541±10	80	10	0.0905±1	0.512790±6	3.0
Ая-02/14	38	3150	0.0353±3	0.704461±9	80	12	0.0901±1	0.512780±5	2.8
Ая-01/14	35	2960	0.0343±3	0.704450±9	85	13	0.0903±1	0.512780±5	2.8
Ая-03/14	30	2040	0.0381±6	0.704910±9	65	10	0.0915±1	0.512745±6	2.1
СЮ-40/13	39	2010	0.0563±4	0.704852±7	60*	10*	0.09*	0.512754±6	2.3
Ая-04/14	31	2890	0.0306±5	0.705361±9	60	10	0.0917±1	0.512751±5	2.2

Примечание. *Данные ИСП-МС.

Таблица 4. Изотопный состав Pb в Hup-содержащих щелочных базальтоидах Капанского неовулканического центра Малого Кавказа

№	Образец	Содержания, г/т			Изотопные отношения		
		Pb*	Th*	U*	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
1	СЮ-39/13	11	4	6.1	18.884	15.624	38.930
2	Ая-05/14	11	4.1	1	18.883	15.622	38.924
3	Ая-06/14	11	3.8	1	18.883	15.623	38.927
4	СЮ-38/13	5.4	3.7	2.7	18.869	15.616	38.918
5	Ая-02/14	11	4.6	1	18.861	15.611	38.898
6	Ая-03/14	15	4.5	1	18.943	15.643	38.979
7	СЮ-40/13	8.5	3.9	4.2	18.928	15.642	38.972
8	Ая-04/14	10	4.8	1.2	18.944	15.641	38.977

Примечание. *Данные ИСП-МС. Анализируемый материал – основная масса пород. Относительные погрешности приводимых значений изотопных отношений Pb не превышают $\pm 0.03\%$.

для ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb от 15.611 до 15.643 и для ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb от 38.898 до 38.979 (табл. 4). Изученные вулканы обладают довольно высокой степенью однородности изотопного состава Pb. Величины коэффициента вариации (v^5) для отношений ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb ($v = 0.06\%$) и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb ($v = 0.056\%$) оказались близки и всего лишь в 2 раза превышают погрешность анализа. Наибольший масштаб вариаций обнаруживается для отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Для него величина коэффициента вариации составляет 0.126%. В то же время, внутри каждой из групп пород степень однородности изотопного состава свинца выше, а разброс значений сопоставим с погрешностью. При этом базаниты отличаются несколько более радиогенным составом Pb (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.944–18.928, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.641–15.643, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.972–38.979) по сравнению с орданшитами (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.861–18.884, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.611–15.624, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.898–38.930).

Точки составов щелочных базальтоидов на Pb–Pb диаграммах (рис. 6) для всей совокупности изученных пород аппроксимируются линейными трендами с коэффициентами корреляции (R) 0.984 и 0.989 в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb–²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb–²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb соответственно. Подобные тренды обычно рассматриваются как линии смещения свинца из

различных источников. Для всех изотопных отношений в изученной совокупности пород отчетливо проявлена корреляция изотопного состава свинца с химическим составом пород, прежде всего с содержаниями MgO (рис. 7). При линейной аппроксимации точек составов вулканитов, представленных на рис. 7, коэффициенты корреляции лежат в диапазоне значений от 0.894 до 0.918.

Выявленные вариации изотопного состава Sr, Nd и Pb не могут быть результатом кристаллизационной дифференциации. Учитывая молодой возраст изученных пород, сдвигами в изотопных отношениях, обусловленными накоплением радиогенных изотопов, можно пренебречь. Следовательно, изотопные характеристики щелочных пород отражают соответствующие черты материнских магм, определяемые, в первую очередь, исходными изотопно-геохимическими параметрами их источников.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Фракционная кристаллизация (либо фракционное плавление)

Известно, что фракционное плавление и кристаллизация (Релеевское фракционирование) оказывают конкурирующее влияние на концентрации в магмах ряда индикаторных, в первую очередь, несовместимых элементов. Вследствие этого, в начале обсуждения

⁵v – относительный среднеквадратичный разброс результатов, выраженный в % [Gulson, 1986; Чугаев и др., 2013 и др.].

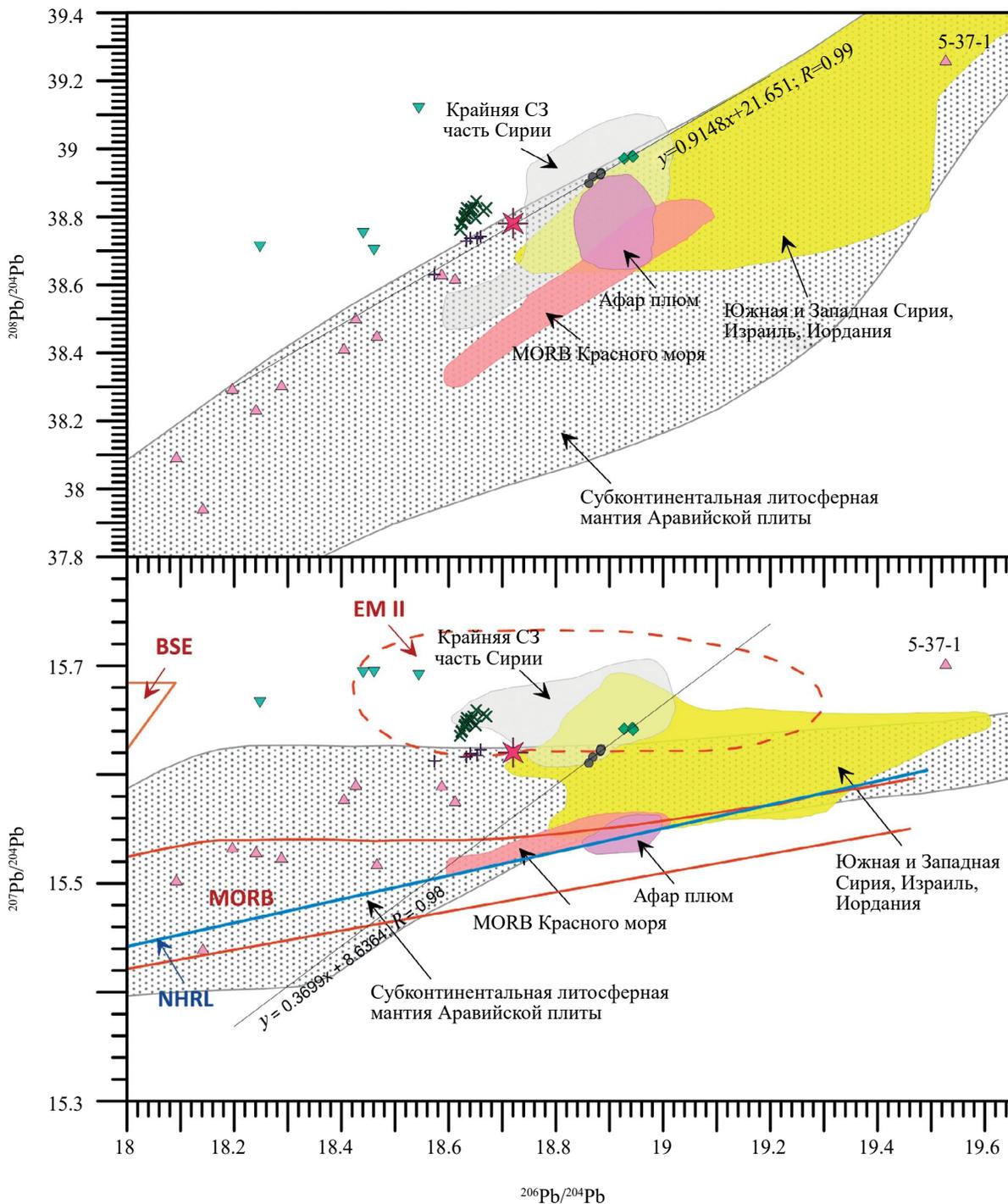


Рис. 6. Изотопные составы свинца в новейших *Нун*-содержащих щелочных базальтоидах Капанского вулканического центра на ураногенной и торогенной диаграммах.

Зеленые ромбы – *Нун-Амп*-базаниты; серые кружки – *Нун-Амп*-тефриты (орданшиты); салатовые треугольники вниз – породы вариссийской гранитно-метаморфической коры Большого Кавказа; фиолетовые треугольники – субдукционно-связанные породы юрско-палеогеновых магматических комплексов фундамента Капанской зоны, по [Mederer et al., 2013]; косые крестики – продукты активности Эльбурского неовулканического центра (Большой Кавказ); прямые крестики – продукты активности Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ); звезда – мантийный источник “Caucasus” [Лебедев и др., 2010].

Поля составов мантийных источников – [Zindler, Hart, 1986], молодых магматических пород Аравийской плиты и смежных территорий – [Keskin и др., 2012]. Изотопные составы лав Эльбурского, Казбекского центров и пород вариссийского фундамента Большого Кавказа – [Лебедев и др., 2010, 2016; Чугаев и др., 2013]. NHRL – линия корреляции изотопного состава свинца океанических базальтов Северного полушария [Hart, 1984].

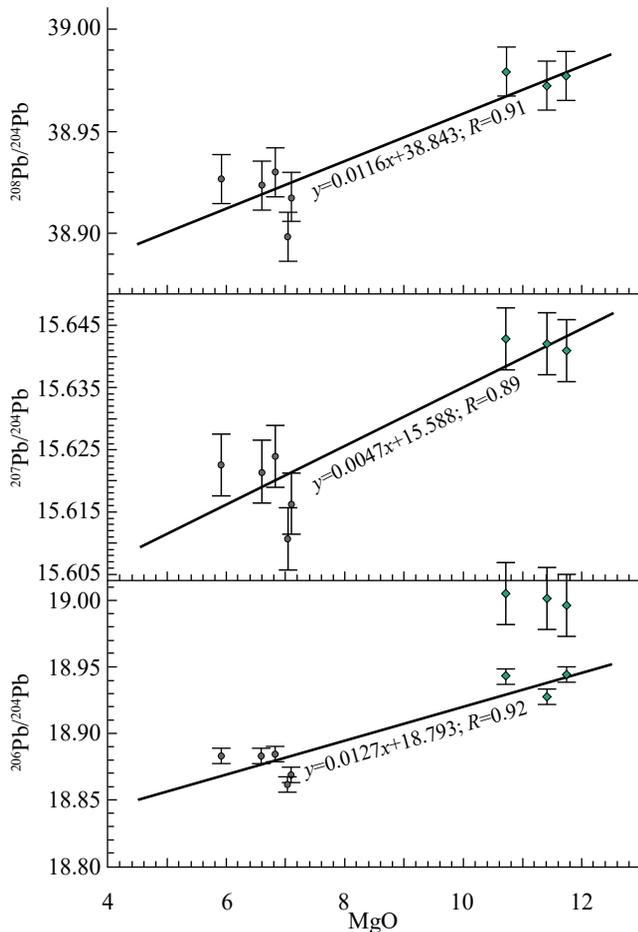


Рис. 7. Вариационные диаграммы изотопных отношений Rb и содержаний MgO в щелочных базальтоидах Капанского центра Малого Кавказа. Условные обозначения см. рис. 4. Погрешности на диаграммах соответствует 2 σ .

результатов исследований попытаемся понять, что доминантно ответственно за геохимический облик и вариации геохимического состава щелочных базальтоидов Капанского центра: фракционирование минералов в подводящих каналах и магматических камерах, либо остаточные (реститовые) минералы в области мантийного источника (источников).

Небольшой разброс содержаний SiO_2 в щелочных вулканитах (ΔSiO_2 орданшитов ~ 4.5 мас. % и ΔSiO_2 базанитов ~ 2.1 мас. % соответственно) и их базанит-тефритовый состав, наряду с близостью составов базанитов к примитивным расплавам, не дают возможность рассматривать масштабное фракционирование кристаллизующихся фаз определяющим процессом в

формировании геохимического облика изученных пород. Впрочем, заметная до сильной (согласно шкале Чеддока [Шорохова и др., 2015 и др.]) положительная корреляция содержаний MgO и концентраций в породах Ni (для орданшитов $R_{\text{Ni}} = 0.83$, для базанитов – 0.63), а для орданшитов и Cr ($R_{\text{Cr}} = 0.78$), допускают возможность фракционирования (удаление из расплава) небольшого количества оливина и клинопироксена, к примеру во время подъема материнских магм. Наличие отрицательной корреляции между концентрациями Y и содержаниями MgO оставляет вероятность удаления из расплава (наряду с оливином и клинопироксеном) и небольшого количества амфибола. Однако, геохимические данные не позволяют говорить о масштабном фракционировании перечисленных минералов, поскольку отсутствует статистически значимая корреляция между концентрациями в изученных породах Co, Sc, а для орданшитов и Ti, с содержаниями MgO. Не исключено также фракционирование в небольшом количестве и плагиоклаза, на что указывают величины – Eu/Eu^* от 0.82 до 1.11 (среднее значение $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.95$) при Sr/Sr^* от 1.52 до 2.01. Фиксируемая в базанитах заметная положительная корреляция Ti с MgO ($R_{\text{Ti}} = 0.69$), а также Fe_2O_3 от MgO ($R_{\text{Fe}_2\text{O}_3} = 0.93$) может свидетельствовать об удалении из материнских расплавов этого типа пород небольшого количества Ti-магнетита.

На возможность объяснения особенностей геохимического состава изученных пород процессами FC (фракционная кристаллизация) либо AFC (фракционная кристаллизация в сочетании с ассимиляцией чаще всего коровым материалом), вроде бы могут говорить соотношения в них Th, Ta и Yb. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb [Pearce, 1983] точки составов орданшитов ложатся на тренд FC для типичной *Amp*-содержащей ассоциации минералов ($\text{Plg} + \text{Amph} + \text{Cpx} + \text{Opx}$) [Neill et al., 2013], а базанитов попадают на линейный тренд AFC при соотношении ассимиляции к фракционированию 0.8 [Powell, 1984; Neill et al., 2013] (рис. 8). Однако, формирование соотношений в породах этих микроэлементов с определенными допущениями объяснимо и в рамках модели образования их первичных расплавов при частичном плавлении амфиболсодержащего мантийного источника. Серьезным аргументом в пользу того, что AFC

процессы (коровая ассимиляция в сочетании с фракционной кристаллизацией) не играли существенной роли в формировании геохимического облика пород являются отсутствие для отдельных петрографических типов пород выраженной отрицательной корреляционной зависимости между $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и MgO (для орданшитов $R = 0.48$, для базанитов $- 0.49$), а также заметной положительной корреляции между ϵ_{Nd} и MgO (для орданшитов $R = 0.54$, для базанитов $- 0.07$). Эти факты позволяют полагать, что ассимиляция исходных мантийных расплавов коровым материалом в сочетании с фракционной кристаллизацией не играли доминирующей роли в эволюции материнских лав исследуемых пород.

Итак, геохимические данные демонстрируют, что интенсивное фракционирование минеральных фаз (FC) либо фракционирование в сочетании с коровой контаминацией (AFC) не являются определяющими процессами в становлении геохимического облика пород Капанского центра.

К происхождению материнских магм щелочных базальтоидов Малого Кавказа

При наличии “смешанного” (гибридного) геохимического типа орданшитов и гаюин-оливиновых базанитов Капанского неовулканического центра и слабого влияния кумулятивных фаз на их геохимический облик, полученные

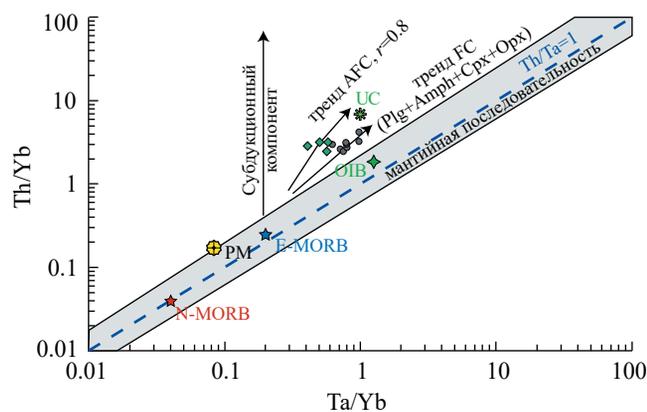


Рис. 8. Диаграмма $\text{Ta}/\text{Yb}-\text{Th}/\text{Yb}$ [Pearce, 1983] для четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра (Малый Кавказ). Векторы FC и AFC – [Neill et al., 2013]. Средние составы резервуаров E-MORB, N-MORB, OIB, PM и UC – [Sun, McDonough, 1989; Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Условные обозначения см. рис. 4.

вещественные (в т.ч. изотопные) характеристики изученных пород могут быть адекватно объяснены двумя петрологическими моделями: 1) смешением вещества, продуцированного глубинным астеносферным (плюм-астеносферным) и литосферным мантийными источниками; 2) ассимиляцией (включающей как смешение расплавов на разноглубинных уровнях, так и разноглубинную контаминацию) глубинными мантийными магмами корового вещества, в первую очередь из мезозойских пород, слагающих здесь обнаженную часть континентальной коры. Следует отметить, что каждая из моделей может быть реализована различными способами. В рамках первой из них в качестве наиболее вероятного источника астеносферного вещества могут рассматриваться глубинные мантийные диапиры (плюмы); потенциальным источником литосферного вещества в нашем случае может являться деляминированная либо субдуцированная в астеносферу метасоматизированная литосферная мантия. В рамках этой модели не исключен вариант подъема астеносферного и/или плюмового материала на уровне континентальной литосферной мантии с плавлением последней и образованием расплавов.

Для второй модели не исключены варианты поступления корового материала в мантию посредством деляминации нижней коры (наиболее вероятно совместно с литосферной мантией) либо отрыва и опускания субдукционного слэба; возможен и вариант подъема плюм-диапирового материала до границы Мохо с адиабатическим плавлением коры и образованием внутрикоровых расплавов [Bird, 1979; Киселев и др., 2004 и др.]. Заметим, что для реализации этой петрологической версии в качестве наиболее вероятного носителя корового контаминанта для материнских основных магм изученных вулканитов необходимо рассматривать не только юрские субдукционно-связанные породы фундамента четвертичных вулканических построек Капанского центра, либо возможно меловые и палеогеновые толщи его периферии [Ширинян, Нагапетян, 1974; Mederer et al., 2013 и др.], но и породы варисийского гетерогенного гранитно-метаморфического комплекса о возможном наличии которых в фундаменте Капанского тектонического блока указывал ряд исследователей [Туманян, 1992; Mederer et al., 2013 и др.].

Ниже кратко приведем некоторые аргументы за и против каждой из моделей, а также на основе обсуждаемых в статье изотопных и геохимических данных слабые и сильные стороны возможных петрологических способов и механизмов их реализации.

Как видно из рис. 9, в мультиэлементных спектрах исследованных щелочных пород фиксируются сильная положительная Sr аномалия и отрицательные – Ta–Nb и Ti. Анализ имеющихся данных говорит о том, что в нашем случае для объяснения этих эффектов, и особенно Ta–Nb – минимума и Sr – максимума приемлемы две петрологические модели. Первая из них – “субдукционная”, когда появление “типичных островодужных” признаков (Ta–Nb – минимума и Sr – максимума) объяснимо наличием на уровнях глубинной мантийной магмогенерации “субдукционного” компонента,

реализованного в виде флюида, либо расплава, либо вместе флюида и расплава, продуцированных, например, из погруженных в мантию фрагментов гидратированной океанической коры, что обусловило появление в рестите фаз, концентрирующих Ti, Nb и Ta⁶⁶. Другая – “внутриплитная – плюм (plum-related)-диапировая”, когда такие аномалии объясняют ассимиляцией основными обычно глубинными мантийными расплавами чаще всего “OIB-типа” корового вещества либо вещества подкоровой литосферной мантии “зараженной” субдукционной компонентой на предыдущих стадиях ее формирования. Следует отметить, что формирование базальтов OIB-типа, а также внутриплитных высокотитанистых базальтоидов обычно связывают с частичным плавлением в поле стабильности граната литосферных либо астеносферных резервуаров с возможной вовлеченностью в их генезис и нижнемантийных источников вещества [Dasgupta, Hirschmann, Smith, 2007; Kamber, Collerson, 2000 и др.]. В пользу участия в петрогенезисе изученных пород глубинных мантийных расплавов говорят геохимические данные. Так, практически для всех разностей изученных пород фиксируются сильно фракционированный спектр тяжелых РЗЭ (высокие отношения $(Gd/Yb)_n$ ⁷ = 3.23–10.30) (см. рис. 9), низкие Lu/Hf (0.05–0.08) и высокие Ti/Y (316.6–671.7) отношения, которые указывают на присутствие граната в качестве реститовой фазы в мантийном источнике, вероятнее всего перидотитового состава⁸. Из этого следует, что глубины, на которых выплавлялись расплавы, давшие новейшие щелочные базальтоиды региона, отвечали полю стабильности граната, и, соответственно превышали 80–100 км. Геофизические данные свидетельствуют о том, что в пределах Кавказско-Анатолийского сегмента Альпийского складчатого пояса наиболее вероятная глубина залегания границы континентальной литосферной и астенос-

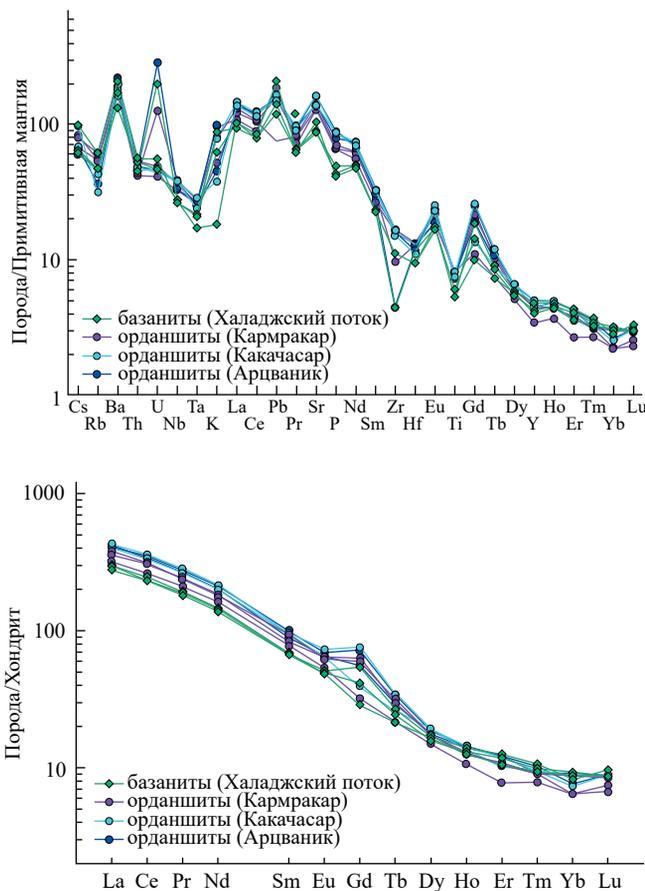


Рис. 9. Мультиэлементная и РЗЭ диаграммы для щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа. Концентрации элементов нормированы к примитивной мантии (по [Sun, McDonough, 1989]), РЗЭ – к хондриту (по [Sun, McDonough, 1989]).

⁶Предметное обсуждение этой модели в разделе “Природа обогащенного литосферного источника с изотопными характеристиками EM II” следующего Сообщения 2 статьи.

⁷Концентрации элементов нормированы к хондриту по [Sun, McDonough, 1989]

⁸Представления о наиболее вероятном вещественном составе мантийного источника в разделе “Природа обогащенного литосферного источника с изотопными характеристиками EM II” следующего Сообщения 2 статьи.

ферной мантий – 95 ± 15 км [Бубнов, 2003 и др.]⁹, которая на томографической модели мантии Кавказского региона [Sprakman et al., 1993] фиксируется обширной отрицательной сейсмической аномалией –2. Эти аномалии обычно рассматриваются как доказательство наличия горячий, возможно, частично расплавленной астеносферы, которая может являться источником молодого основного магматизма в регионе. Из вышеизложенного следует, что вероятнее всего, одним из источников родоначальных расплавов исследованных пород находился в астеносферной мантии, либо даже на более глубоких, нижнемантийных уровнях.

Для идентификации мантийных источников основных расплавов, развитых в различных обстановках проявления мантийного вулканизма на основе Zr–Y–Nb систематики [Fitton et al., 1997; Condie, 2005; Федоров и др., 2019 и др.] было предложено использовать параметр $\Delta Nb = \log(Nb/Y) + 1.74 - 1.92 \times \log(Zr/Y)$ [Fitton et al., 1997]. Значения $\Delta Nb > 0$ соответствуют базальтоидам, происхождение которых связано с плюмовыми источниками вещества (базальты OIB и OFB), $\Delta Nb < 0$ отвечают продуктам основного мантийного магматизма, в которых “плюмовая” компонента практически отсутствует (MORB и IAB). На диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 10) фигуративные точки составов щелочных базальтоидов Капанского центра располагаются либо вблизи, либо выше линии $\Delta Nb = 0$, занимая преимущественно область базальтов OIB-типа, что соответствует геохимическим особенностям расплавов, по меньшей мере, обогащенных плюм-диапировой компонентой.

На рис. 11 показано соотношение изотопных составов Sr и Nd в четвертичных щелочных базальтоидах Капанского центра Малого Кавказа. Точки составов изученных вулканитов располагаются вдоль и правее линии мантийной корреляции. Смещение точек вправо от мантийной последовательности для пород основного состава обычно объясняют ассимиляцией первичными мантийными расплавами вещества,

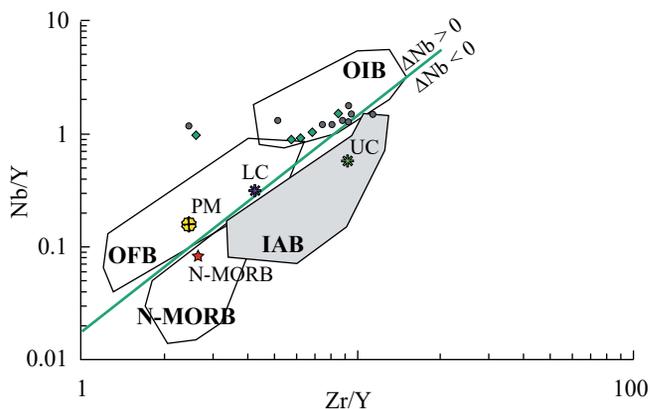


Рис. 10. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y [Fitton et al., 1997; Condie, 2005] для четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа. IAB — базальты островных дуг, OIB — базальты океанических островов, OFB — базальты океанического дна. Поля составов разных типов базальтоидов – по [Condie, 2005]. Средние составы N-MORB, примитивной мантии (PM), хондрита (C₁) – по [Sun, McDonough, 1989] и континентальной коры – по [Rudnick, Gao, 2003]. Условные обозначения см. рис. 4.

обогащенного радиогенным стронцием. В качестве источника, обладающего повышенными величинами отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в этом случае, обычно рассматривают сиалический материал коры, либо вещество субдуцированных в мантию фрагментов гидратированной океанической коры [Faugere, 2000 и др.].

Наличие отчетливой корреляции между изотопными составами Sr и Nd в изученных породах свидетельствует о том, что исходные расплавы щелочных базальтоидов Капанского центра были образованы за счет плавления вещества, по меньшей мере, двух источников – относительно обедненного и относительно обогащенного несовместимыми компонентами. Наиболее вероятными обедненными резервуарами являются PREMA – современная преобладающая мантия – резервуар предложенный Г. Вернером с соавторами как источник континентальных базальтов [Wörner et al., 1986], COMMON (“обычная” мантия) – умеренно деплетированный подлитосферный мантийный резервуар, считающийся наиболее вероятным источником для внутриплитных базитов, в том числе базальтов OIB-типа [Hofmann, 1997 и др.], и DM – истощенная (деплетированная) мантия. Однако маловероятно, что источник DM-типа существовал в новейшей геологической

⁹ Наши оценки глубины залегания этой границы в пределах Кавказского региона в целом совпадают с сейсмическими наблюдениями литосферно-астеносферной границы в сопоставимых по возрасту геодинамических системах других регионов мира [Kumar, Kawakatsu, 2011; Olugboji et al., 2016 и др.].

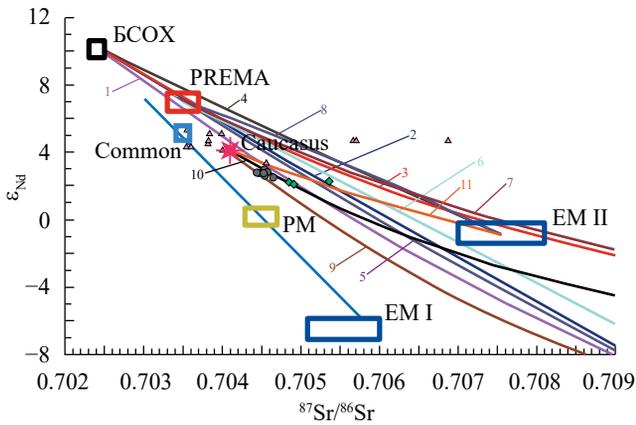


Рис. 11. Соотношение изотопных составов Sr и Nd в новейших щелочных базальтоидах Капанского вулканического района.

Жирная синяя линия – линия мантийной корреляции.

Зеленые ромбы – *Нун-Ол*-базаниты; серые кружки – *Нун-Амп*-тефриты (орданшиты); фиолетовые треугольники – субдукционно-связанные породы юрско-палеогеновых магматических комплексов фундамента Капанской зоны [Mederer et al., 2013]. Латинскими буквами и словами обозначены мантийные источники магм [Zindler, Hart, 1986; Wörner et al., 1986; Faure, 2000; Hart, 1988; Stein, Hofmann, 1994; Hofmann, 1997; Лебедев и др., 2010 и др.]: BCOX – базальт срединно-океанических хребтов; PM – примитивная (недеплетированная) мантия; Common – “обычная” мантия; EM I – обогащенная мантия I; EM II – обогащенная мантия II; PREMA – статистически преобладающая мантия; “Caucasus” – региональный “преобладающий” мантийный источник Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса.

1–4 – линии смешения магмы типа BCOX ($\epsilon_{Nd} = 10$; Nd = 7 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7025$; Sr = 130 г/т) с различными резервуарами (для современного состояния): 1 – нижней корой ($\epsilon_{Nd} = -10$; Nd = 30 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710$; Sr = 400 г/т [Kempton et al., 1990; Schaaf et al., 1994]); 2 – средней-верхней континентальной корой ($\epsilon_{Nd} = -26$; Nd = 32 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.717$; Sr = 510 г/т [Азбель, Толстихин, 1990]); 3 – среднем составом варисийской гранитно-метаморфической коры Большого Кавказа ($\epsilon_{Nd} = -12$; Nd = 30 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.730$; Sr = 140 г/т [Лебедев и др., 2010]); 4 – обогащенной мантией-II ($\epsilon_{Nd} = -0.89$; Nd = 1.14 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70755$; Sr = 20 г/т [Hofmann, 1997; Workman et al., 2004; Jackson, Dasgupta, 2008 и др.];

5–8 – линии смешения современной статистически преобладающей мантии PREMA ($\epsilon_{Nd} = 7.06$; Nd = 1.366 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7035$; Sr = 21.1 г/т) с различными резервуарами (для современного состояния): 5 – нижней корой [Kempton et al., 1990; Schaaf et al., 1994]; 6 – средней-верхней континентальной корой [Азбель, Толстихин, 1990]; 7 – среднем составом варисийской гранитно-метаморфической коры Большого Кавказа [Лебедев и др., 2010]; 8 – обогащенной мантией II [Hofmann, 1997; Workman et al., 2004; Jackson, Dasgupta, 2008 и др.]; 9–11 – линии смешения “Caucasus” – регионального “преобладающего” мантийного источника Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса ($\epsilon_{Nd} = 4.1$; Nd = 35 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7041$; Sr = 800 г/т) [Лебедев и др., 2010 и др.] с различными резервуарами (для современного состояния): 9 – нижней корой [Kempton et al., 1990; Schaaf et al., 1994]; 10 – среднем составом варисийской гранитно-метаморфической коры Большого Кавказа [Лебедев и др., 2010]; 11 – обогащенной мантией II [Workman et al., 2004; Jackson, Dasgupta, 2008 и др.].

истории этой части Малокавказской провинции. Сомнения в этом усиливают геохимические данные. Так отношения Lu/Hf в вулканитах Капанского центра (0.042–0.084) гораздо ниже, чем среднее значение для MORB (0.185), но близки к соответствующему параметру для OIB (0.0527) [Faure, 2000 и др.].

В нашем случае вариации изотопного состава Sr и Nd в щелочных породах Капанского центра могут быть описаны моделью смешения нижнекорового вещества с материалом из умеренно деплетированных мантийных резервуаров – PREMA ($\epsilon_{Nd} = 7.06$; Nd = 1.366 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7035$; Sr = 21.1 г/т) (гипербола смешения 5) либо COMMON ($\epsilon_{Nd} \approx 5.0$; $^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0.7035$) [Stein, Hofmann, 1994; Hofmann, 1997 и др.].

Функционирование единого умеренно деплетированного мантийного источника OIB-типа в Кавказском регионе в неоген-четвертичное время обосновывается в работах [Лебедев и др., 2006, 2009, 2010 и др.]. Изотопно-геохимические характеристики этого источника, названного “Caucasus” близки к соответствующим характеристикам резервуара “COMMON” и составляют: $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.7041$, $\epsilon_{Nd} \sim +4.1$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.105–0.114$, $^{206}Pb/^{204}Pb \sim 18.72$, $^{207}Pb/^{204}Pb \sim 15.62$ и $^{208}Pb/^{204}Pb \sim 38.78$ [Лебедев и др., 2010 и др.]. Мантийный источник “Caucasus” подобно источнику PREMA [Stein, Hofmann, 1994] может являться смесью вещества мантийных плюмов (диапиров) и захваченного ими вещества литосферной и/или астеносферной мантии, имеющий региональную специфику своих изотопно-геохимических составов. Гипербола смешения, определяемая составами расплава, порожденного обедненным мантийным источником “Caucasus” и вещества нижнекорового резервуара [Schaaf et al., 1994], на Sr–Nd изотопной диаграмме (см. рис. 11, линия смешения 9) проходит через поле изученных орданшитов, что допускает участие этих источников в петрогенезисе последних.

Рассмотрим возможные коровые источники Кавказского региона, которые могли бы принять участие в формировании материнских магм изученных пород. Как видно из рис. 11, магматические породы субдукционных обстановок Капанской тектонической зоны [Mederer et al., 2013] в подавляющем большинстве случаев по сравнению с четвертичными

Нуп-содержащими щелочными базальтоидами имеют гораздо менее радиогенный изотопный состав Sr и более радиогенный – Nd и не могут быть причиной наблюдаемых в последних корреляции изотопных составов Sr и Nd: необходимым источником, относительно обогащенный несовместимыми компонентами. В нашем случае, практически единственным возможным коровым резервуаром с необходимыми изотопными характеристиками (с высокоррадиогенным изотопным составом Sr и низкоррадиогенным Nd) могут являться варисцийские гранитоиды и метаморфические образования, о вероятности нахождения которых в фундаменте Капанской зоны указано, например, в работах [Ширинян, Нагапетян, 1974; Mederer et al., 2013]. В настоящее время у нас нет надежных данных об изотопном составе пород варисцийского основания этой структуры Малого Кавказа. Однако, на Sr–Nd изотопной диаграмме точки составов орданшитов и базанитов Капанского центра расположены либо на, либо в непосредственной близости к гиперболе смещения вещества резервуара “Caucasus” со средним составом варисцийской гранитно-метаморфической коры Большого Кавказа [Лебедев и др., 2010] (см. рис. 11, линия смещения 10). При этом совокупность точек составов изученных пород располагается в области, которая определяется этой гиперболой как зона с доминирующим вкладом (более 90–95%) мантийной компоненты в материнские гибридные расплавы. Эти результаты позволяют с высокой долей вероятности предполагать о возможном вкладе “древнего” корового источника в становлении Sr–Nd систем изученных пород.

И, наконец, в рамках рассматриваемого диапазона величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵ_{Nd} , минимальным значением функции смещения, объясняющих особенности Sr–Nd изотопной систематики изученных пород, могут быть не только составы коровых источников. Как видно из рис. 11, эволюция изотопных параметров изученных вулканитов может быть аппроксимирована смешением умеренно деплетированного мантийного источника “Caucasus” и обогащенного мантийного источника EM II (обогащенная мантия II типа с высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, низким $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и повышенным $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (линия смещения 11). Согласно распространенной точке зрения, вещество источника EM II может

быть образовано из астеносферного материала, обогащенного радиогенными компонентами за счет субдукционных процессов, либо из материала субконтинентальной литосферы [Flower et al., 1992; Hart, 1988 и др.].

Таким образом, выявленные корреляции изотопных составов Sr и Nd свидетельствуют о двух типах источников, участвовавших в формировании материнских магм изученных пород: относительно обедненного и существенно обогащенного несовместимыми компонентами. Скорее всего, первый резервуар – обладающий региональной геохимической спецификой, астеносферный (плюм-астеносферный) умеренно деплетированный мантийный источник PREMA-, либо COMMON-подобного типа. Миссию обогащенного несовместимыми компонентами источника могли выполнять либо коровый материал, либо вещество литосферной мантии.

Для уточнения возможных источников материнских магм четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа привлечем Pb-изотопные данные. Отталкиваясь от наиболее приемлемой в нашем случае модели смещения вещества, как минимум, из двух источников (относительно обедненного и существенно обогащенного несовместимыми компонентами в т.ч. радиогенным Pb), попробуем сначала оценить возможное участие вещества региональных коровых резервуаров в материнских расплавах изученных вулканитов. На основе имеющихся в настоящее время Pb-изотопных данных, вклад в материнские расплавы вещества варисцийской гранитно-метаморфической коры Кавказского региона следует считать несущественным: на ураногенной и торогенной диаграммах (см. рис. 6) точки составов “древних” гранитоидов и метаморфических пород отстоят далеко в стороне от линии аппроксимации, задаваемой составами четвертичных щелочных базальтоидов региона. Близкая картина наблюдается и в отношении магматических образований мезо-кайнозойских субдукционных обстановок. Так, на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 6) поле их составов существенно левее и в целом выше линии корреляции, аппроксимирующей точки составов изученных щелочных пород. Впрочем, отметим аномальное положение среди

субдукционных магматитов фундамента на изотопных диаграммах (см. рис. 6) точки состава среднеюрского тоналита (обр. 5-37-1 из работы [Mederer et al., 2013]). Обогащенность островодужного тоналита радиогенными ^{208}Pb и ^{206}Pb наряду с комплементарным его обогащением радиогенным Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70570$) не закрывают принципиальную возможность рассмотрения вещества среднеюрских плутонических образований в качестве возможного компонента материнских магм изученных пород. Не исключено также, что небольшая часть Pb могла быть заимствована и из юрских богатых Pb разностей осадочных пород. Об этом косвенно свидетельствует наличие в четвертичных щелочных базальтоидах большого количества, часто интенсивно переработанных, ксенолитов терригенных и терригенно-карбонатных пород.

Очерченные выше проблемы выбора резервуара, относительно обогащенного радиогенным Pb, снимаются, если U–Th–Pb изотопная система источника этого типа отвечает обогащенной мантии. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 6) подавляющее большинство фигуративных точек четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа попадает в поле составов магматических образований, генетически связанных с источником EM II. Кроме того, эти точки расположены в областях составов молодых вулканитов Сирии, Израиля и Иордании, доминантным источником вещества которых являлась субконтинентальная литосферная мантия (SCLM) Аравийской плиты [Keskin и др., 2012; Ma et al., 2011 и др.]. Pb–Pb изотопные характеристики четвертичных щелочных вулканитов Капана, как и Sr–Nd систематика, свидетельствуют и об участии умеренно деплетированного глубинного мантийного источника в их петрогенезисе. На диаграмме $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки щелочных базальтоидов примыкают к полю “Афар плюм” – полю базальтов, вероятнее всего, выплавленных из плюма Афар [Pik et al., 1999], происхождение которого связывают обычно с активностью нижней мантии в восточной части Африканского континента (см. рис. 6). В качестве наиболее вероятного источника этого типа в нашем случае следует рассматривать умеренно деплетированный

региональный источник “Caucasus”. Так, на торогенной диаграмме точка состава “Caucasus” [Лебедев и др., 2010 и др.] лежит на продолжении линейного тренда, аппроксимирующего составы изученных пород (см. рис. 6). Этого, заметим, не наблюдается на диаграмме ураногенного свинца, что объяснимо гораздо более высокой мобильностью урана по сравнению с торием в магматических и метасоматических процессах. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ точки щелочных вулканитов занимают промежуточное положение между изотопными составами, с одной стороны, источника “Caucasus”, а с другой – обогащенной мантии EM II типа (рис. 12). Можно со значительной долей достоверности утверждать, что региональный резервуар “Caucasus” является типичным плюм-астеносферным источником и, подобно умеренно деплетированному гипотетическому резервуару PREMA (обычно рассматриваемому как источник вещества внутриплитного континентального магматизма), вероятнее всего, отражает для Кавказского региона в неоген-четвертичное время состав “преобладающей” [Stein, Hofmann, 1994] мантии, которая в нашем случае, судя по всему, является смесью материала мантийных плюмов (диапиров) и захваченного ими вещества астеносферной мантии.

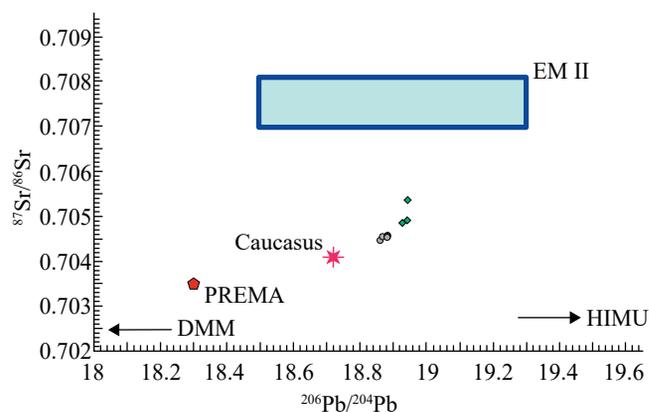


Рис. 12. Соотношение изотопных составов Pb и Sr в *Hun*-содержащих щелочных базальтоидах Капанского неовулканического центра Малого Кавказа.

На диаграмме показаны изотопные составы Pb и Sr мантийных резервуаров DMM, EM II, PREMA, HIMU, “Caucasus” [Zindler, Hart, 1986; Hofmann, 1997; Лебедев и др., 2010 и др.]. Условные обозначения см. рис. 4.

Итак, щелочные базальтоиды Капанского неовулканического центра содержат свинец, который является смесью переменных количеств астеносферного (плюм-астеносферного) и литосферного мантийных свинцов, либо, что менее вероятно, астеносферного (плюм-астеносферного) мантийного и корового свинца. Особенности Sr–Nd и Pb–Pb изотопного и геохимического состава изученных пород свидетельствуют о том, что в случае “астеносферно-литосферной” модели мы, вероятно, имеем дело с региональным обогащенным литосферным резервуаром с изотопно-геохимическими характеристиками источника EM II типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе новых петрологических данных и ранее опубликованных результатов установлено, что гаюинсодержащие четвертичные щелочные базальтоиды Малого Кавказа несут в себе “смешанные” геохимические характеристики, обладая чертами магматических образований различных генетических и геохимических типов. Необычные параметры их вещественного состава объяснены их гибридным происхождением, что ранее было установлено для большинства неоген-четвертичных магматических пород Кавказского региона [Бубнов, 2003; Лебедев и др., 2009 и др.]. Имеющиеся данные указывают на то, что фракционирование (фракционная кристаллизация) не играло существенной роли в создании геохимического облика изученных пород.

На основе впервые полученных Sr–Nd–Pb данных показано, что изотопные характеристики щелочных пород отражают соответствующие параметры вещества, образованного несколькими региональными резервуарами. Одним из источников вещества гибридных материнских магм изученных пород являлся умеренно деплетированный мантийный PREMA-либо Common-подобный резервуар. Новые данные в совокупности с ранее опубликованными результатами свидетельствуют о том, что наиболее вероятным резервуаром этого типа является региональный плюм-астеносферный источник “Caucasus”. Полученные данные не дают возможность однозначно определить источник вещества, обогащенного радиогенными Sr, Pb и обедненного радиогенным Nd.

Из двух наиболее вероятных “претендентов” на резервуар этого типа — нижней коры и подкоровой литосферной мантии, мы на основании имеющихся данных и их интерпретации в настоящее время склоняемся в пользу последнего из них. Наиболее вероятно он был представлен субконтинентальной литосферной мантией EM II типа.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А.В. Чугаеву, Я.В. Бычковой, А.И. Якушеву, С.Е. Борисовскому, И.Г. Грибодовой за проведение аналитических исследований. Мы благодарим Т.Р. Фейсханова и А.А. Фейсханову за помощь в организации и проведении полевых работ в 2018 г. Авторы выражают глубокую признательность академику И.В. Чернышеву за советы и ценные замечания при работе над статьей и предоставленную возможность получения изотопных данных. Дискуссии с В.А. Лебедевым и А.В. Чугаевым на разных этапах подготовки рукописи, их критика, замечания и рекомендации внесли ощутимый вклад в настоящую работу.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ.

Исследования выполнены в рамках госзадания лаборатории Петрографии ИГЕМ РАН (проект № 124022400143-9).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азбель И.Я., Толстихин И.Н.* Численное моделирование геохронометрических систем и проблема эволюции Земли // Изотопная геохимия и космохимия. М.: Наука, 1990. С. 29–49.
- Акопян В.Т.* Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1962. 298 с.
- Асавин А.М.* Коэффициенты распределения в системе расплав-оливин-кальциевый пироксен и фракционирование редких элементов в щелочных расплавах по экспериментальным и природным данным / Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2016. 371 с.
- Балашов Ю.А., Глазнев В.Н.* Влияние плюмового магматизма на динамику докембрийского корообразования // Доклады РАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 78–81.

- Бетехтин А.Г.* Курс минералогии / Учебное пособие. М.: КДУ, 2007. 720 с.
- Бубнов С.Н.* Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа / Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27 с.
- Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И. и др.* Капанский неовулканический центр (Малый Кавказ, Армения): геологическая позиция и особенности вещественного состава лав // Сб. материалов IX Всероссийской научной конференции “Вулканизм, биосфера и экологические проблемы”. Майкоп: Изд-во “Магарин О.Г.”, 2018. С. 4–8.
- Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Курчавов А.М. и др.* Плиоценовые игнимбриты Большого Кавказа: вещественный состав и источники расплавов // Науки о Земле. 2016. Вып. 2. С. 12–51.
- Бычкова Я.В., Синуцын М.Ю., Петренко Д.Б. и др.* Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестник Московского Университета. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.
- Вольнец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л. и др.* Вулканизм южной части Срединного хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 1979–1996.
- Гущин А.В., Иванова Т.А., Ганзеев А.А.* Тефрит-шошонитовая серия Юго-Восточной Армении // Геология и разведка. 1991. № 11. С. 3–14.
- Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г. и др.* Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизийного наземного вулканизма Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2012. Т. 65. № 3. С. 3–20.
- Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 479 с.
- Keskin M., Чугаев А.В., Лебедев В.А. и др.* Геохронология и природа мантийных источников позднекайнозойского внутриплитного магматизма фронтальной части Аравийской плиты (неокайнозойская область Караджадаг, Турция). Сообщение 2. Результаты геохимических и изотопных (Sr–Nd–Pb) исследований // Вулканонология и сейсмология. 2012. № 6. С. 41–70.
- Киселев А.И., Гордиенко И.В., Лашкевич В.В.* Петрологические аспекты гравитационной нестабильности тектонически утолщенной литосферы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 20–29.
- Когарко Л.Н.* Обогащенные мантийные резервуары – источник крупнейших апатитовых и редкометалльных месторождений // Глубинный магматизм, его источники и плюмы / Труды XV международного семинара. Иркутск: Изд-во Института геохимии СО РАН, 2019. С. 5–21.
- Когарко Л.Н.* Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1234–1245.
- Когарко Л.Н.* Рудный потенциал щелочных магм // Разведка и охрана недр. № 6. М.: ООО “Типография Момент”, 2011. С. 60–64.
- Лазаренков В.Г.* Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1240–1248.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др.* Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. № 6. С. 582–602.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В.* Гаюиновые щелочные базальтоиды на Малом Кавказе (Капанский район, Армения) и их среднеплейстоценовый возраст // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 44–48.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др.* К–Аг возраст и Sr–Nd изотопная систематика субщелочных базальтов Центрально-Грузинской неовулканической области (Большой Кавказ) // Доклады РАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 517–522.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др.* Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К–Аг и Sr–Nd–Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.
- Лебедев В.А., Чугаев А.В., Вашакидзе Г.Т., Парфенов А.В.* Этапы формирования и источники рудного вещества Девдоракского медного месторождения (Казбекский вулканический центр, Большой Кавказ) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 6. С. 522–543.
- Меликсетян Х., Никогосян И., Джрбашян Р. и др.* Четвертичный моногенный вулканизм Капанского блока: вулканология, геохронология и геохимия (ЮВ часть Республики Армения) // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2019. Т. 72. № 2. С. 19–42.
- Мкртчян С.С.* Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Геология, рудные месторождения, их генезис и перспективы. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1958. 287 с.
- Ревенко А.Г.* Рентгенофлуорисцентный анализ в геологии: подготовка проб и способы анализа // Вестник Харьковского национального университета. 2008. № 820. Химия. Вып. 16(39). С. 39–58.
- Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н.* Физико-химические параметры материала глубинных мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 874–888.

- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Туманян Г.А.* Особенности строения и структурного положения Кафанского антиклинория // Известия АН Армении. Науки о Земле. 1992. Т. XLV. № 2. С. 3–12.
- Федоров П.И.* Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 537)
- Федоров П.И., Коваленко Д.В., Перепелов А.Б., Дриль С.И.* Состав источников Кинкильского комплекса Западной Камчатки по изотопно-геохимическим данным // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2019. Вып. 41. № 1. С. 54–72.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н.* Высокоточный изотопный анализ Рb методом многоколлекторной ICP масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Рb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В.* Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус, Большой Кавказ: данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 22–33.
- Ширинян К.Г., Задоян В.А.* Петрогенетическая систематика позднеорогенных базальтоидов Армении // Докл. АН Арм. ССР. 1990. Т. 90. № 3. С. 125–130.
- Ширинян К.Г., Нагапетян Л.Б.* Четвертичный базальтовый вулканизм Кафанского района / Отчет. Ереван: ИГН АН Арм. ССР, 1974. 108 с.
- Шорохова И.С., Кисляк Н.В., Мариев О.С.* Статистические методы анализа / Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во Уральского унив-та, 2015. 300 с.
- Bird P.* Continental delamination and the Colorado Plateau // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B13. P. 7561–7571.
- Boehler R.* High-pressure experiments and the phase diagram of lower mantle and core materials // Rev. of Geophys. 2000. V. 38. № 2. P. 221–245.
- Bruun-Neergard T.C.* De la Hauyne, Nouvelle substance minerale // J. des Mines. Paris. 1807. V. 21. № 125. С. 365–380.
- Cavarretta G., Lombardi G.* Origin of sulphur in the Quaternary perpotassic melts Italy: Evidence from hauyne sulphur isotope data // Chem. Geol. 1990. V. 82. P. 15–20.
- Condie K.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Dasgupta R., Hirschmann M. M., Smith N. D.* Water follows carbon: CO₂ incites deep silicate melting and dehydration beneath mid-ocean ridges // Geology. 2007. V. 35. P. 135–138.
- Faure G.* Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence. Berlin: Springer, 2000. 496 p.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al.* Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 197–208.
- Flower M. F.J., Zhang M., Chen C-Y. et al.* Magmatism in the South China Basin 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, South China // Chem. Geol. 1992. V. 97. P. 65–87.
- Garrison J.M., Sims K.W., Yogodzinski G.M. et al.* Shallow-level differentiation of phonolitic lavas from Sumaco Volcano, Ecuador // Contrib. Miner. and Petrol. 2018. V. 173. № 6. P. 1–19.
- Gulson B.L.* Lead isotopes in mineral exploration. Amsterdam: Elsevier, 1986. 245 p.
- Hart S.R.* A large scale isotopic anomaly in the Southern Hemisphere mantle // Nature. 1984. V. 309. P. 753–757.
- Hart S.R.* Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. № 3. P. 273–296.
- Hoernle K., Schmincke H.U.* The petrology of the tholeiites through melilite nephelinites on Gran Canaria, Canary Islands: crystal fractionation, accumulation, and depths of melting // J. of Petrol. 1993. V. 34. № 3. P. 573–597.
- Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. № 16. P. 219–229.
- Jackson M.G., Dasgupta R.* Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 2008. V. 276. P. 175–186.
- Kamber B.S., Collerson K.D.* Zr/Nb systematics of ocean island basalts reassessed – the case for binary mixing // J. of Petrol. 2000. V. 41. P. 1007–1021.
- Kaminsky F.V.* Mineralogy of the lower mantle: A review of ‘super-deep’ mineral inclusions in diamond // Earth-Sci. Rev. 2012. V. 110(1–4). P. 127–147.
- Kempton P.D., Harmon R.S., Hawkesworth C.J. et al.* Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo Volcanic Field, southeastern Arizona // Geochim. Comochim. Acta. 1990. V. 54. № 12. P. 3401–3426.
- Kogarko L.N., Zartman R.E.* A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // Miner. Petrol. 2007. V. 89. P. 113–132.
- Kumar P., Kawakatsu H.* Imaging the seismic lithosphere-aesthenosphere boundary of the oceanic plate // Geochim. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. Q01006. DOI: 10.1029/2010GC.

- Lacroix A.* Les laves à haüyne d'Auvergne et leurs enclaves homoeogènes: importance théorique de ces dernières // *Compte Rendu Hebdomadaire des Séances de l'Académie des Sciences*. Paris, 1917. V. 164. P. 581–588.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A.* Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 127. P. 745–750.
- Ma G.S.-K., Malpas J., Xenophontos C. et al.* Petrogenesis of Latest Miocene Quaternary Continental Intraplate Volcanism along the Northern Dead Sea Fault System (Al Ghab Homs Volcanic Field), Western Syria: Evidence for Lithosphere Asthenosphere Interaction // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 2. P. 401–430.
- Mederer J., Moritz R., Ulianov A., Chiaradia M.* Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan zone, southern Armenia // *Lithos.* 2013. V. 177. P. 61–78.
- Miyake Y.* Geochemistry of igneous rocks of Shimane peninsula, formed within a Miocene back-arc rifting zone at the Japan sea margin // *Geochem. J.* 1994. V. 28. P. 451–472.
- Neill I., Meliksetian Kh., Allen M.B. et al.* Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau // *Lithos.* 2013. V. 180–181. P. 200–215.
- Olugboji T.M., Park J., Karato S., Shinohara M.* Nature of the seismic lithosphere-asthenosphere boundary within normal oceanic mantle from high-resolution receiver functions // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17. Iss. 4. P. 1265–1282.
- Pang K.N., Zhou M.F., Qi L. et al.* Flood basalt-related Fe-Ti oxide deposits in the Emeishan large igneous province, SW Chin // *Lithos.* 2010. V. 119. P. 123–136.
- Panina L.I., Stoppa F.* Silicate-carbonate-salt liquid immiscibility and origin of the sodalite-haüyne rocks: study of melt inclusions in olivine foidite from Vulture volcano, S. Italy // *Cent. Eur. J. Geosci.* 2009. V. 1(4). P. 377–392.
- Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. U.K.: Shiva Press, 1983. P. 230–249.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19. P. 209–300.
- Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. V. 69. P. 33–47.
- Pik R., Deniel C., Coulon C. et al.* Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume-lithosphere interactions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. P. 2263–2279.
- Poucllet A., Bellon H.* Geochemistry and isotopic composition of volcanic rocks from the Yamato basin: hole 794D, Sea of Japan // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 779–789.
- Powell R.* Inversion of the assimilation and fractional crystallisation (AFC) equations; characterisation of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites // *Journal of the Geological Society of London.* 1984. V. 141. P. 447–452.
- Rehkämper M., Halliday A.M.* Accuracy and long-term reproducibility of lead isotopic measurements by MC-ICP-MS using an external method for correction of mass discrimination // *Int. J. Mass Spec. Ion Proc.* 1998. V. 58. P. 123–133.
- Rudnick R., Gao S.* Composition of the continental crust // *The crust* / Ed. R.L. Rudnick // *Treatise on Geochemistry* / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. V. 3. P. 1–64.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.* Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol. (Special Lithosphere Iss.)*. 1988. P. 415–445.
- Schaaf P., Heinrich W., Besch T.* Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosi, central Mexico: Evidence from granulite-facies xenolith suite // *Chem. Geol.* 1994. V. 118. P. 63–84.
- Sharygin V., Di Muro A., Madyukov I.* Crystallization temperature of haüyne from phonolite (ULST, E. Eifel, Germany) and haüynophyre (Vulture volcano, Italy): evidence from silicate melt inclusions // *Abstract E-book of ECROFI XVIII*. Siena, Italy, 2005.
- Solovova I.P., Girnis A.V., Kogarko L.N. et al.* Compositions of magmas and carbonate-silicate liquid immiscibility in the Vulture alkaline igneous complex, Italy // *Lithos.* 2005. V. 85(1–4). P. 113–128.
- Spakman W., Van der Lee S., Van der Hilst R.* Travel – time of European – Mediterranean mantle down to 1400 km // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1993. V. 79. P. 3–74.
- Stein M., Hofmann A.W.* Mantle plumes and episodic crustal growth // *Monthly Nature.* 1994. V. 2. № 11. P. 70–74.
- Sun Shen-su, McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: implications for Mantle Composition and Processes // *Magmatism in the Ocean Basins Spec. Publ. Geol. Soc. London.* 1989. № 42. P. 313–345.
- Tracy R. J.* Chemistry and origin of zoned haüyne in tahitian phonolite, with implications for magmatic

- fractionation // *Developments in Volcanology*. 2003. V. 5. P. 163–184.
- Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B. et al.* Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66(5). P. 881–901.
- Trieloff M.J., Kunz D.A., Clague D. et al.* The nature of pristinenoble gases in mantle plumes // *Science*. 2000. V. 288. P. 1036–1038.
- Twelvetrees W.A., Petterd W.F.* On hauyne-trachyte and allied rocks in the districts of Port Cygnet and Oyster Cove // *Papers & Proceedings of the Royal Society of Tasmania*. 1898. P. 3–26.
- Van der Hilst R., Karason H.* Compositional Heterogeneity in the Bottom 1000 Kilometer's of Earth's Mantle: Toward a Hybrid Convection Model // *Science*. 1999. V. 283. P. 1885–1888.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral*. 2010. V. 95. P. 185–187.
- Workman R.K., Hart S.R., Jackson M. et al.* Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the enriched mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan volcanic chain // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2004. V. 5. № 4. P. 1–44.
- Wörner G., Zindler A., Staudigel H., Schmincke H.U.* Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 79. P. 107–119.
- Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.

Sources of the Melts of Quaternary Hauyne Alkaline Basaltoids in the Lesser Caucasus. Communication 1. Geochemical and Isotope (Sr–Nd–Pb) Data

S. N. Bubnov*, Yu. V. Goltsman, I. A. Kondrashov, T. I. Oleinikova, A. Ya. Dokuchaev

*Institute of Geology of ore Deposits, Petrography, Geochemistry, and Mineralogy RAS,
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: bubnov@igem.ru*

The first ever detailed data are obtained on the Sr–Nd–Pb isotope systematics and geochemistry of Quaternary intraplate hauyne basanites and ordanshites in the Lesser Caucasus. The parental magmas of the rocks were found out to have been generated by mixing material from at least two regional sources: one relatively depleted and the other significantly enriched in incompatible elements. One of these sources of the hybrid magmas was most likely a mildly depleted regional plume–asthenospheric source of the CAUCASUS OIB type, whose isotopic-geochemical signatures were close to those of the COMMON and PREMA mantle reservoirs. The other source of the material for the rocks was relatively enriched in radiogenic Sr and Pb and depleted in radiogenic Nd and was most probably enriched subcontinental lithospheric mantle of the EM II type.

Keywords: Lesser Caucasus, neovolcanic center, hauyne basanites, ordanshites, isotope geochemistry, petrology, mantle and crustal sources

УДК 552.11;550.42;552.333

ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГАЮИНОВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ МАЛОГО КАВКАЗА. СООБЩЕНИЕ 2. ПРИРОДА ОБОГАЩЕННОГО МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА

© 2024 г. С. Н. Бубнов*, Ю. В. Гольцман, И. А. Кондрашов,
Т. И. Олейникова, А. Я. Докучаев

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия*

**e-mail: bubnov@igem.ru*

Поступила в редакцию 11.04.2024 г.

После доработки 05.07.2024 г.

Принята к публикации 21.08.2024 г.

На основе геохимического и изотопно-геохимического (Sr–Nd–Pb) изучения четвертичных внутриплитных гаюиновых базанитов и орданшитов Малого Кавказа обозначена наиболее вероятная природа (особенности вещественного состава и уровни локализации) обогащенного мантийного источника EM II типа, который совместно с умеренно деплетированный региональный плюм-астеносферный источником OIB-типа “Caucasus” участвовал в генерации расплавов изученных пород. Показано, что источник этого типа модифицирован субдукционной компонентой, обозначены время и возможные механизмы “заражения” областей мантийной магмогенерации веществом слэбов. Полученные данные указывают на присутствие граната, амфибола и рутила в качестве релитовой фазы в обогащенном мантийном источнике. Исходя из полученных результатов сделан вывод, что обогащенный несовместимыми компонентами источник вещества изученных пород наиболее вероятно был представлен субдукционно модифицированной (при мезозойских и возможно палеогеновых субдукционных событиях) субконтинентальной литосферной мантией EM II типа по вещественному составу, скорее всего, отвечающей рутилсодержащему амфибол-гранатовому перидотиту.

Ключевые слова: Малый Кавказ, гаюиновые базаниты, орданшиты, петрология, литосферная мантия, субдукционный компонент, перидотит

DOI: 10.31857/S0203030624060075, EDN: NYVICG

ВВЕДЕНИЕ

Сообщение 1 настоящей работы [Бубнов и др., 2024] было посвящено обсуждению полученных нами результатов анализа Sr–Nd–Pb изотопной систематики и изучения геохимических характеристик, уникальных для Кавказского региона, четвертичных гаюиновых базанитов и орданшитов Капанского неовулканического центра, расположенного на территории Армении в пределах юго-восточного окончания Сюникского нагорья (Капанский (Кафанский) тектонический блок). В Сообщении 1 приведены сведения о геологическом строении региона, геологической

организации и возрасте объекта исследований, охарактеризованы методы исследований, рассмотрены особенности вещественного состава изученных щелочных базальтоидов. Выявлено, что четвертичные щелочные базальтоиды Капанского неовулканического центра несут в себе “смешанные” геохимические характеристики, обладая чертами магматических образований различных генетических и геохимических типов, что объяснено их гибридным происхождением. Сделан вывод, что, вследствие отсутствия интенсивного фракционирования минеральных фаз, FC и AFC процессы не являлись определяющими

в становлении геохимического облика вулканитов. На основе совокупности новых Sr–Nd–Pb изотопных и геохимических данных показано, что материнские магмы изученных пород были сформированы в условиях смешения вещества, по меньшей мере, из двух региональных источников – относительно обедненного и существенно обогащенного несовместимыми компонентами. Одним из них являлся умеренно деплетированный региональный плюм-астеносферный источник OIB-типа “Caucasus”, другой – относительно обогащенный радиогенными Sr, Pb и обедненный радиогенным Nd, наиболее вероятно был представлен обогащенной субконтинентальной литосферной мантией EM II типа.

В Сообщении 2 на основе анализа вещественного состава щелочных базальтоидов сделаны принципиальные заключения о природе обогащенного мантийного источника EM II типа, который совместно с региональным плюм-астеносферным источником “Caucasus” принимал участие в формировании материнских магм изученных пород.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Природа обогащенного литосферного источника с изотопными характеристиками EM II

Существуют различные точки зрения на происхождение и уровни локализации обогащенного мантийного компонента EM II. Одни исследователи полагают, что он связан с горячими точками и мантийными плюмами (диапирами) [Yan et al., 2014, Zou, Fan, 2010 и др.], другие рассматривают его как компонент астеносферы [Flower et al., 1992; Pin Yan et al., 2006 и др.], третьи утверждают, что компонент EM II образован из субконтинентальной литосферной мантии SCLM [Hoang, Flower, 1998; Tu et al., 1992 и др.]. Как отмечалось в предыдущей статье в нашем случае изотопные и геохимические данные указывают, вероятнее всего, на литосферную природу обогащенного мантийного источника с изотопными характеристиками EM II, участвовавшего в становлении гибридных материнских магм щелочных базальтов Капанского центра.

Поскольку последние отголоски субдукционного вулканизма в пределах Армении

имели место на рубеже олигоцена–миоцена [Лебедев и др., 2018 и др.] и в четвертичное время мы имеем дело с типичным внутриплитным магматизмом, естественно предположить, что региональный литосферный резервуар с изотопно-геохимическими характеристиками источника EM II по вещественному составу вероятнее всего мог отвечать либо перидотиту (лерцолиту), либо CO₂-содержащему перидотиту [Green, Wallace, 1988 и др.], либо пироксениту [Lambart et al., 2013 и др.], либо литосферному ресурсу, в составе которого присутствуют как перидотитовая, так и безоливиновая (пироксенитовая) компоненты [Sobolev et al., 2007, 2009 и др.]. Из них в первую очередь следует исключить CO₂-содержащий перидотит. Известно, что определить концентрацию летучих компонентов (в т.ч. углекислоты) в родоначальных магмах в подавляющем большинстве случаев невозможно вследствие дегазации (обычно приповерхностной) кристаллизующихся магм. Однако А. Заал с соавторами [Saal et al., 2002 и др.] показали, что исходные концентрации CO₂ в недегазированных магмах можно оценить исходя из концентраций в породах Nb – нелетучего элемента близкой несовместимости. Исходя из приведенного в работе [Saal et al., 2002] отношения CO₂/Nb = 239, содержания CO₂ в недегазированном родоначальном расплаве изученных пород оцениваются в пределах 0.45–0.65 мас. %. Полученные возможные концентрации углекислоты в исходных магмах щелочных базальтоидов Капана гораздо ниже допустимых концентраций CO₂ в расплавах, полученных при низких степенях плавления CO₂-содержащего перидотита с исходными содержаниями CO₂ от 0.5 до 2.5 мас. % [Green, Wallace, 1988 и др.]. Заметим, что согласно петрохимическим критериям, предложенным в работах [Herzberg, Azimov, 2008; Yang et al., 2019], орданшиты по химическому составу отвечают карбонат-содержащему перидотитовому источнику, а базаниты – бескарбонатному. Не исключая такой модели, мы полагаем, что наличию двух принципиально отличных источников для этих типов пород противоречат, по меньшей мере, минералогические (сходный набор минералов с гаюином) и геологические (близкий возраст и территориальная совмещенность) данные.

Сомнительно также, что первичные расплавы изученных пород были связаны с плавлением безоливинового (пироксенитового) мантийного источника, либо в их составе присутствует как перидотитовая, так и значительная доля пироксенитовой компоненты [Lambart et al., 2013; Sobolev et al., 2007 и др.]. В работах [Sobolev et al., 2007, 2009 и др.] показано, что избыток Ni и недостаток Mn в составе оливина (Ol^I) по сравнению с уровнем равновесия с мантийными перидотитами свидетельствует о присутствии в первичных расплавах пород продуктов плавления безоливинового пироксенита. В нашем случае ядерные части вкрапленников этого минерала с геохимическими параметрами “примитивных” магматических оливинов [Плечев и др., 2018 и др.] обладают умеренными концентрациями Ni (от 3790 до 1810 г/т, при $\mu^{22} = 2790$ г/т) и Mn от 1890 до 920 г/т ($\mu = 1470$ г/т). Лишь в центре одного оливина (Ol) орданшита конуса Кармракар содержание Ni достигает 4630 г/т при завышенной концентрации Mn – 2110 г/т. Эти данные в совокупности с относительно высокими значениями в центральных зонах этих минералов $100 \times Mn/Fe$ (2.57–1.17 при $\mu = 1.80$), низкими $Ni/(Mg/Fe)/1000$ (1.10–0.50 при $\mu = 0.78$) и $100 \times Ni/Mg$ (1.27–0.62 при $\mu = 0.96$) свидетельствуют о доминантно перидотитовом источнике первичных щелочных расплавов Капанского неовулканического центра [Sobolev et al., 2007, 2009 и др.]. На это же указывают и низкие в изученных породах отношения CaO/Al_2O_3 : 0.40–1.06 [Lambart et al., 2013 и др.]. И наконец, в работе [Сущевская и др., 2021] приводятся изотопные характеристики пироксенитового мантийного источника обогащенных магм: $^{206}Pb/^{204}Pb$: :17.33–17.37, $^{207}Pb/^{204}Pb$: 15.37–15.52, $^{208}Pb/^{204}Pb$: :37.40–37.79, $^{143}Nd/^{144}Nd$: 0.51249–0.51259 (или –2.89...–0.94 в единицах ϵ_{Nd}) и $^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.7049–0.7063. Изотопные маркеры этого источника в целом близки к соответствующим параметрам обогащенного мантийного источника EM-I [Rollinson, 1993; Ivanov, 2010 и др.], что в нашем случае практически исключает возможность рассмотрения пироксенитового

мантийного ресурса в качестве обогащенного регионального литосферного резервуара EM II типа. Итак, есть все основания полагать, что в нашем случае мы имеем дело с источником перидотитового и, вероятнее всего, лерцолитового состава.

Как было отмечено в предыдущем сообщении, практически для всех разностей изученных пород фиксируются сильно фракционированный спектр тяжелых РЗЭ (высокие отношения $(Gd/Yb)_n = 3.23–10.30$) (рис. 1), низкие Lu/Hf (0.05–0.08) и высокие Ti/Y (316.55–671.72) отношения, которые указывают на присутствие граната (Grt) в качестве релитивной фазы в мантийном источнике. На это же указывает и Nb–Dy–Yb систематика

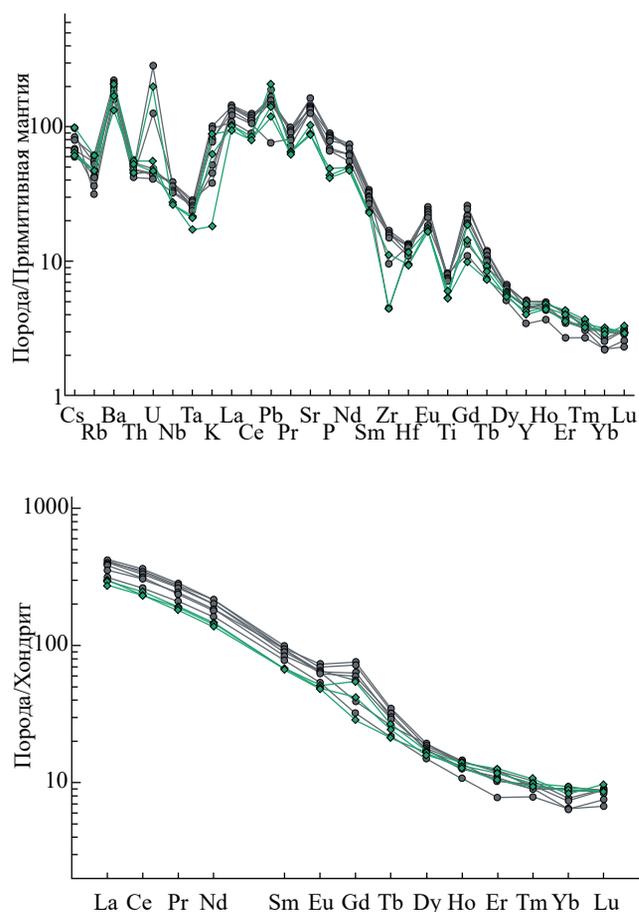


Рис. 1. Мультиэлементная и РЗЭ диаграммы для щелочных базальтоидов Капанского неовулканического центра Малого Кавказа.

Концентрации элементов нормированы к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989], РЗЭ – к хондриту, по [Sun, McDonough, 1989].

Зеленые ромбы – *Нуп-Ол*-базаниты, серые кружки – *Нуп-Амп*-тефриты (орданшиты).

¹ Символы минералов даны по [Whitney, 2010].

² μ – среднее арифметическое значений отношения по всей выборке исследуемых пород.

щелочных базальтоидов Капанского центра. Как видно из диаграммы Nb/Yb–Dy/Yb (рис. 2), плавление шпинелевого (Spl) лерцолита обогащенного мантийного источника [Neill et al., 2013; Fitton, Godard, 2004] не может воспроизвести составы щелочных базальтоидов Капанского центра. Напротив, модельная кривая парциального плавления *Grt*-лерцолита [Neill et al., 2013] пересекает поле составов изученных пород при доле плавления обогащенного источника для получения составов материнских магм орданшитов от 6 до 10% и базанитов – от 10 до 15% (см. рис. 2).

С другой стороны, при условии отсутствия масштабного загрязнения коровым материалом, относительно высокие изотопные отношения Sr (0.7045–0.7054) и Pb (для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 18.861 до 18.944, для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 15.611 до 15.643 и для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 38.898 до 38.979) и относительно низкие для Nd (+2.1...+3.0 в единицах ϵ_{Nd}) в изученных породах, в совокупности с сильными аномалиями LILE по отношению к соседним элементам группы LREE и LREE относительно HFSE (см. рис. 1), чаще всего свидетельствуют о наличии субдукционно модифицированного мантийного источника (скорее всего EM II типа), участвовавшего в генезисе материнских расплавов щелочных базальтоидов. Анализ La–Nb систематики пород приводит к похожему заключению.

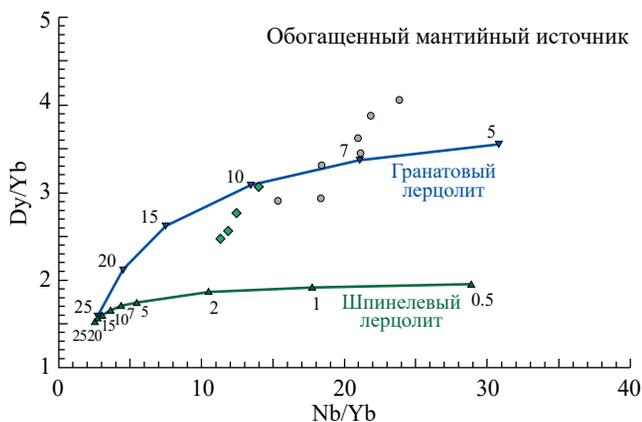


Рис. 2. Диаграмма Nb/Yb–Dy/Yb [Fitton, Godard, 2004; Workman, Hart, 2005; Neill et al., 2013] для четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа. Модельные кривые частичного плавления *Grt*-лерцолита и *Spl*-лерцолита, по [Neill et al., 2013]. Условные обозначения см. рис. 1.

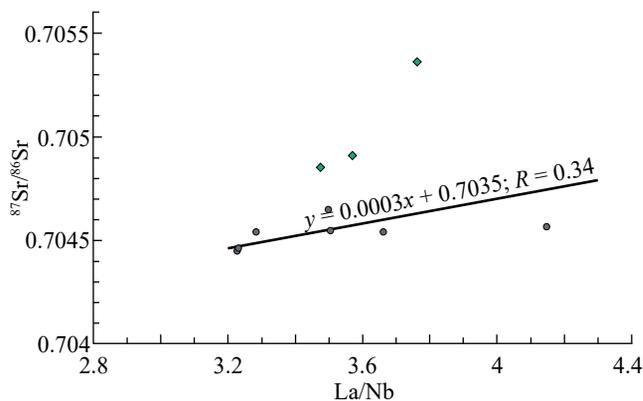


Рис. 3. Диаграмма La/Nb– $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа. Условные обозначения см. рис. 1.

Традиционно считается, что La/Nb отношение в мантийных породах повышенной основности является признаком наличия либо отсутствия субдукционного компонента в источниках их первичных расплавов [Elliot et al., 1997; Ernst et al., 2006 и др.]. Важно заметить, что величина La/Nb отношения в базитах, как правило, не зависит от степени частичного плавления или фракционирования [Allen et al., 2013 и др.]. Значения этого отношения <1.4 отличают базальты имеющие внутриплитную плюмовую природу, значения, превосходящие эту величину, указывают на вклад субдукционной компоненты либо/и загрязнение их первичных расплавов веществом континентальной коры [Condie, 2003; Ernst et al., 2006 и др.]. В изученных породах La/Nb >> 1.4 (3.2–4.3) (рис. 3), что указывает на обедненность их материнских расплавов Nb (Ta) относительно LILE и легких РЗЭ. При этом щелочные базальтоиды Капана имеют четко выраженные положительные аномалии Sr и Pb (см. рис. 1) – типичный геохимический атрибут надсубдукционных магматитов [Elliot et al., 1997 и др.]. Совокупность этих фактов может указывать на наличие в обогащенном мантийном источнике унаследованной субдукционной компоненты и/или загрязнение материнских магм щелочных базальтоидов Капана коровым материалом. Заметим, что, по мнению ряда исследователей [White, Duncan, 1996 и др.], мантийный резервуар EM II, являющийся нередко основным источником материала для базальтов OIB типа, может содержать некоторое количество рециклированного

терригенного материала, в том числе и континентального происхождения.

И наконец, обратимся к диаграмме Ta/Yb–Th/Yb [Pearce, 1983] (рис. 4). Точки составов щелочных пород Капанского центра располагаются вне поля базальтов N-MORB – E-MORB – OIB и ложатся в область составов пород, сформированных чаще всего за счет мантийных источников, содержащих субдукционную компоненту, хотя наши породы в отличие от большинства из них имеют гораздо более высокие Ta/Yb отношения (0.4–1.0). Изученные породы располагаются в “треугольнике” составов GLOSS–OIB–UC и их поле в целом вытянуто вдоль “границы” GLOSS–OIB. Эти данные могут указывать на то, что в их генезисе участвовал субдукционный

материал. Поскольку субдукционные процессы в регионе не были проявлены после миоцена [Лебедев и др., 2018 и др.], “островодужные” геохимические характеристики литосферным мантийным источником были унаследованы в течение прошедших ранее юрско-меловой и возможно палеогеновой субдукций.

“Заражение” мантийных областей магмогенерации субдукционной компонентой обычно связывают либо с дегидратацией измененной океанической коры [Turner, 2002 и др.] и/или субдуцированных отложений [Class et al., 2000; Elburg et al., 2002], либо с их парциальным плавлением [Elliott et al., 1997; Oyan et al., 2017 и др.]. Известно, что некоторые LILE (Sr, Pb, Ba, Rb) мобильны во флюидах, полученных при дегидратации океанической коры и суб-

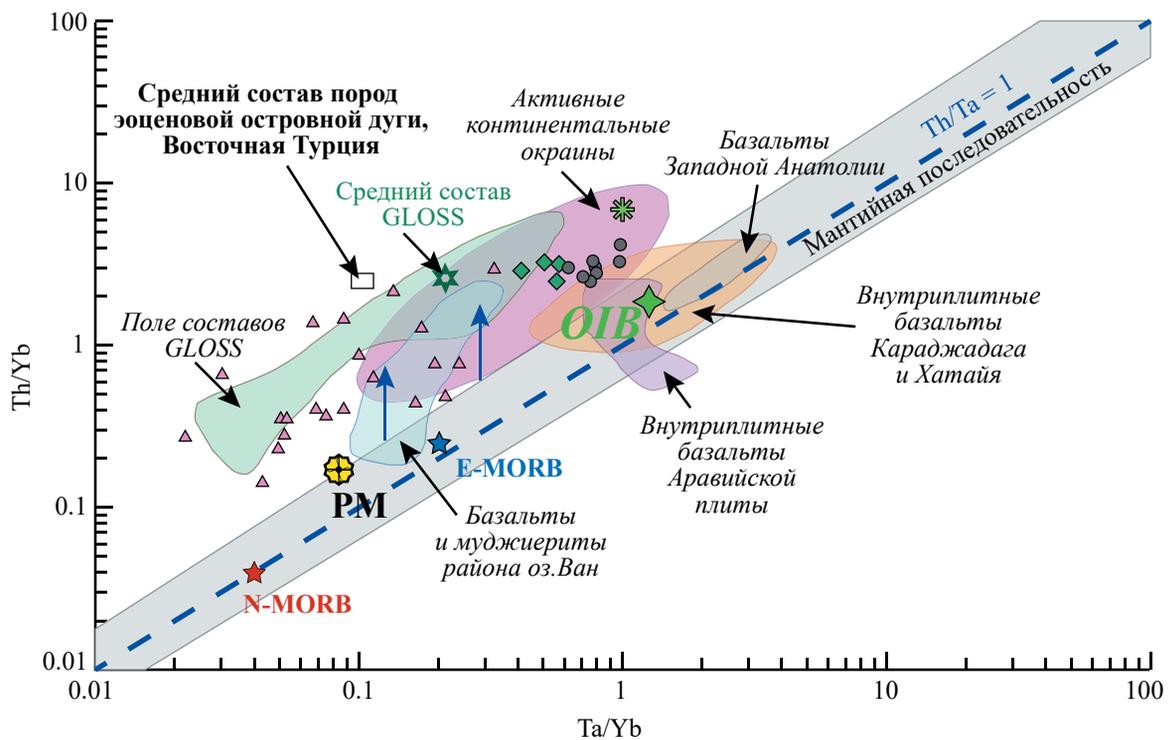


Рис. 4. Диаграмма Ta/Yb–Th/Yb [Pearce, 1983] для четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра (Малый Кавказ).

Поля составов пород GLOSS – [Plank, 2014], активных континентальных окраин – [Pearce, 1983]. Поля составов внутриплитных базальтов Аравийской плиты – [Shaw et al., 2003; Krienitz et al., 2006, 2007; Lustrino, Wilson, 2007], района оз. Ван (Восточная Анатолия) – [Oyan et al., 2017] и областей Караджадаг и Хатай (Турция) – [Parlak et al., 2000; Bagcı et al., 2011; Lustrino et al., 2012; Keskin и др., 2012]. Средний состав пород эоценовой островной дуги, Восточная Турция – [Neill et al., 2013]. Средние составы резервуаров E-MORB, N-MORB, OIB, PM, UC и GLOSS – [Sun, McDonough, 1989; Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Plank, 2014].

Зеленые ромбы – *Нун-Амп*-базаниты; серые кружки – *Нун-Амп*-тефриты (орданшиты); фиолетовые треугольники – субдукционно-связанные породы юрско-палеогеновых магматических комплексов фундамента Капанской зоны, по [Mederer et al., 2013].

дуцированных осадочных отложений, а легкие РЗЭ и Th подвижны в расплавах, полученных при парциальном плавлении субдуцированного вещества [Elburg et al., 2002 и др.]. Поэтому Ва/La, Rb/Th, Sr/Ce и другие подобные отношения в магмах мантийных источников, обогащенных частичными расплавами из вещества слэбов обычно бывают ниже, чем в магмах, полученных из мантии обогащенной флюидной фазой (Sr/Ce <20, Ва/La <26, Rb/Th <10 [Sheppard, Taylor, 1992; Oyan et al., 2017 и др.]). Щелочные базальтоиды Капанского центра, несмотря на высокие концентрации в них крупноионных литофильных элементов (790–1500 г/т Ва, 20–40 г/т Rb, 1940–3500 г/т Sr), обладают низкими отношениями Ва/La (12.3–20.5), Sr/Ce (12.5–16.6) и Rb/Th (4.9–10.1), что указывает на наличие мантийного источника, обогащенного расплавами, полученными из материала субдуцированных образований, а не мантийного источника, обогащенного флюидами.

Известно, что в мантийных источниках обогащенных субдукционной компонентой обычно присутствует амфибол (*Amp*) или/и флогопит (*Phl*) [Furman, Graham, 1999; Allen et al., 2013; Oyan et al., 2017 и др.]. Коэффициенты распределения Rb и Ва для *Phl* гораздо выше, чем для *Amp* [LaTourette et al., 1995; Furman, Graham, 1999 и др.], что позволяет использовать эти несовместимые элементы и их отношения при решении вопроса о присутствии либо отсутствии *Amp* и/или *Phl* в области мантийного источника [Allen et al., 2013; Oyan et al., 2017 и др.]. Щелочные базальтоиды Капанского центра обладают низкими значениями отношений Rb/Sr (0.007–0.021) и высокими Ва/Rb (30.4–58.2) и на диаграмме Ва/Rb–Rb/Sr (рис. 5) поле их составов вытянуто вдоль “амфиболового” тренда, что указывает на плавление *Amp*-содержащего мантийного источника. Важно отметить, что в большинстве случаев в исследованных породах наблюдается лишь невысокая корреляция между Ва/Rb и MgO (для базанитов R = 0.73, для орданшитов R = 0.56), а также между Ва/Rb и SiO₂ (для базанитов R = 0.58, для орданшитов R = 0.30). Эти факты позволяют полагать, что за данные геохимические особенности, по меньшей мере орданшитов, вероятнее всего ответственен реститовый *Amp* обогащенного

мантийного источника, а не его фракционирование в подводящих каналах и малоглубинных магматических камерах.

Как видно из рис. 1, щелочные базальтоиды Капана характеризуются Nb–Ta, Zr–Hf и Ti отрицательными аномалиями. Считают [Foley et al., 2000; Oyan et al., 2017 и др.], что отрицательные аномалии Nb–Ta отражают условия плавления мантийного источника, при которых в реститовой фазе накапливаются рутил (*Rt*) и/или *Amp*. Вследствие того, что наличие *Amp* в источнике не приводит к фракционированию между Zr–Hf и “соседними” средними редкоземельными элементами (MREE) [Oyan et al., 2017 и др.], этот минерал мы не рассматриваем как фазу, определяющую наличие отрицательных Zr–Hf аномалий, а значит и контролируемую концентрации в расплаве Zr и Hf. В нашем случае практически единственной минеральной фазой, определяющей появление характерных для изученных пород отрицательных аномалий Zr–Hf является *Rt* рестита. Минеральной фазой, контролирующей Ti-минимум, может являться не только *Rt*, но и *Amp*, который вполне может составить конкуренцию *Rt*, в отношении к титану [Xiong et al., 2005; и др.]. Выявлено [Gómez-Tuena et al., 2007; Oyan et al., 2017 и др.], что *Rt* при парциальном плавлении мантийного источника обогащенного субдукционной компонентой может являться доминирующей минеральной фазой, контролирующей

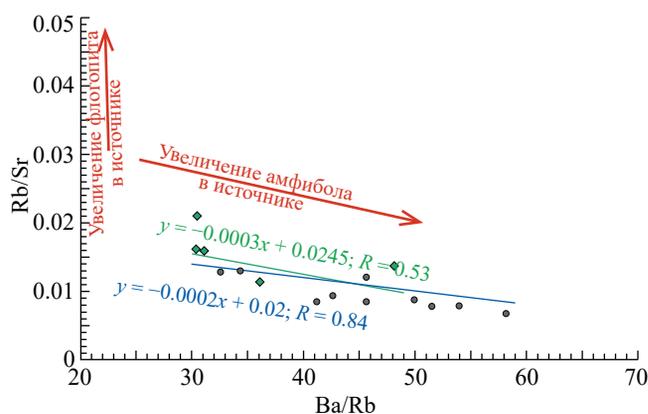


Рис. 5. Диаграмма Ва/Rb–Rb/Sr [Furman, Graham, 1999; Allen et al., 2013; Oyan et al., 2017] для четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа. Условные обозначения см. рис. 1.

поведение HFSE и определяющей появление отрицательных Nb-Ta и Zr-Hf аномалий. Это в нашем случае находит свое подтверждение и в аномально высоких в исследованных породах отношениях Nb/Ta (21.1–27.8). В силу этих причин и контроль над Ti-минимумом мы передаем рутилу рестита. В этой связи, необходимо отметить, что до сих пор нет единой точки зрения, объясняющей общие закономерности изменения составов частичных расплавов при плавлении рутилсодержащего перидотита. Опубликованы модельные расчеты и экспериментальные исследования, на основе которых обычно делают вывод, о том что, *Rt* для базальтовых расплавов не может являться остаточной фазой в области мантийного источника вследствие обычно очень низкого содержания в них TiO₂ [Ryerson, Watson, 1987; Borisov, Aranovich, 2020 и др.]. В соответствии с выводами этих авторов, при парциальном плавлении на верхнемантийных уровнях (15–30 кбар при 1000–1200°C) источника с Ti-содержащей фазой для выполнения условий равновесия рутил рестита/основной расплав содержания TiO₂ в расплаве должны составлять 7–10 мас. %. Однако, экспериментальные исследования Т. Грина и Н. Пирсона [Green, Pearson, 1986] показали, что повышенное содержание щелочей существенно снижает растворимость фаз богатых Ti. Так от щелочных к щелочным составам в диапазоне SiO₂ 55–60 мас. % снижение составляет ~1% TiO₂. Базируясь на данных своих экспериментов, эти авторы утверждают, что для основных расплавов на верхнемантийных глубинах (20–30 кбар) уровень насыщения TiO₂ при 1000°C составляет 2.0 мас. %. При содержании TiO₂ в изученных щелочных базальтоидах до 1.76 мас. % и LOI до 3.93 мас. % последние ограничения (2.0 мас. %) не исключают присутствия *Rt* в обогащенном литосферном источнике Кавказского региона. Заметим, что, несмотря на относительно низкие содержания в изученных породах TiO₂, наличие в них фенокristов титанового паргасита (TiO₂ до 3.50 мас. %) и авгита с TiO₂ до 3.80 мас. % может указывать на значительные концентрации в первичных расплавах титана, а значит и на высокую вероятность присутствия среди реститовых фаз *Rt* – минерала-концентрата Ti, Nb, Ta и, хотя в меньшей степени, но

и Zr с Hf. И наконец, отметим, что оксиды с высоким содержанием Ti (рутил, армалколит, ильменит) были непосредственно обнаружены в мантийных лерцолитовых ксенолитах из щелочных базальтов на севере Сихотэ-Алиня, в хребте Хамар-Дабан к югу от озера Байкал, а также в гарцбургитовых нодулях с островов Кергелен (Индийский океан) [Ionov et al., 1999; Kalfoun et al., 2002 и др.].

Итак, геохимический облик щелочных базальтоидов Капанского центра склоняет нас к выводу о том, что наиболее вероятно региональный обогащенный литосферный источник EM II типа насыщенный “древней” субдукционной компонентой был представлен рутилсодержащим амфибол-гранатовым перидотитом. Отметим, что приведенные данные и их интерпретация не исключают принципиальной возможности участия в петрогенезисе изученных пород амфиболсодержащих эклогитов (возможно коллизионных) с рутилом в качестве дополнительной фазы, скорее всего выведенных на уровни мантийной магмогенерации в результате дочетвертичной масштабной деламации.

Таким образом, изотопные и геохимические данные указывают на то, что в петрогенезисе щелочных пород Капанского центра участвовал субдукционно модифицированный обогащенный мантийный литосферный источник, наиболее вероятно EM II типа, по вещественному составу отвечающий рутилсодержащему амфибол-гранатовому перидотиту (лерцолиту). Наш вывод находится в определенном противоречии с утверждением Х. Меликсетяна с соавторами [Меликсетян и др., 2019], о том, что капанские новейшие магмы были сформированы в “области оливин-шпинелевого парагенезиса мантийных пород (OSMA)”. Это заключение, прежде всего, основано на анализе особенностей химизма включений хромшпинелида во вкрапленниках оливина капанских лав. Подобный анализ оливин-шпинелевых парагенезисов, заметим, традиционно используется для определения характера (истощенный – обогащенный) мантийного источника и степени плавления мантийного субстрата [Arai, 1992, 1994 и др.]. Опубликованные в статье Х. Меликсетяна с соавторами аналитические данные и

расположение поля составов щелочных базальтоидов Капана на диаграмме $Cr^{\#}$ ($Cr^{\#} = Cr/(Cr+Al)$) включений хромшпинелида – Fo (mol. %) оливина-хозяина указывают на обедненный мантийный источник при этом степень его плавления может быть оценена как 15–35%, что малореалистично для образования щелочных расплавов, давших базаниты и орданшиты Капанского центра.

Заметим, что в целом к созвучным нам выводам о природе и вещественном составе источников неоген-четвертичных магматических образований пришел ряд исследователей молодого магматизма Кавказского региона и смежных вулканических провинций. Так, метасоматизированный резервуар, состоящий из *Amp-Rt*-содержащих гранатовых перидотитов, расположенный в переходной зоне между литосферной и астеносферной мантией, рекомендуют В. Оян с соавторами [Oyan et al., 2017] в качестве главного источника четвертичных основных вулканитов района озера Ван (Турция). Близкий по составу литосферный источник (*Grt-Amp*-перидотит с *Rt*), по мнению М. Аллена с соавторами [Allen et al., 2013], являлся основным материальным ресурсом при генерации материнских магм четвертичных основных лав Курдистана (Иран). Интересно отметить, что в свое время А. Зиндлер и С. Харт [Zindler, Hart, 1986] отмечали EM II подобные изотопные характеристики (особенно в отношении изотопных отношений Pb) у молодых щелочных базальтов в Иране. И, наконец, П. Сугден с соавторами [Sugden et al., 2019] полагают, что субдукционный компонент является вообще индикаторной особенностью литосферной мантии всей Малокавказской магматической провинции, который вероятнее всего был унаследован от субдукции океана Тетис до начала континентальной коллизии в позднем миоцене.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе изложенных в первом и втором сообщениях статьи новых и ранее опубликованных петрологических данных и их интерпретаций выявлено, что гаюинсодержащие четвертичные щелочные базальтоиды Малого Кавказа несут в себе “смешанные”

геохимические характеристики благодаря их гибриднему происхождению. Установлено, что фракционирование не играло существенной роли в создании геохимического облика пород.

Показано, что Sr–Nd–Pb изотопные характеристики щелочных пород отражают соответствующие параметры вещества, образованного из двух типов региональных источников: относительно обедненного и существенно обогащенного несовместимыми компонентами. Скорее всего, первый источник – обладающий региональной геохимической спецификой, астеносферный (плюм-астеносферный) умеренно деплетированный PREMA- либо COMMON-подобный резервуар. Наиболее вероятным резервуаром этого типа является региональный мантийный источник “Caucasus”. Источник вещества, обогащенного радиогенными Sr, Pb и обедненного радиогенным Nd, наиболее вероятно был представлен субдукционно модифицированной (при мезозойских и возможно палеогеновых субдукционных событиях) литосферной мантией EM II типа по вещественному составу, скорее всего, отвечающей рутилсодержащему амфибол-гранатовому лерцолиту.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы бережно сохраняют память о безвременно ушедшем основателе и многолетнем директоре Центра эколого-ноосферных исследований НАН Республики Армения (CENS) д.г.-м.н. профессоре Армене Карленовиче Сагателяне. Его всесторонняя поддержка и неоценимая помощь сотрудников Экоцентра в русле научного сотрудничества с ИГЕМ РАН обеспечивали возможность плодотворных совместных исследований и проведению полевых работ в ареалах развития молодого магматизма Армении.

Корректность формулировок и содержание статьи значительно улучшились в результате конструктивных замечаний и предложений рецензентов статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ.

Исследования выполнены в рамках госзадания лаборатории Петрографии ИГЕМ РАН (проект № 124022400143-9).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Кондрашов И.А., Олейникова Т.И., Докучаев А.Я.* Источники расплавов четвертичных гаюиновых щелочных базальтоидов Малого Кавказа. Сообщение 1. Результаты геохимических и изотопных (Sr–Nd–Pb) исследований // Вулканология и сейсмология. 2024. № 6. С. 55–79.
- Keskin M., Чугаев А.В., Лебедев В.А. и др.* Геохронология и природа мантийных источников позднекайнозойского внутриплитного магматизма фронтальной части Аравийской плиты (неокайнозойская область Караджадаг, Турция). Сообщение 2. Результаты геохимических и изотопных (Sr–Nd–Pb) исследований // Вулканология и сейсмология. 2012. № 6. С. 41–70.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Сагателян А.К. и др.* Миоплиоценовый вулканизм Центральной Армении: геохронология и роль AFC-процессов в петрогенезисе магм // Вулканология и сейсмология. 2018. № 5. С. 18–42.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др.* Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K–Ar и Sr–Nd–Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.
- Меликсетян Х., Никогосян И., Джрбашян Р. и др.* Четвертичный моногенный вулканизм Капанского блока: вулканология, геохронология и геохимия (ЮВ часть Республики Армения) // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2019. Т. 72. № 2. С. 19–42.
- Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Некрылов Н.А.* Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2129–2147.
- Суцневская Н.М., Соболев А.В., Лейченков Г.Л. и др.* Роль пироксенитовой мантии в формировании расплавов мезозойского плюма Кара (по результатам изучения магматических пород западной части Земли Королевы Мод, Восточная Антарктида) // Геотектоника. 2021. Т. 66. № 4. С. 308–328.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Allen M.B., Kheirkhah M., Neill I. et al.* Generation of Arc and Within-plate Chemical Signatures in Collision Zone Magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran // J. Petrol. 2013. V. 54. № 5. P. 887–911.
- Arai S.* Characterisation of spinel peridotites by olivine–spinel compositional relationships: review and interpretation // Chem. Geol. 1994. V. 113. P. 191–204.
- Arai S.* Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineral. Magazine. 1992. V. 56. P. 173–184.
- Bagcı U., Alpaslan M., Frei R. et al.* Different degrees of partial melting of the enriched mantle source for Plio-Quaternary basic volcanism, Toprakkale (Osmaniye) region, southern Turkey // Turkish Journal of Earth Sciences. 2011. V. 20. P. 115–135.
- Borisov A., Aranovich L.* Rutile solubility and TiO₂ activity in silicate melts: An experimental study // Chemical Geology. 2020. V. 556. P. 1–13.
- Class C., Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H.* Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak volcanics: Aleutian arc // Geochem. Geophys. Geosys. 2000. V. 1. P. 1–34.
- Condie K.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Elburg M. A., Bergen M. V., Hoogewerff J. et al.* Geochemical trends across an arc–continent collision zone: magma sources and slab–wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 2771–2789.
- Elliot T., Plank T., Zindler A. et al.* Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc // J. of Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 14991–15019.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al.* Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5 Института геологии УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 119–161.
- Fitton J.G., Godard M.* Origin and evolution of magmas on the Ontong Java Plateau // Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau. 2004. V. 229. Geological Society of London Special Publication. P. 151–178.
- Flower M.F.J., Zhang M., Chen C.-Y. et al.* Magmatism in the South China Basin 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, South China // Chemic. Geology. 1992. V. 97. P. 65–87.
- Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A.* Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 933–938.
- Furman T., Graham D.* Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province // Lithos. 1999. V. 48. P. 237–262.

- Gómez-Tuena A., Langmuir C.H., Goldstein S.L. et al.* Geochemical evidence for slab melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt // *J. Petrol.* 2007. V. 48. С. 537–562.
- Green D.H., Wallace M.E.* Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts // *Nature.* 1988. V. 336. P. 459–462.
- Green T.H., Pearson N.* Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic–felsic compositions at high P, T // *Chemical Geology.* 1986. V. 54. P. 185–201.
- Herzberg C., Asimow P.D.* Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2008. V. 9. № 9. P. 1–25.
- Hoang N., Flower M.F.* Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a “diffuse igneous province” // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 3. P. 369–395.
- Ionov D., Gregoire M., Prikhodko V.* Feldspar-Ti-oxide metasomatism in off-cratonic continental and oceanic upper mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 165. P. 37–44.
- Ivanov A.V.* Deep-level geodynamics: boundaries of the process according to geochemic and petrologic data // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2010. V. 1. № 1. P. 87–102.
- Kalfoun F., Ionov D., Merlet C.* HFSE residence and Nb/Ta ratios in metasomatised, rutile-bearing mantle peridotites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 199. P. 49–65.
- Krienitz M.S., Haase K.M., Mezger K. et al.* Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2006. V. 151. P. 698–716.
- Krienitz M.S., Haase K.M., Mezger K. et al.* Magma genesis and mantle dynamics at the Harrat Ash Shamah Volcanic Field (Southern Syria) // *J. Petrol.* 2007. V. 48. P. 1513–1542.
- Lambart S., Laporte D., Schiano P.* Markers of the pyroxenite contribution in the major-element compositions of oceanic basalts: Review of the experimental constraints // *Lithos.* 2013. V. 160–161. P. 14–36.
- LaTourette T., Hervig R.L., Holloway J.R.* Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 135. P. 13–30.
- Lustrino M., Wilson M.* The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province // *Earth-Science Reviews.* 2007. V. 81. P. 1–65.
- Lustrino M., Keskin M., Mattioli M. et al.* Heterogeneous mantle sources feeding the volcanic activity of Mt. Karacadag (SE Turkey) // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2012. V. 46. P. 120–139.
- Neill I., Meliksetian Kh., Allen M.B. et al.* Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau // *Lithos.* 2013. V. 180–181. P. 200–215.
- Oyan V., Keskin M., Lebedev V.A. et al.* Petrology and geochemistry of the Quaternary mafic volcanism to the NE of Lake Van, eastern Anatolian collision zone, Turkey // *J. Petrol.* 2017. V. 58. № 9. P. 1701–1728.
- Parlak O., Delaloye M., Kozlu H. et al.* Trace element and Sr–Nd isotope geochemistry of the alkali basalts observed along the Yumurtalık Fault (Adana) in southern Turkey // *Yerbilimleri.* 2000. V. 22. P. 137–148.
- Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental Basalts and Mantle Xenoliths.* U.K.: Shiva Press, 1983. P. 230–249.
- Pin Yan, Deng H., Liu H. et al.* The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region // *J. Asian Earth Sci.* 2006. V. 27. P. 647–659.
- Plank T.* The chemical composition of subducting sediments // *Treatise on Geochemistry.* 2nd ed. Oxford: Elsevier, 2014. V. 4. P. 607–629.
- Rollinson H.R.* Using geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation. London: Longman, 1993. 379 p.
- Ryerson F., Watson E.* Rutile saturation in magmas; implications for Ti–Nb–Ta depletion in island-arc basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 8. P. 225–239.
- Saal A.E., Hauri E.H., Langmuir S.H., Perfit M.R.* Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth’s upper mantle // *Nature.* 2002. V. 419. P. 451–455.
- Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A. et al.* Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere–asthenosphere source activated by lithospheric extension // *J. Petrol.* 2003. V. 44. P. 1657–1679.
- Sheppard S., Taylor W.R.* Barium- and LREE-rich, olivine–mica–lamprophyres with affinities to lamproites, Mt. Bundey, Northern Territory, Australia // *Lithos.* 1992. V. 28. P. 303–325.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al.* The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science.* 2007. V. 316(5823). P. 412–417.
- Sobolev A.V., Sobolev D.V., Kuzmin D.V. et al.* Siberian meimechites: origin and relation to flood basalts and kimberlites // *Russian Geology and Geophysics.* 2009. V. 50. P. 999–1033.
- Sugden P. J., Savov I. P., Wilson M. et al.* The Thickness of the Mantle Lithosphere and Collision-Related Volcanism in the Lesser Caucasus // *J. Petrol.* 2019. V. 60. № 2. P. 199–230.
- Sun Shen-su, McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: implications for Mantle Composition and Processes // *Magmatism in the Ocean*

- Basins Spec. Publ. Vol. Geol. Soc. London. 1989. № 42. P. 313–345.
- Tu K., Flower M.F.J., Carison R.W., Xie G. H. et al. Magmatism in the South China Basin: I, Isotopic and trace element evidence for an endogenous Dupal mantle component // Chem. Geol. 1992. V. 97. P. 47–63.
- Turner S.P. On the time-scales of magmatism at island-arc volcanoes // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. 2002. Series A 360. P. 2853–2871.
- White W.M., Duncan R.A. Geochemistry and geochronology of the Society Island: new evidences for deep mantle recycling / Eds A. Basu, S.R. Hart // Earth Processes: Reading the Isotopic Code. AGU Geophysical Monograph Series. 1996. V. 95. P. 183–206.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.
- Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 231. P. 53–72.
- Xiong X.L., Adam J.D., Green T.H. Rutile stability and rutile/melt partitioning during partial melting of hydrous basalt: implication for TTG genesis // Chem. Geol. 2005. V. 218. P. 339–359.
- Yan Q., Shi X., Castillo P.R. The late Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the South China Sea: A petrologic perspective // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 85(2). P. 178–201.
- Yang Z.F., Li J., Jiang Q.B. et al. Using Major Element Logratios to Recognize Compositional Patterns of Basalt: Implications for Source Lithological and Compositional Heterogeneities // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2019. V. 124(4). P. 3458–3490.
- Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.
- Zou H., Fan Q. U-Th isotopes in Hainan basalts: Implications for sub-asthenospheric origin of EM2 mantle end-member and the dynamics of melting beneath Hainan Island // Lithos. 2010. V. 116(1–2). P. 145–152.

Sources of the Melts of Quaternary Hauyne Alkaline Basaltoids in the Lesser Caucasus. Communication 2. The Nature of the Enriched Lithospheric Source

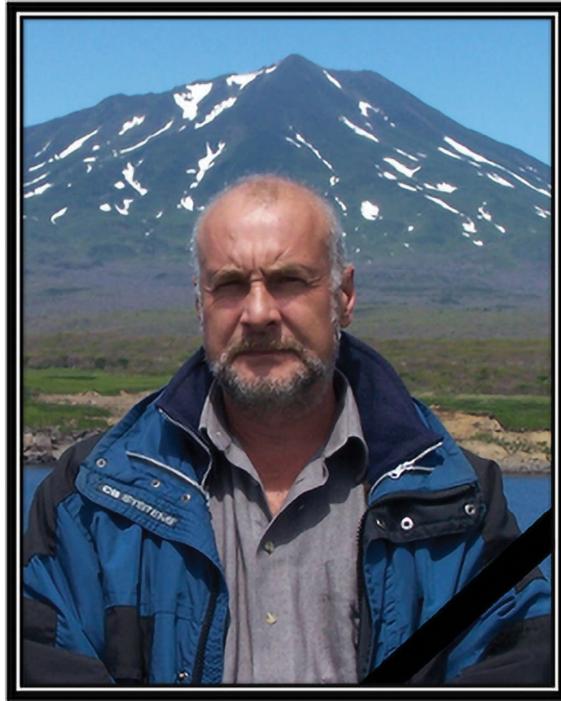
S. N. Bubnov*, Yu. V. Goltsman, I. A. Kondrashov, T. I. Oleinikova, and A. Ya. Dokuchaev

*Institute of Geology of ore Deposits, Petrography, Geochemistry, and Mineralogy RAS,
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia
e-mail: bubnov@igem.ru

Geochemical and isotopic–geochemical (Sr–Nd–Pb) data on the quaternary intraplate hauyne basanites and ordanshites in the Lesser Caucasus provide an insight into the most probable nature (characteristics of the composition and the depth of occurrence) of the EM II type enriched mantle source, from which, along with the Caucasus OIB-type plume–asthenospheric source, the parental melts of the rocks were derived. The source of the type was demonstrated to have been modified by a subduction-related component. Data are presented on the likely timing and mechanisms of contamination of the magma-generation regions with slab material. Our data suggest that the residue in the mantle source contained garnet, amphibole, and rutile. Our results led us to conclude that the source enriched in incompatible elements was most probably subduction-modified (in the course of Mesozoic and, perhaps, also Paleogene subduction events) subcontinental lithospheric mantle of the EM II type, which likely corresponded to rutile-bearing amphibole–garnet peridotite.

Keywords: Lesser Caucasus, hauyne basanites, ordanshites, petrology, lithospheric mantle, subduction-related component, peridotite

ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА ВИКТОРОВИЧА РЫБИНА



11 января 2024 г. на 66-м году жизни скоропостижно скончался крупный ученый, кандидат геолого-минералогических наук, эрудированный специалист, обладавший широким кругозором, пользовавшийся известностью среди отечественных и зарубежных ученых, вулканолог, член редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология” Александр Викторович Рыбин.

Александр Викторович Рыбин родился 20 мая 1958 г. в дер. Колосково Юринского района Марий-Эл. В 1984 г. закончил кафедру геологии по специальности “Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых” Новосибирского государственного университета. После окончания университета по распределению был направлен в ИМГиГ ДВО РАН.

В 1998 г. А.В. Рыбин защитил кандидатскую диссертацию на тему “Неоген-четвертичный кислый магматизм Курильской островной дуги” по специальности 04.00.08 “Петрология, вулканология”. В основу работы положен фактический материал, полученный им во время полевых работ на островах Кунашир, Итуруп, Уруп, Симушир, Чирпой в составе экспедиций Института.

С 2000 по 2021 гг. Александр Викторович руководил лабораторией вулканологии и вулканопасности. Был основателем и руководителем группы SVERT (Sakhalin Volcanic Eruptions Response Team), созданной на базе ИМГиГ ДВО РАН в 2003 г.

Основные направления научной деятельности – вулканизм и связанные с ним процессы; вулканическое районирование и оценка степени вулканопасности прилегающих к вулканам районов; создание сводной геохронологической шкалы катастрофических событий голоцена для выявления их периодичности вулканических событий; изучение разнотипных голоценовых отложений для выявления следов катастрофических событий; составление детальных схем вулканических построек и прилегающих к ним территорий; петролого-геохимическая характеристика продуктов вулканической деятельности; мониторинг вулканической активности на Курильских островах.

Под руководством А.В. Рыбина Институт проводил ежегодные комплексные научные экспедиции по исследованию труднодоступных островов Курильской гряды. С разной степенью детальности проведены исследования на

островах Кунашир, Итуруп, Чирпой, Уруп, Симушир, Кетой, Янкича и Рыпонкича (о-ва группы Ушишир), Расшуа, Матуа, Шиашкотан, Онекотан, которые позволили оценить современное состояние активных вулканов этой части Курильских островов.

А.В. Рыбин был членом Сахалинского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска, членом научно-экспертного Совета при правительстве Сахалинской

области. Автор/соавтор более 190 научных трудов.

Александр Викторович был талантливым исследователем, посвятившим себя изучению вулканизма Курильских островов. Порядочный и честный, он никогда не отказывал в помощи.

Память об этом талантливом ученом и хорошем человеке навсегда сохранится в наших сердцах.

*Редколлегия журнала
“Вулканология и сейсмология”*

ПАМЯТИ ИВАНА ФЕДОРОВИЧА ДЕЛЕМЕНЯ



14 апреля 2024 г. на 72-м году жизни скончался Иван Федорович Делемень, заместитель ответственного секретаря редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология”.

Иван Федорович Делемень родился 7 сентября 1952 г. в селе Перепись Черниговской области в Украинской ССР. В 1972 г. после окончания Киевского геологоразведочного техникума он был распределен на работу в Институт геохимии и физики минералов АН УССР и в том же году поступил на Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

После окончания университета Иван Федорович в должности геолога геолого-гидрогеологической экспедиции Центрально-Казахстанского геолого-разведочного управления участвовал в исследованиях Караобинского редкометалльного (W, Be, Bi и др.) месторождения, приуроченного к кровле аляскитовой интрузии, расположенной в пределах резургентного поднятия эродированной (на глубину 3 км от первоначального днища), кальдеры пермского возраста.

В 1980 г. И.Ф. Делемень перешел на работу в Институт вулканологии ДВНЦ РАН и с тех пор плодотворно трудился в академических институтах Камчатки. В 1998 г. он защитил

диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук по специальности “Региональная геология” на тему “Кольцевые структуры как индикаторы глубинного строения гидротермальных систем”.

И.Ф. Делемень обладал широким кругозором. Под руководством Ивана Федоровича и при его непосредственном участии были выполнены работы по уточнению сейсмических условий нескольких объектов г. Петропавловска-Камчатского, аэропорта г. Елизово на этапе его реконструкции, некоторых портовых сооружений и т.д.

Он принимал участие в проведении Государственной экологической экспертизы проектов по реализации ряда важных инфраструктурных проектов Камчатского края и длительное время был ответственным исполнителем проектов по математическому моделированию магматических систем, питающих вулканы.

Он был почетным профессором Камчатского государственного университета им. Витуса Беринга, в котором проработал многие годы в должностях заведующего кафедрой и доцента. Многие из его выпускников работают в различных академических, производственных и учебных организациях Камчатского края.

И.Ф. Делемень являлся действительным членом Русского географического общества, Евразийского геофизического общества, Российского Минералогического общества и Ассоциации геоморфологов России.

Он был отмечен почетными грамотами Законодательного собрания Камчатского края, Дальневосточного отделения РАН, Президиума РАН, Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Камчатского отделения Русского географического общества.

И.Ф. Делемень был автором и соавтором большого количества публикаций (<http://repo.kscnet.ru/view/creators/>

[0435==043C==0435==043D==044C=3A==0418=2E==0424=2E=3A=3A.html](http://irbis.kscnet.ru/jirbis/index.php?option=com_irbis&Itemid=362); http://irbis.kscnet.ru/jirbis/index.php?option=com_irbis&Itemid=362), а монография “Применение метода георадиолокации на Камчатке”, написанная им в соавторстве (<http://repo.kscnet.ru/4680/>) вышла в свет незадолго до его кончины

Светлая память об Иване Федоровиче навсегда останется в наших сердцах.

*Редколлегия журнала
“Вулканология и сейсмология”,
Институт вулканологии
и сейсмологии ДВО РАН*