



DEFORMATION WAVES AS A TRIGGER MECHANISM OF SEISMIC ACTIVITY IN SEISMIC ZONES OF THE CONTINENTAL LITHOSPHERE

S. I. Sherman

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity and migration of earthquake foci have been under discussion by researchers in seismology and geodynamics for over 50 years. Four sections of this article present available principal data on impacts of wave processes on seismicity and new data. The first section reviews analytical and experimental studies aimed at identification of relationships between wave processes in the lithosphere and seismic activity manifested as space-and-time migration of individual earthquake foci or clusters of earthquakes. It is concluded that with a systematic approach, instead of using a variety of terms to denote waves that trigger seismic process in the lithosphere, it is reasonable to apply the concise definition of 'deformation waves', which is most often used in fact.

The second section contains a description of deformation waves considered as the trigger mechanism of seismic activity. It is concluded that a variety of methods are applied to identify deformation waves, and such methods are based on various research methods and concepts that naturally differ in sensitivity concerning detection of waves and/or impact of the waves on seismic process. Epicenters of strong earthquakes are grouped into specific linear or arc-shaped systems, which common criterion is the same time interval of the occurrence of events under analysis. On site the systems compose zones with similar time sequences, which correspond to the physical notion of moving waves (Fig. 9). Periods of manifestation of such waves are estimated as millions of years, and a direct consideration of the presence of waves and wave parameters is highly challenging. In the current state-of-the-art, geodynamics and seismology cannot provide any other solution yet.

The third section presents a solution considering record of deformation waves in the lithosphere. With account of the fact that all the earthquakes with $M \geq 3.0$ are associated with fault zones, a brief description of the method for assessment of spatial and temporal regularities in locations of earthquake epicentres in zones of dynamic influence of faults is provided. The method can be applied to estimate a dominating direction of movement of the epicentres, which corresponds to the phase velocity of the deformation wave disturbing meta-stability of the fault-block medium, leading to displacement of neighbouring blocks and thus causing a seismic event (Fig. 14). By integration of vectors of migration of epicentres at active faults, it is possible to demonstrate a pattern of vectors of movements of the deformation waves in the seismic zones of the continental lithosphere (Fig. 18).

Regional and trans-regional deformation waves are analyzed. For seismic zones of Central Asia, vectors of deformation waves are established, a scheme showing regional orientations of the waves is developed, and main wave parameters (length and time period) are estimated (Fig. 19). Three depth levels of deformation waves are distinguished: the whole lithosphere, the upper brittle part of the lithosphere, and the top part of the brittle layer (Fig. 20).

It is concluded that the leading factor of gradual accumulation of earthquake foci, which takes place regularly in space and time in seismic zones, are deformation waves that influence the geophysical medium. This understanding of the fundamental basis of seismic process needs to be more thoroughly justified with application of modern concepts, its revised phenomenological concept and development of a model representing a seismic zones as a geologically and geophysically independent structure of the lithosphere, which has its specific properties, based on which testing of the lithosphere becomes possible for purposes of potential earthquake prediction.

Key words: waves, deformation waves, depth levels, vectors, parameters, earthquakes, earthquake prediction, migration, seismic zones, faults, segments, lithosphere, fault-block structure, meta-stability, seismology, geodynamics.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Sherman S.I. 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 83–117. doi:10.5800/GT-2013-4-2-0093.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ КАК ТРИГГЕРНЫЙ МЕХАНИЗМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

С. И. Шерман

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности и миграции очагов отдельных землетрясений более пятидесяти лет является предметом дискуссии в сейсмологии и геодинамике. В статье известные принципиальные данные о воздействии волновых процессов на сейсмичность и новые материалы сгруппированы в пять разделов. В первом дан обзор аналитических и экспериментальных исследований по выявлению взаимосвязей между волновыми процессами в литосфере и сейсмической активностью, проявляющейся в формах пространственно-временных миграций отдельных очагов землетрясений или их групп. Проведена систематизация многообразия в наименованиях волн в литосфере, стимулирующих сейсмический процесс, в единое ёмкое по содержанию наименование, чаще всего используемое различными авторами, – деформационные волны.

Второй раздел содержит описание деформационных волн как триггерных механизмов при сейсмическом процессе. Сделан вывод о функционировании разнообразных методов выделения деформационных волн, базирующихся на разных методиках исследований и, естественно, обладающих неодинаковой чувствительностью к обнаружению волн и/или их воздействию на сейсмический процесс. Эпицентры редких сильных землетрясений группируются в своеобразные линейные или дугообразные системы, объединяющим критерием которых является общий временной интервал свершения событий. Системы на местности формируют подобные последовательно расположенные зоны, коррелирующие с физическим понятием движущихся волн (рис. 9). Их периоды оцениваются миллионами лет, что усложняет прямое решение вопроса о наличии волн и их параметрах. В геодинамике и сейсмологии пока другого выхода нет.

Решение о фиксировании деформационных волн в литосфере предложено в третьем разделе статьи. Принимая во внимание, что все землетрясения с $M \geq 3.0$ приурочены к зонам разломов, автор кратко излагает методику оценки пространственно-временной закономерности локализации эпицентров в областях динамического влияния разломов. Методика позволяет оценить преобладающее направление миграции эпицентров, соответствующее фазовой скорости деформационной волны, нарушающей метастабильное состояние разломно-блоковой среды, возникновению подвижки между контактирующими блоками и, соответственно, сейсмического события (рис. 14). Интеграция векторов миграций эпицентров по активным разломам воспроизводит картину векторов движений деформационных волн в сейсмических зонах континентальной литосферы (рис. 18).

В последующих двух разделах проанализированы региональные и трансрегиональные деформационные волны. Установлены векторы деформационных волн сейсмических зон Центральной Азии, дана схема их региональной ориентировки, и оценены основные параметры – длина и период (рис. 19). Выделены три глубинных уровня деформационных волн, соответственно охватывающих всю литосферу, ее верхний хрупкий слой и верхнюю часть хрупкого слоя (рис. 20).

Сделан вывод о том, что ведущим фактором последовательного, закономерного в пространстве и времени накопления очагов землетрясений в сейсмической зоне являются воздействующие на геофизическую среду деформационные волны. Такое понимание базовой основы сейсмического процесса требует его более глубокого обоснования на фоне известных современных представлений, его обновленной феноменологической концепции и построения модели сейсмической зоны как самостоятельной геолого-геофизической структуры литосферы с отчетливо выраженными свойствами, позволяющими тестировать ее на предмет возможностей прогноза землетрясений.

Ключевые слова: волны, деформационные волны, глубинные уровни, векторы, параметры, землетрясения, прогноз, эпицентры, миграция, сейсмическая зона, разломы, сегменты, литосфера, разломно-блоковая структура, метастабильное состояние, сейсмология, геодинамика.

Без большого преувеличения можно сказать:
время возникновения всех землетрясений
определяется триггерным воздействием
Г.А. Соболев
[2011, с. 45]

1. ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени наличие волновых процессов в литосфере Земли обсуждено в целом ряде монографий [Khain, Khalilov, 2008; Vikulin, 1990, 2003; Бу-

kov, 1999, 2000, 2005] и значительном количестве статей, основополагающими из которых являются работы К. Аллена [Allen, 1969] и К. Касахары [Kasahara, 1979]. Волны, так или иначе связанные с сейсмическим процессом, получили различные названия при описании

разными авторами, хотя суть интерпретируемых волновых процессов различается не всегда и несущественно. Чаще всего фигурируют наименования: волны сейсмоактивности [Mogi, 1973], D-волны, которые генерируются у полюсов и распространяются вдоль меридианов и служат триггерными механизмами для землетрясений на тройных соединениях плит [Guberman, 1979], криповые волны напряжений [Savage, 1971; Saprygin, 1982], фронт деформаций волновой природы [Sholz, 1977], круговые волны [Zhadin, 1984], волны активизации разломов, деформационные волны [Bykov, 1999, 2000, 2005, 2008; Vilkovich et al., 1974; Kasahara, 1979; Gamburtsev, 1992; Sherman, Gorbunova, 2008a, 2008b; Gershenzon et al., 2009; Sherman, 2009], деформационные автоволны [Kuz'min, 2004, 2010, 2012; Kuz'min, Zhukov, 2004], волны быстрых предвестников, тектонические волны [Elsasser, 1969; Kasahara, 1985; Dubrovsky, 1985; Nikolaevsky, Ramazanov, 1986; Malamud, Nikolaevsky, 1989; Nikolaevsky, 1986, 1991, 1996, 2008]. Проблема воздействия деформационных волн как триггерных механизмов сейсмического процесса в короткопериодные интервалы времени весьма актуальна в современной геодинамике и сейсмологии.

2. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ: КРАТКИЙ ОБЗОР

Пожалуй, впервые использовал понятие «волны тектонических напряжений» В. Эльзассер [Elsasser, 1969] для объяснения механизма передачи тектонических напряжений вдоль литосферной плиты. В сейсмологии значительное внимание к волновым процессам привлекли работы К. Касахара [Kasahara, 1979, 1985]. В них, на основе геодезических съемок разных лет, были проанализированы данные о скоростях и направлениях миграции землетрясений для некоторых регионов мира. Так, для землетрясения 1969 г. в районе Тохоку (Япония) были зафиксированы сдвиговые деформации на пяти станциях, три из которых указывали на наличие миграции сдвиговых деформаций в северо-западном направлении со скоростью 40 км/год. Две другие станции, удаленные от первых трех примерно на 200 км и еще дальше удаленные от эпицентра, показали наличие миграции сдвиговых деформаций в западном направлении со скоростью около 19 км/год, что позволяет сделать вывод о дисперсии и диссипации миграции с расстоянием от источника ее генерации [Kasahara, 1985, p. 207–208]. Сопоставляя миграции сейсмических событий в Японии (1950–1970 гг.) на восточном побережье Тихого океана с востока на запад и сейсмические события в Западных Кордильерах (Перу, 1966–1970 гг.), обоснованно можно предположить, что существует «общая тенденция миграции по направлению от океана к суше» [Kasahara, 1985, p. 208]. Векторные скорости совпали с

направлением субдуцируемой океанической литосферой плиты на северо-запад в первом случае и на северо-северо-восток – во втором, что впоследствии дало основание рассматривать генезис распространения волн деформаций как результат миграции волн тектонических напряжений. Синонимом волн тектонических напряжений часто используется название тектонические волны, вызываемые подлитосферными мантийными движениями.

Тектонические волны, волны тектонических напряжений и их согласование с сейсмическим процессом наиболее глубоко с разных исходных позиций исследовали В.Н. Николаевский и его коллеги. В монографии А.С. Маламуда и В.Н. Николаевского [Malamud, Nikolaevsky, 1989] изложена теория волн тектонических напряжений и их возможные источники. Убедительно показан временной ход землетрясений Среднеазиатского региона. Землетрясения классифицированы авторами на сильные и коровые события и сопоставлены со сглаженными значениями чисел Вольфа (рис. 1). Хорошо прослежено изменение глубин очагов землетрясений во времени, и показано их соотношение с числами Вольфа. Получена «сглаженная в антифазах» связь между изменениями средних глубин гипоцентров и вариациями чисел Вольфа. Близкие выводы о взаимосвязи аналогичных процессов без анализа их физического механизма приводились в работе Дж. Симпсона [Simpson, 1967]. Можно утверждать, что существует связь изменения глубин очагов землетрясений во времени с вариациями солнечной активности. Это же явление зафиксировано и работами К.Г. Леви [Levi, 1991; Levi et al., 2012], но форма связи не проанализирована. К настоящему времени хорошо аргументированы вариации солнечной активности, с которыми коррелируются циклы сейсмичности 5,5; 22; 88 лет. Более того, в разных районах и объемах земной коры могут доминировать по амплитуде разные периодичности состояния среды, характерные не только для сейсмоактивных, но и для асейсмичных районов [Gamburtsev, 1992; Kuz'min, 2004].

При более детальных исследованиях, проведенных различными методами, было аргументировано наличие временных циклов у различных общепланетарных процессов на земном шаре и оценены их характерные периоды. Так, сейсмоактивность Памиро-Гиндукуша охарактеризована периодами сейсмической активизации в 2–4, 5–7 и 10–12 лет [Malamud, Nikolaevsky, 1989]. По мнению авторов, «существуют глобальные тектонические волны догрузки, играющие роль триггера землетрясений в местах высокой интенсивности стационарных тектонических полей и проявляющиеся в иных геофизических процессах в других регионах» [Malamud, Nikolaevsky, 1989, p. 105].

В локальных разрывных структурах также фиксируется периодичность сейсмических процессов. Особенно четко она проявляется в зонах разломов. В них периодичность может быть связана как с солитонами

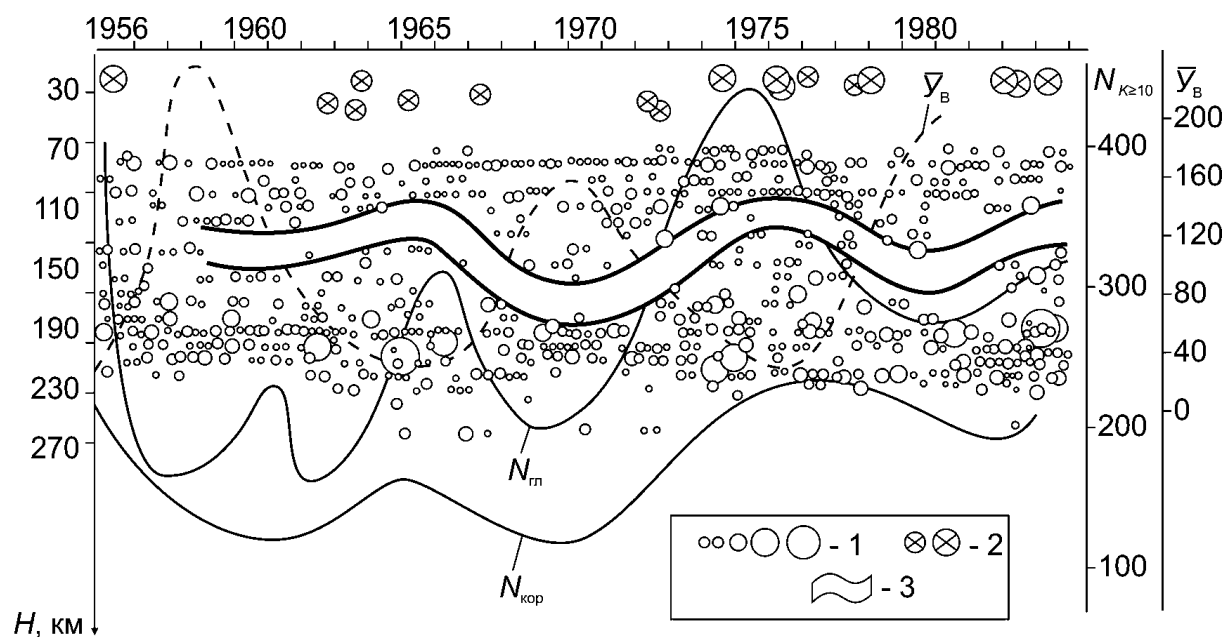


Рис. 1. Распределение гипоцентров сильных землетрясений по глубине и времени и временной ход (сглаженные кривые) общего числа глубокофокусных ($N_{\text{гл}}$) и коровых ($N_{\text{кор}}$) толчков с $K \geq 10$ [Malamud, Nikolaevsky, 1989].

1 – глубокофокусные гиндукушские землетрясения с $K=12-17$ ($M=4.5-7.5$); 2 – коровые землетрясения Среднеазиатского региона ($M=6.0-6.5$; $M>6.5$); 3 – асейсмичная зона. Y_B – сглаженные значения чисел Вольфа (солнечная активность).

Fig. 1. Depths and timing of hypocentres of strong earthquakes and time periods (smoothed curves) of the total number of deep (N_{gl}) and core ($N_{\text{кор}}$) shocks with $K \geq 10$ [Malamud, Nikolaevsky, 1989].

1 – Hindukush deep earthquakes with $K=12-17$ ($M=4.5-7.5$); 2 – core earthquakes of the Central Asian region ($M=6.0-6.5$; $M>6.5$); 3 – aseismic zone; Y_B – smoothed values of the Wolf numbers (solar activity).

(solitary wave), структурно-устойчивыми и распространяющимися в нелинейной среде уединенными волнами, так и с системами периодических волн. На солитоны как вероятные возбудители землетрясений, зафиксированных во временном и последовательном в пространстве проявлении, обратил внимание В.И. Уломов [Ulomov, 1993] по материалам Средней Азии, а несколько ранее П. Лунд [Lund, 1983] при обработке данных сильнейшего Чилийского землетрясения 1960 г. Стало совершенно ясно, что все сильнейшие землетрясения мира связаны со смещениями, стимулированными волновыми процессами по крупным разрывам.

Замеченные факты активизировали целенаправленные экспериментальные лабораторные исследования по физике деформирования и разрушения различных материалов [Sherman et al., 1983; Sobolev, 2003; Sobolev et al., 1991; Sobolev, Ponomarev, 2003; Borneyakov, 2010; Borneyakov et al., 2012; Ohnaka et al., 1997; Shibazaki, Matsuura, 1998; Ma et al., 2012], по влиянию трения на процесс скольжения [Kato et al., 1992], в том числе при его снижении за счет смазки [Chester, 1995]. Были обнаружены вариации в процессе деструкции, в частности неустойчивое скольжение при трении, по скоростям которого оказалось возможным классифицировать даже кратковременные интервалы стадийности процесса разрушения материала: (1) начало разру-

шения, (2) скольжение со скоростью около 1 см/с и длительностью 0.14–1.40 с при скорости деформирования $10^{-5}-10^{-6} \text{ с}^{-1}$; (3) максимальная стадия разрушения, скольжение со скоростью $10-10^2 \text{ м/с}$ (!) в течение $10^{-3}-10^{-2} \text{ с}$ и (4) подвижка, основная стадия скольжения, которая происходит со скоростью около 2–3 км/с и длится около 10^{-4} с [Goldin, 2002, 2004; Sobolev et al., 1991; Shibazaki, Matsuura, 1998]. Стадия собственно подвижки, stick-slip, соответствующая сейсмическому событию, занимает исключительно короткое время, мгновение даже в его реальном временном исчислении. Во временном мгновении длительности подвижки stick-slip установлены изменения даже температурного параметра [Ma et al., 2012].

В работах по физическому моделированию, выполняемых в настоящее время, важно обратить внимание на оригинальные экспериментальные исследования развития температурной области в зоне изгиба разлома во время состояния неустойчивости типа «stick-slip» [Ma et al., 2012]. Перед экспериментами ставилась задача исследовать идентификацию неустойчивого метастабильного напряженного состояния, его механизма и развития связанных с ним изменений физических полей перед возникновением землетрясения, в критические моменты разрушения среды, и прежде всего при стадии stick-slip. Параметром, предваряющим

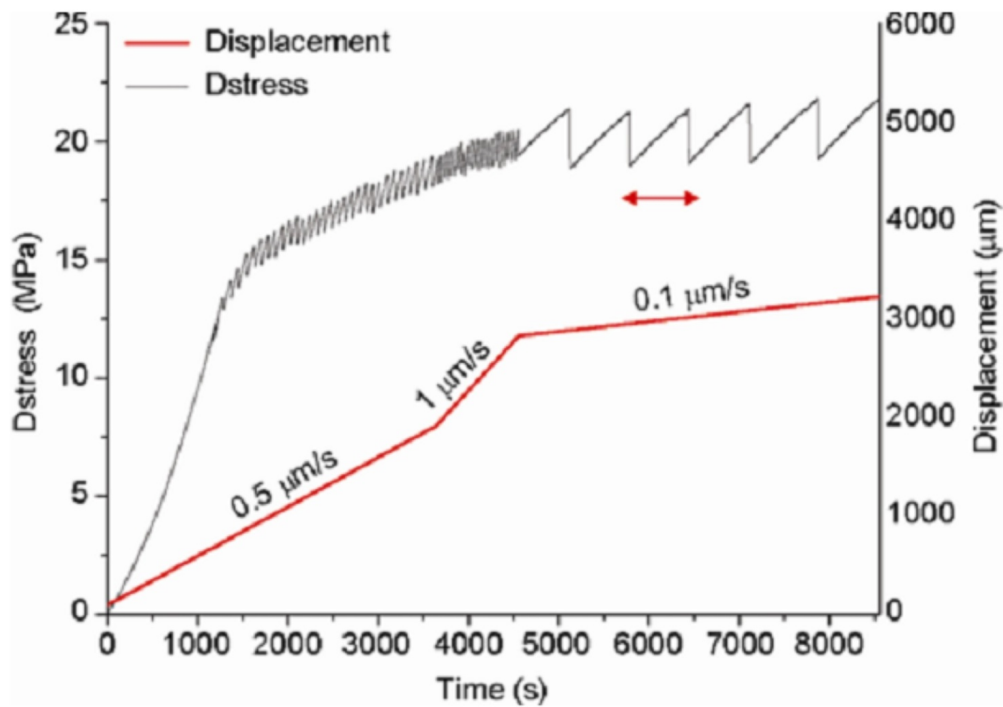


Рис. 2. Кривые изменений напряжений (черная линия) и смещений (красная линия) в течение эксперимента [Ma et al., 2012].

Красная стрелка указывает момент эксперимента, который обсуждается более детально. Dstress – дифференциальный стресс.

Fig. 2. Curves of differential stress (black line) and displacement (red line) with time during the experiment [Ma et al., 2012].

The red double arrow indicates the event taken as an example for discussion in detail. Dstress – differential stress.

stick-slip, была избрана вариация температуры на плоскости скольжения как физического критерия, предваряющего stick-slip на сгибающейся части разлома. Установлено, что во время нагрузки и возникновения stick-slip на изгибе разлома есть два первичных механизма температурного повышения. Первый – температурное увеличение, вызванное напряжением, второй – температурное увеличение, вызванное трением вдоль плоскости смещения по разрыву. Установлены температурные изменения на различных стадиях деформации, предваряющих stick-slip (рис. 2). Они отражают метастабильное состояние разрыва при нагрузке – процессе, который в условиях независимых состояний и движений индивидуальных сегментов (крыльев) разлома становится синергетическим. Совместные действия различных блоков (крыльев) разлома – индикатор ускоренной разрядки регионального суммарного напряжения. Изменения физических полей, в частности температуры, перед нарушением устойчивости, перед stick-slip, не могут быть обнаружены во всех структурных позициях. Установлено, что при нагружении модели возникает стадия, когда кривая напряжения отклоняется от линейности при равномерной нагрузке (рис. 3, а). Одновременно фиксируется нелинейное температурное изменение, вызванное напряжением. Температура в сжимающихся областях

возрастает по сравнению с температурой в областях растяжения, и наоборот, вдоль разлома она изменяется в сторону повышения и снижения, «туда и сюда». Отклонение кривой «напряжение–время» от линейности означает начало стадии реализации напряжений. Во время этой стадии транзитно происходит смена напряженного состояния: накопление напряжений сменяется их реализацией, разрядкой, но она не доминирует (рис. 3, а). После пика нагрузки температура продолжает увеличиваться в соответствии с повышением напряжений очень небольшими значениями. Более того, с приближением к неустойчивости становятся все меньшими колебания нагрузки, хотя вызываемые ими смещения по разлому становятся большими. Переход от накопления напряжений к их реализации является своеобразной ступенью к переходу на ускоренную реализацию накопленных (большой части) региональных напряжений. Во время отклонения от линейности фиксируется повышение температуры. Именно оно и рассматривается как прогнозный критерий, фиксирующий начало стадии stick-slip, соответствующей в природных условиях сейсмическому событию (рис. 3, б). Установлены временные периоды (%) в течение всего кратковременного процесса stick-slip: стабильной деформации – 87 %, отклонения от линейности – 8.9 %, неустойчивый нестабильный, состоя-

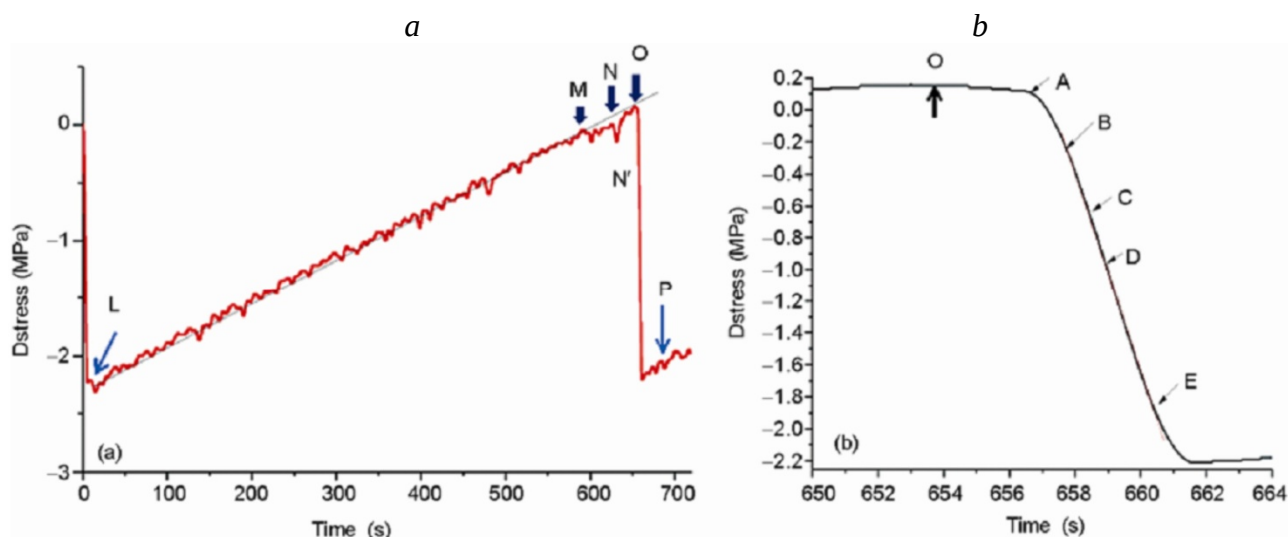


Рис. 3. Соотношение «напряжение–время» в течение одной подвижки типа stick-slip (a) и временной период неустойчивого состояния (b) [Ma et al., 2012].

Буквы указывают критические моменты деформации.

Fig. 3. Differential stress-time process of one stick-slip event (a) and time process of instability (b) [Ma et al., 2012].

Letters indicate crucial moments of deformation.

щий из двух стадий – первая – 0.2 %, вторая – 0.13 %, нестабильный – 0.37 %, постнестабильный – 3.4 %. Состояние максимальной нестабильности занимает по времени менее 1 % длительности всего процесса stick-slip. Подобные прецизионные экспериментальные исследования выполнены благодаря очень хорошей аппаратурной оснащённости лаборатории тектонофизики (Institute of Geology, China Earthquake Administration).

Таким образом, более глубокие исследования процессов, сопровождающих стадию stick-slip, собственно подвижки по разлому, показывают не только кратковременное падение напряжений, что было известно, но и повышение температуры – фактор, который предлагается рассматривать как один из прогностических критериев сейсмических событий. Независимо от методик постановки экспериментов по исследованию подвижек по разрывам, они однозначно свидетельствуют о чрезвычайно короткой стадии собственно разрядки напряжений и смещений вдоль плоскостей разрыва в очаге землетрясения, а также разрастанию разрывов. Более того, повторяемость смещений способствует, по мнению автора, сохранению преимущественного направления разрастания разрывов в очагах землетрясений, зафиксированному в Байкальской и других сейсмических зонах [Solonenko N.V., Solonenko A.V., 1987; Dobrynina, Sankov, 2008; Nikonov, 1975], а также экспериментальных работах [Langer, Tang, 1991] (рис. 4). Моменты stick-slip соответствуют очень быстрым подвижкам и излучению сейсмических волн. Метастабильная среда не только выходит из состояния

равновесия, но и излучает сейсмические волны.

Экспериментальные работы и фактические наблюдения находят хорошее согласование с математическим моделированием и расчетами. Одно из возможных условий формирования уединенных волн при подвижке в зоне разлома проанализировано В.Г. Быковым [Быков, 2000]. Опираясь на серии экспериментальных работ, в том числе на смену режимов скольжения от медленного в течение длительного времени формирования зоны разрыва на резкое ускорение при подвижке и слияние дислокаций в ней, В.Г. Быков показал возможность в этих случаях формирования уединенной волны скольжения – солитона [Быков, 2000]. Его возникновение может быть обусловлено межзерновым скольжением и даже зацепами в зоне сместителя, влияние которых на формирование очага землетрясения описано в модели И.П. Добровольского [Dobrovolsky, 1991, 2009]. Режим скольжения в зоне разлома определяется скоростью уединенной волны V_a м/с, которая зависит от вязкости μ , Па·с, или, с учетом часто раздробленного мелкообломочного состава и фракции пород, ее квазивязкости (рис. 5). Режим скольжения определяется возникающей скоростью в процессе нагружения разломной среды, а скорость, зависящая от геологического «наполнения» и внутренней структуры зоны разлома, определяется ее мощностью (толщиной), мелкой трещиноватостью, типами пород, их минеральным составом и обводненностью. По изложенным причинам смена режимов скольжения в разных активных разломах единой сейсмической зоны при длительном воздействии постоянного регио-

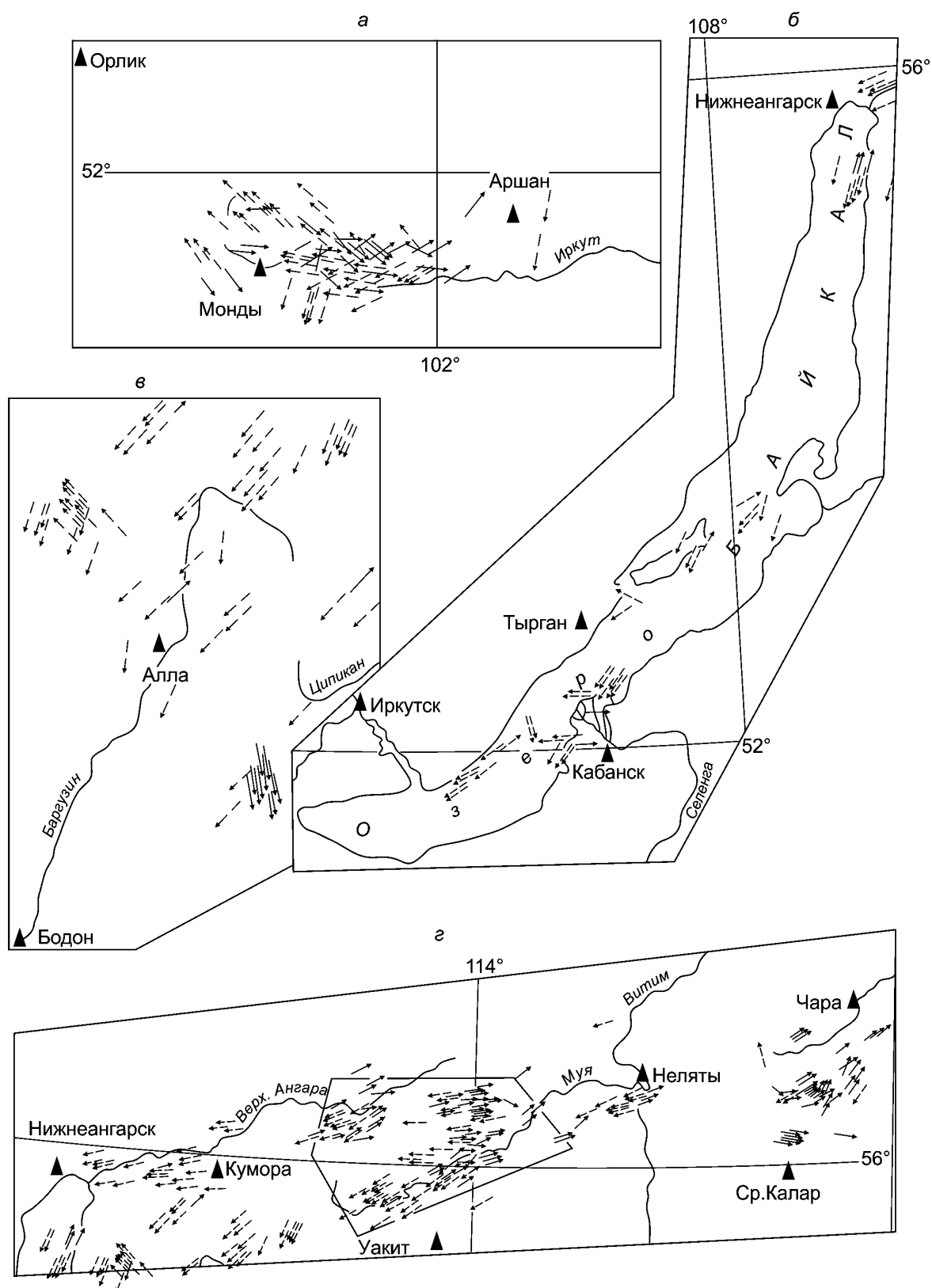


Рис. 4. Направления распространения разрывов в очагах землетрясений Тункинского (а), Байкальского (б), Баргузинского (в) и Северо-Восточного (г) районов Байкальской рифтовой системы [Solonenko N.V., Solonenko A.V., 1987].

Стрелками показаны направления распространения разрывов при наличии западной (штриховая) или восточной (сплошная) составляющей.

Fig. 4. Direction of propagation of fractures in earthquake foci of the Tunka (a), Baikal (б), Barguzin (в), and the North-Eastern (г) areas of the Baikal rift system [Solonenko N.V., Solonenko A.V., 1987].

Arrows indicate the direction of propagation of fractures in the presence of the westward (dashed line) or eastward (solid line) components.

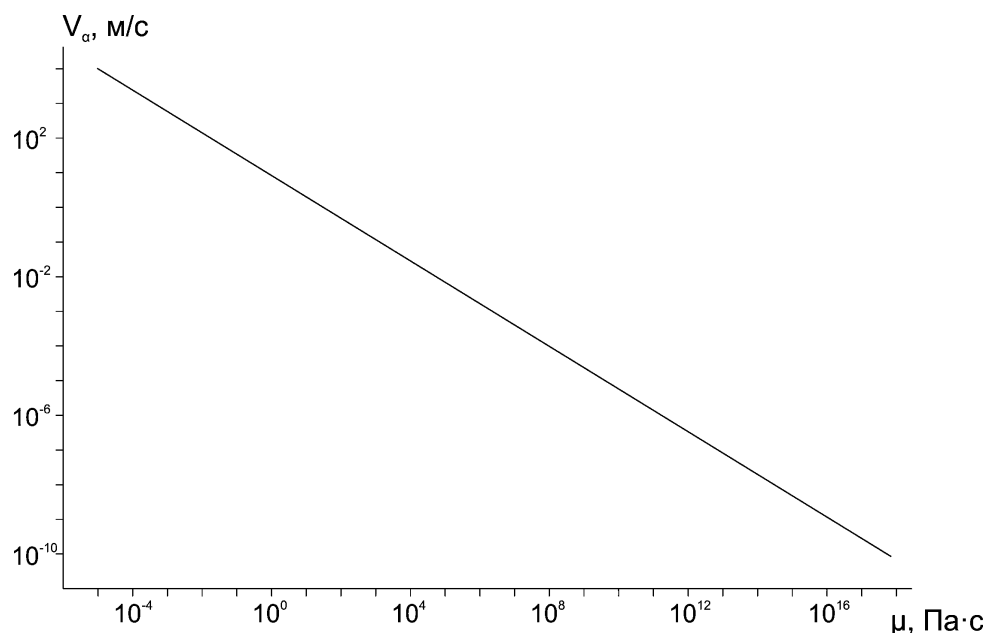


Рис. 5. Зависимость скорости уединенной волны V_α от вязкости межзерновой прослойки μ [Bykov, 2000].

Fig. 5. Solitary wave velocity, V_α , versus inter-granular viscosity, μ [Bykov, 2000].

нального поля напряжений будет асинхронной и установление закономерностей возникновения быстрых подвижек и сейсмической активизации разломов превращается в неразрешимую задачу из-за неопределенности цифровых значений входящих параметров. Можно полностью согласиться с основными, принципиальными выводами В.Г. Быкова [Bykov, 2000] о том, что (1) рожденная в зоне разлома уединенная волна ослабляет прочностную связь между крыльями разрыва и способствует подвижке и (2) может служить триггером усиления сейсмической активности разлома (и области его динамического влияния – С.Ш.).

На таком понимании неустойчивости режимов скольжения по разломам В.Г. Быковым построена математическая модель деформационного процесса, поясняющая возникновение волн активизации сейсмичности при периодическом изменении трения внутри разлома или других составляющих, изменяющих квазивязкость зоны разрыва. Предложено уравнение [Bykov, 2000, p. 166], описывающее возникновение быстрых «сейсмических» подвижек по разлому в зависимости от параметров его внутренней среды: смещений блоков и расстояния между центрами блоков, их масс, вязкости среды, толщины (мощностью) зоны дробления и другими, в том числе увеличением влажности. Расчеты с изменением параметров моделируют периодичность возникновения подвижек в зоне разлома и его циклическую активизацию, сопровождаемую возникновением землетрясений, генерирующих деформационные волны, которые, в свою очередь, могут явиться триггером последующего землетрясения [Bykov, 2000, p. 172]. Можно понимать так, что каждый разлом

характеризуется индивидуальной активизацией и сейсмическим режимом. Основной вывод В.Г. Быкова [Bykov, 2000] о волновой природе процесса активизации разломов находит подтверждение в ряде других расчетов и экспериментальных фактов.

Перед динамической подвижкой – завершающей стадией каждого цикла stick-slip – всегда возникает волна деформации, распространяющаяся вдоль контакта блоков. Это явление установлено в экспериментах, выполненных на образцах горных пород [Sobolev, 1993, 2002; Shibazaki, Matsuura, 1998] и композитных материалах [Ohnaka et al., 1997]. Именно на границе твердых тел при их взаимном быстром смещении происходит генерирование деформационных волн различного типа и масштаба и даже названий: волны расслоения-срыва (waves of detachment), волны разделения (waves involving separation), волны сдвигового напряжения [Sobolev, 1993], уединенные волны скольжения [Bykov, 2001].

Теорию быстрых тектонических волн, или волн тектонических напряжений, детально рассмотрели В.Н. Николаевский и Т.К. Рамазанов в ряде своих публикаций [Nikolaevsky, Ramazanov, 1984, 1985, 1986]. Предложена двумерная модель распространения волн тектонических напряжений, которые являются триггером землетрясений в сейсмоактивных регионах. Возникновение напряжений обусловлено изгибом-сжатием литосферной плиты и действием вязких касательных усилий на контакте литосфера-астеносфера [Nikolaevsky, Ramazanov, 1985] (рис. 6, а). Дано математическое обоснование возникновения уединенных тектонических волн, энергетически поддерживаемых ста-

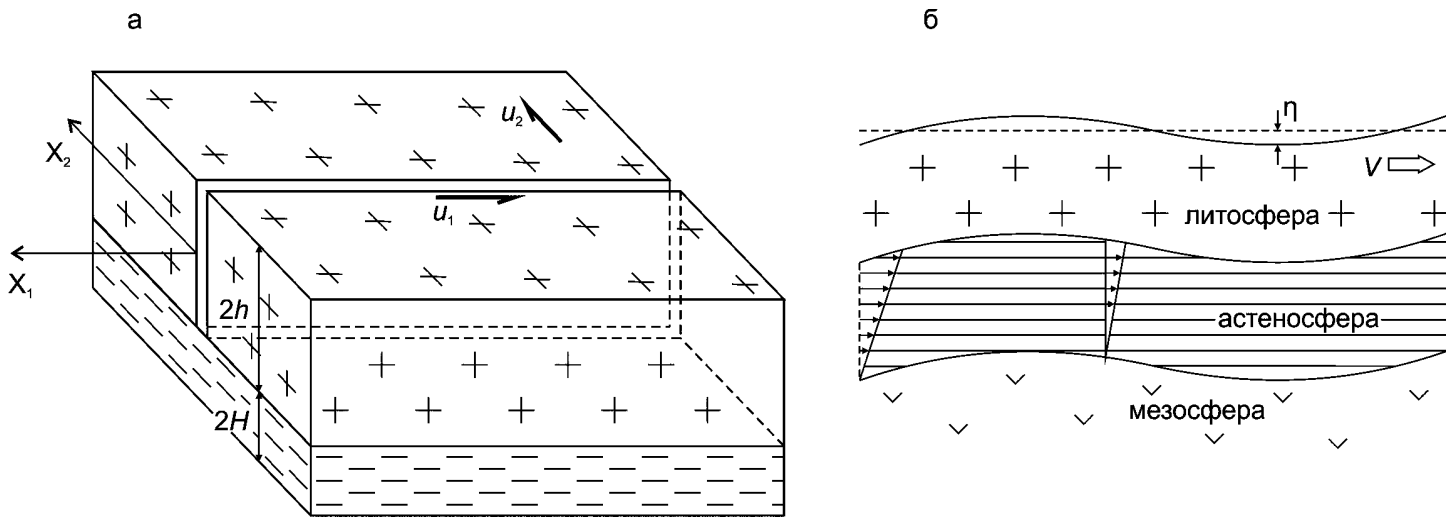


Рис. 6. *a* – модель системы «литосфера-астеносфера» и схема генерации тектонических напряжений и деформационных волн [Nikolaevsky, Ramazanov, 1986]; *б* – схема передачи волн тектонических напряжений за счет изгиба η и смещения V литосферы относительно вязкой, частично расплавленной астеносферы. Изгиб возникает из-за выдавливания астеносферного материала при неравных горизонтальных скоростях [Nikolaevsky, Ramazanov, 1985].

Fig. 6. *a* – the model of the ‘lithosphere-asthenosphere’ system [Nikolaevsky, Ramazanov, 1986]; *б* – the scheme of transmission of tectonic stress waves due to bending, η and displacement, V of the lithosphere against the relatively viscous, partially molten asthenosphere. Bending occurs when the asthenospheric material is squeezed out due to unequal horizontal velocities [Nikolaevsky, Ramazanov, 1985].

ционарным астеносферным потоком, который компенсирует вязкую диссипацию. Скорость такой волны постоянна и составляет около 30 км/год, длина волны ~100 км, а эффективная ширина порядка 200 км. Система «литосферная плита и астеносферное течение» является автоволновой, а возникающие уединенные тектонические волны – незатухающими. Ширина волны достаточна для «захвата» сейсмической зоны по всей ее ширине, а скорость – для волновой активизации интенсивности возбуждения землетрясений по простиранию зоны в течение 2–4 лет. Можно полагать, что уединенные волны – солитоны – таких характеристических параметров могут рассматриваться как триггерные механизмы периодических активизаций сейсмического процесса в сейсмических зонах континентальной литосферы.

Для анализируемого в статье материала важны две задачи, рассмотренные авторами: о генерации тектонической плоской волны подвижкой разлома и о распространении тектонической волны вдоль «свободно раскрытого» разлома как волновода. В рассматриваемых случаях тектоническая волна, или волна напряжений, описана в более ранних работах [Malamud, Nikolaevsky, 1989]. Расчеты проведены из первоначального условия «мгновенного» относительного смещения бортов разлома и нарушения «связывающих» бортов прочностных характеристик, генетически вызванных изгибом литосферы. Рассчитано, что «...за счет эффектов изгиба литосферы и релаксации среды внут-

ри разлома могут возникать элементы колебательного тектонического движения с периодами, сравнимыми со временем релаксации» [Nikolaevsky, Ramazanov, 1986, p. 10]. При этом может возникнуть осцилляция тектонической обстановки, стимулирующая некоторое время генерацию волн. Расчеты проведены для условий изгиба литосферы под действием подлитосферного потока в астеносфере (рис. 6, *b*), что позволяет использовать выводы авторов для обоснования генерации деформационных волн, возникающих при деформациях внутри плит и на межплитных границах. Выводы корреспондируют и с более ранними исследованиями этих же авторов о бегущих уединенных или периодических волнах, глобально охватывающих литосферу. Уединенные тектонические волны не затухают благодаря поступлению энергии из астеносферного потока, компенсирующего вязкую диссипацию. Система «литосферная плита и астеносферное течение» является «автоволновой» в широком смысле этого слова [Nikolaevsky, Ramazanov, 1985]. Рассчитанная авторами скорость уединенной волны по порядкам величин соответствует скорости D-волны, выявляемой по распределению сильнейших землетрясений [Guberman, 1979]. В.Н. Николаевский и Т.К. Рамазанов [Nikolaevsky, Ramazanov, 1986], опираясь на хорошо известные публикации о миграции очагов землетрясений [Kasahara, 1985; Rice, Gu, 1983] в сейсмических зонах, обнаружили, что вдоль разлома-волновода тектоническая волна может распространяться со скоростью, за-

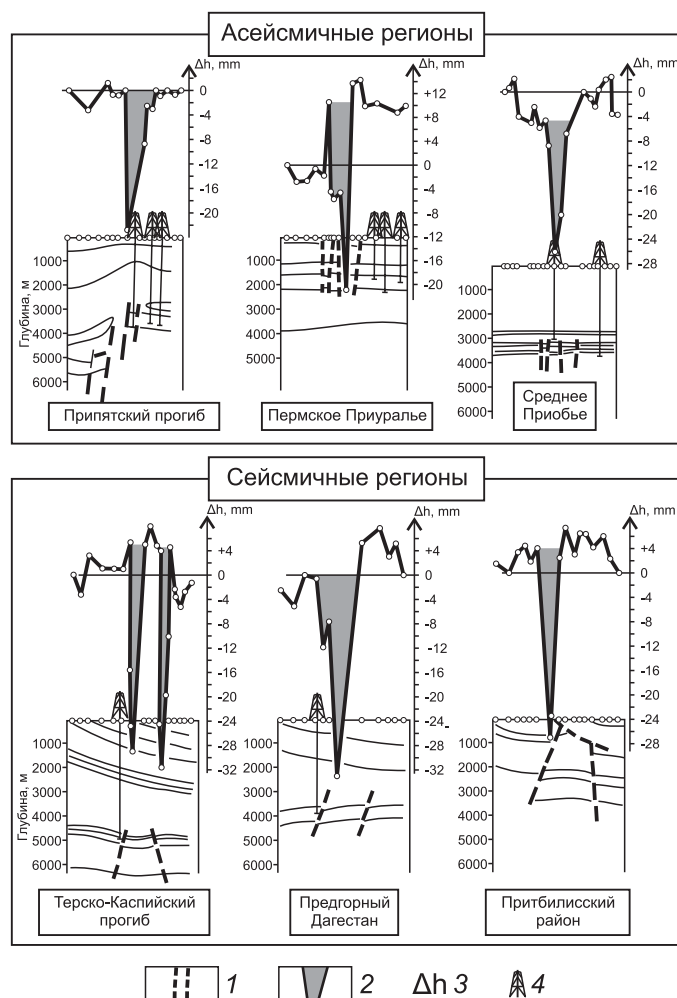


Рис. 7. Примеры локальных аномалий движений земной поверхности в зонах разломов в различных регионах [Kuz'min, 2004].

1 – зоны разрывных нарушений; 2 – зоны аномальных вертикальных движений; 3 – амплитуды современных вертикальных движений земной поверхности; 4 – пробуренные скважины.

Fig. 7. Examples of local anomalies of movements of the Earth's surface in fault zones in different regions [Kuz'min, 2004].

1 – fault zones; 2 – zones of anomalous vertical movements; 3 – amplitudes of recent vertical movements of the Earth's surface; 4 – drilled wells.

висящей в числе прочих факторов от коэффициента Пуассона, то есть от состояния внутриразломной среды. Обобщения В.Г. Быкова [Bykov, 2005] показали, что скорость внутриразломных волн варьируется в пределах 10–100 км/год. Таким образом, деформационные волны генерируются подвижками по крупным разломам и, в свою очередь, стимулируют нарушение метастабильного состояния разломно-блоковой среды при своем движении от источника возбуждения. При этом при распространении в разломно-блоковой среде литосферы их векторные скорости изменяются. Особо чувствительны зоны разломов, во многих случаях трансформирующихся в своеобразные волноводы.

Наличие волновых процессов в разломах верхней хрупкой части литосферы фиксируется при повторных геодезических съемках. Наибольший интерес представляют публикации Ю.О. Кузьмина, обобщенные ре-

зультаты которых о короткопериодных волновых процессах в зонах разломов изложены в ряде известных работ [Kuz'min, 2002, 2004, 2010, 2012; Kuz'min, Zhukov, 2004].

С начала 90-х годов прошлого века Ю.О. Кузьмин [Kuz'min, 2004], В.А. Сидоров [Sidorov, Kuz'min, 1989] и В.С. Жуков [Kuz'min, Zhukov, 2004] в ряде публикаций сопоставили данные, полученные идентичными системами геодезических измерений (плотность пунктов наблюдений, точность и частота опросов), расположенными в сейсмоактивных и асейсмичных районах. Выявлены приуроченные к зонам разломов различных типов и порядков вертикальные и горизонтальные интенсивные локальные аномалии. Они высокоамплитудны (50–70 мм/год), короткопериодичны (0.1–1.0 год), пространственно локализованы (0.1–1.0 км), обладают пульсационной и знакопеременной на-

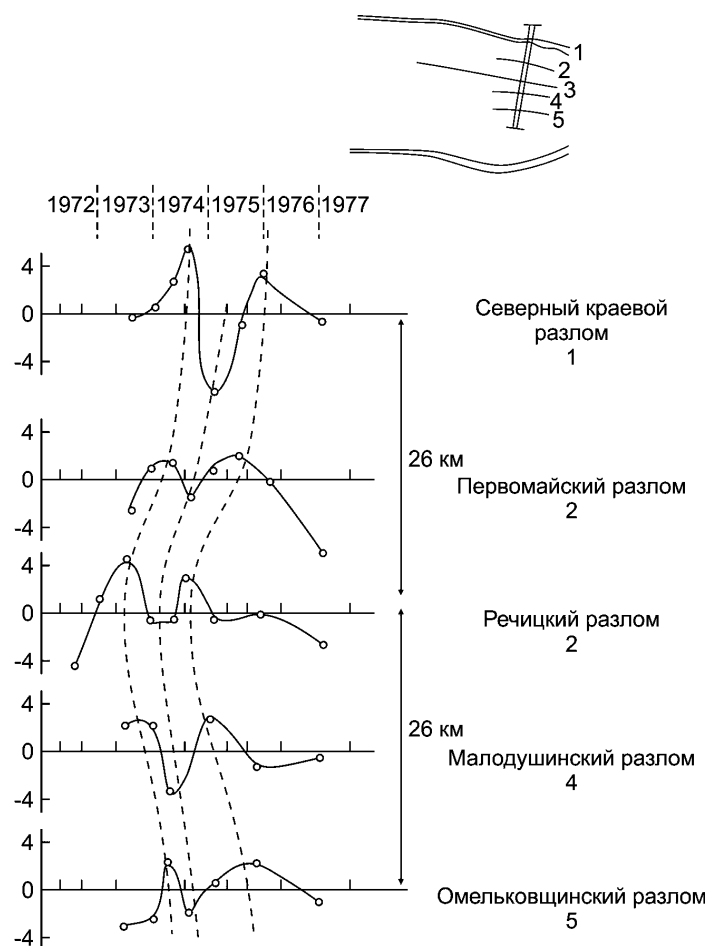


Рис. 8. Пример пространственно-временной миграции деформационных процессов в разломных зонах Припятской впадины [Kuz'min, 2004].

Fig. 8. An example of migration of deformation processes in space and time in fault zones of the Pripyat basin [Kuz'min, 2004].

правленностью. Относительные изменения среднегодовых скоростей для них чрезвычайно высоки и составляют величины порядка $(2-7) \cdot 10^{-5}/\text{год}$.

Подобные интенсивные движения Ю.О. Кузьмин [Kuz'min, 2004] назвал суперинтенсивными деформациями земной поверхности в зонах разломов. Им же предложена классификация основных типов аномального изменения современных движений земной поверхности в пределах зон или областей активного динамического влияния разломов. Таким образом, совершенно независимым геодезическим методом установлена высокая современная короткопериодная подвижность крыльев разломов в регионах с разными типами и интенсивностью движений земной коры (рис. 7).

Причиной аналогичных относительно высокоскоростных движений земной поверхности в зонах разломов Ю.О. Кузьмин [Kuz'min, 2012] считает существование двух типов волн: «межразломных» и «внутриразломных». По данным о поочередном проявлении деформационной активности в разломных зонах («межразломная» волна) Припятской впадины уста-

навливается пространственно-временная миграция деформационных процессов со скоростью около 26 км/год (рис. 8). Привлечение других материалов показало, что для «межразломных» волн характерны скорости $\sim 20-30$ км/год. Их происхождение связано с внешними воздействиями, например приливными деформациями, или другими признаками, которые усиливаются за счет пониженной жесткости разломной зоны: она примерно на 2–3 порядка меньше, чем окружающая среда. Ю.О. Кузьмин не исключает возникновение локальных деформационных аномалий в разломных зонах за счет движений блоков, обусловленных вариациями поля напряжений, но более склонен отдать предпочтение функционированию «внутриразломных» волн, определяющих короткопериодную активность разломов.

Тем не менее возникновение «внутриразломных» волн Ю.О. Кузьмин [Kuz'min, 2012] полагает более аргументированным явлением и обосновывает их генерацию параметрическим возбуждением (индуцированием) аномальных деформаций в зоне разлома. Аномальные деформационные процессы, регистрируемые в зо-

Таблица 1. Параметры «медленных волн» в нижней литосфере Центральной Азии и возможности возбуждения сильных землетрясений в верхней коре (по [Wang, Zhang, 2005] с сокращениями)

Table 1. Parameters of 'slow waves' in the lower lithosphere of Central Asia and possibilities of excitation of strong earthquakes in the upper crust (according to [Wang, Zhang, 2005] with reduction)

Типы волн	Скорость V (м/млн лет)	Длина волны λ (км)	Период T (Ma)	Вероятность сильных землетрясений
Главные волны	0.442 ~ 0.827	1035 ~ 2130	1.25 ~ 4.31	Нет
Группа движущихся волн	0.237~3.009	761~1385	0.404 ~3.205	Возможны для небольшой части волн
Единичные из группы движущихся волн	0.407~5.172	347~480	0.067~1.179	Возможны для части волн

нах разломов, обусловлены внутренними источниками – параметрическими деформациями, то есть возмущениями внутренних параметров системы под воздействием очень малых сил. «Внутриразломная» волна характеризуется малыми скоростями – от 10 до 4 км/год и менее. Изолированные разломные зоны в единой геодинамической области имеют возможность обмениваться энергией за счет взаимодействия локальных полей напряжений и деформаций и вещественных флюидодинамических процессов, что формирует автоволны деформаций – меж- и внутриразломные. Разрабатываемая Ю.О. Кузьминым феноменологическая модель формирования автоволновых деформаций в зонах разломов концептуально опирается на ситуацию, когда «в условиях постоянной энергетической подпитки со стороны региональных и глобальных геодинамических процессов обеспечивается существование автоволновых пространственно-временных структур, выражающихся в эффектах триггерного взаимодействия и перезапуска активности смежных деформационно возбудимых зон разломов и их фрагментов» [Kuz'min, 2012, p. 11]. Это серьезное заключение, подтверждающее одно из важнейших в современной геодинамике свойств разломных структур по контролю режиму сейсмического режима в сейсмических зонах. К сожалению, пока не изучены собственные параметры автоволн и их связь с параметрами разломных зон, в которых они генерируются. В то же время известны примеры однонаправленных векторов миграции очагов землетрясений в отдельных сейсмических зонах или в целом сейсмического процесса в сближенных сейсмических зонах отдельных территорий, в которых непосредственно локализация очагов землетрясений контролируется различными по своим параметрам разломами, у которых не могут генерироваться идентичные по всем собственным характеристикам автоволны.

Различные данные о векторной направленности сейсмических процессов под воздействием триггерных механизмов, полученные при неодинаковых, различающихся методических приемах исследований, известны [Harris, 1998; Tanaka et al., 2002; Hainzl et al., 2006], в том числе в сейсмических зонах Центральной Азии [Wang et al., 1990; Gatinsky et al., 2011a, b; Sherman et al., 2012; Wang, Zhang, 2005; Liu et al.,

2007; Wang, 1987; Stepashko, 2011; Ruzhich, Levina, 2012]. Иногда осложняет подход к оценке параметров миграции волнового процесса и наведенная сейсмичность [Nikolaev, Vereshchagina, 1991].

Наиболее значимой публикацией, акцентирующей внимание на роли медленных волн в литосфере, волн пластического (вязкого) течения (plastic-flow waves), на сейсмической активизации в Центральной и Восточной Азии, является статья Wang Shengzu и Zhang Zongchun [Wang, Zhang, 2004, 2005]. Авторами анализируются упругие (на основе тела Кельвина) и вязкие составляющие (на основе тела Максвелла) нижней, упруговязкой, части литосферы и выделены параметры возможных в ней типов генерируемых волн: главные волны (major wave), группы движущихся волн (subsidiary wave group – traveling waves) и единичная движущаяся волна (single subsidiary wave), объединенные общим термином «медленные волны». Приведены расчетные параметры выделенных типов волн, и показаны возможности возбуждения ими сильных землетрясений (табл. 1). Базовые построения сделаны на основе материалов по Главной Гималайской дуге и пространственно-временной локализации сильных землетрясений (рис. 9). Проанализированы два варианта вероятных векторов движений поясов (гребней) «медленных волн», оценены их возможности в возбуждении сильных землетрясений и, как выше отмечалось, их параметры. Характерно, что независимо от вариантов интерпретации исходных данных по эпицентрам сильных землетрясений и расположения гребней волн, их вектор движения направлен в северо-восточном (рис. 9, a) или север–северо-восточном направлении (рис. 9, b) и на меридиане $\sim 110^\circ$ резко ограничивается и даже изменяет вектор движения на запад-восточный. Иными словами, вектор миграции «деформаций возбуждения» среды, деформационных волн, остается практически однонаправленным для основной территории и меняющим свое направление в ее восточной части. На рис. 10 дана гистограмма выделения сейсмической энергии землетрясениями, триггерным возбудителем которых явились фронты медленных волн. Меридиан $\sim 110^\circ$ является важной структурной границей Центральной Азии, предопределяющей векторную направленность деформационных волн в ее литосфере [Sher-

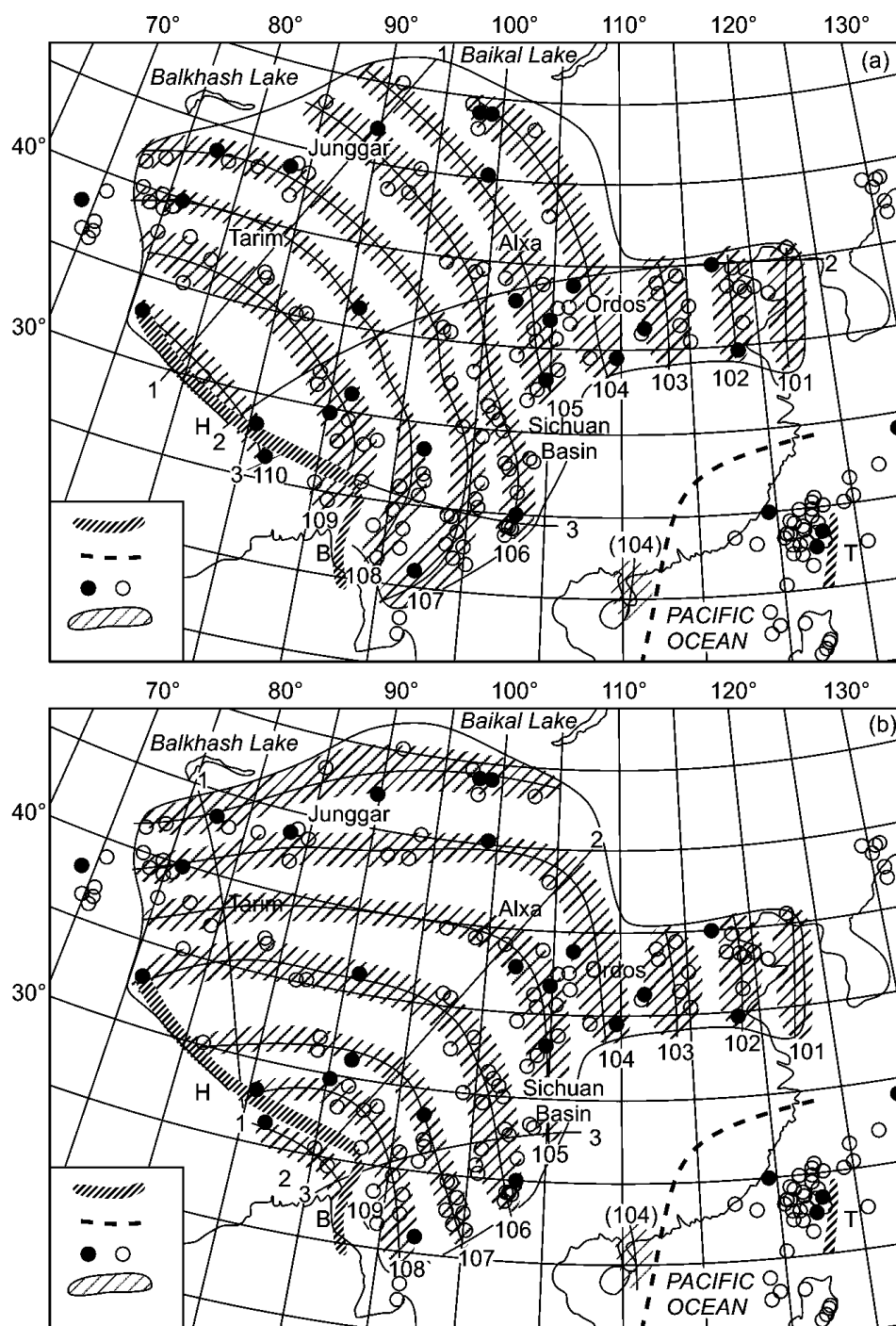


Рис. 9. Расположение эпицентров сильных землетрясений и реконструкция «медленных волн» по поясам волновых фронтов (wave crest belts) от Главной Гималайской дуги [Wang, Zhang, 2005]. Формы волн А (а) и В (б) – схемы систем «медленных волн», инициированных западным и восточным сегментами Главной Гималайской дуги соответственно.

1 – «движущаяся» граница пластического течения сегментов Н, Т и В, соответственно представляющая Гималайскую дугу, Тайваньскую дугу и дугообразный Бирманский язык; 2 – граница между соседними сегментами; 3 – залитые черные и незалитые окружности – эпицентры с $M_s \geq 8.0$ и $7.0 \sim 7.9$ соответственно; 4 – гребни волн и их номера 101, 102, ...; линии 1-1, 2-2 и 3-3 – левая, средняя и правая – соответственно сечения, по которым оценены параметры волн; соседняя область, выделенная штрихпунктирной (тире – черная точка) линией указывает диапазон распределения установленных гребней волн.

Fig. 9. Distribution of strong earthquakes and recognition of wave-crest belts of the Himalayan arc-driven 'slow-waves' in Central-Eastern Asia [Wang, Zhang, 2005]. Patterns A (a) and B (b) show 'slow waves' systems originating from the western and eastern segments of the Himalayan driving boundary, respectively.

1 – driving boundaries of plastic flow networks, H, T and B, indicating the Himalayan, Taiwan and Burmese arcs, respectively; 2 – boundaries between adjacent network systems; 3 – solid and empty circular points denote the earthquake epicentres with magnitudes $M_s \geq 8.0$ and $7.0 \sim 7.9$, respectively; 4 – wave crest belts with their codes (101, 102, ...); lines 1-1, 2-2 and 3-3 are the left, middle and right observation lines, respectively. The area marked by the double-dot-dash thin line indicates the distribution range of recognized wave crests.

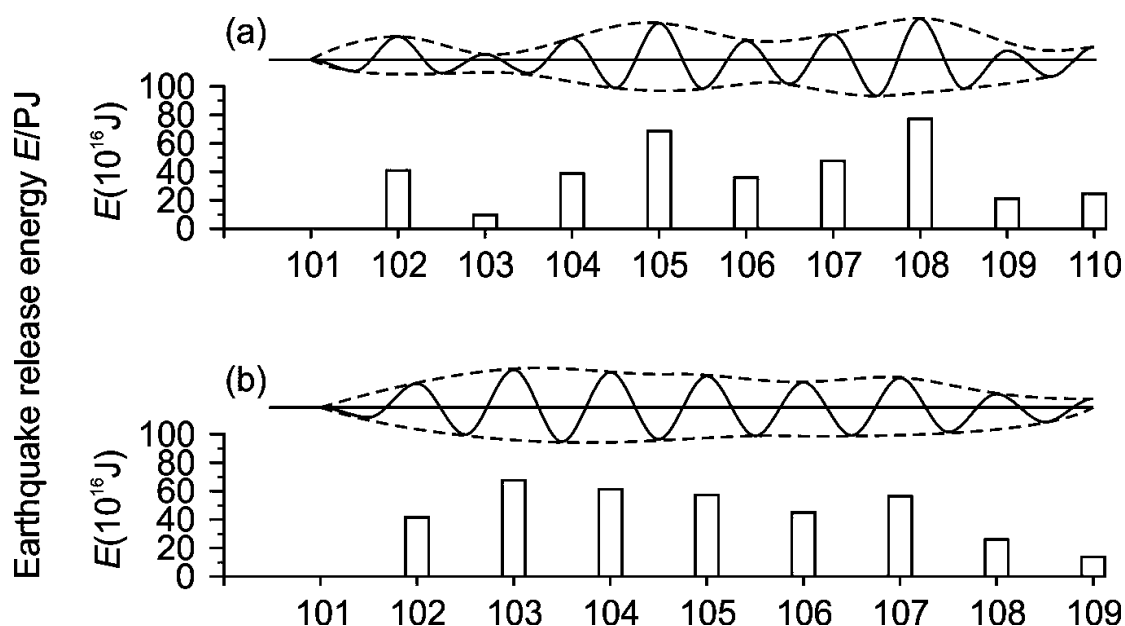


Рис. 10. Распределение сейсмической энергии, возбуждаемой гребнем движущихся «медленных волн» форм А и В в соответствии со схемами а и б.

Вертикальная и горизонтальная оси на гистограммах показывают энергию землетрясений E соответствующую форме волны и номеру сечения [Wang, Zhang, 2005].

Fig. 10. Distribution of seismic energy released from wave-crest belts of 'slow-waves' (a) and (b) correspond to patterns A and B, respectively.

Horizontal and vertical axes of the histograms show the earthquake-released energy, E and code, N , respectively [Wang, Zhang, 2005].

man et al., 2012]. В цитируемой статье Wang Shengzu и Zhang Zongchun [Wang, Zhang, 2004, 2005] четко показано, что вероятность возбуждения сильных землетрясений выделенными типами волн ограничена и обосновывается недостаточной статистической обеспеченностью отсутствующими, по независящим от нас причинам, историческими данными о сильных землетрясениях. Ценный для аргументации целевой направленности этой статьи фактический материал – волновые процессы в литосфере как возбудители сейсмических событий в ней – показан и на примерах сильных землетрясений в центре самого крупного континента Земли. Можно сожалеть, что авторы ограничились в анализе только рассмотрением литосферы как континуальной среды и не включили в анализ разломные структуры литосферы, нарушающие ее сплошность, но определяющие положение в ней очагов сильных землетрясений и часто других, более слабых сейсмических событий. Уточнение векторной направленности и параметров волновых процессов в литосфере может быть выполнено при введении в разбор энергетически более слабых событий и рассмотрении эпицентрального поля землетрясений и контролирующего его ансамбля событий, прежде всего, разрывных структур в координатах «время–пространство», что показано на примере Байкальской сейсмической зоны [Sherman, 2009].

3. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ В ОБЛАСТЯХ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ РАЗЛОМОВ: КРАТКАЯ МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Байкальская сейсмическая зона рассматривается как самостоятельная тектоническая структура, функционирующая в реальном времени, в современной геодинамической ситуации. Изложенная в работе [Sherman, 2009; Sherman, Gorbunova, 2008a, 2008b; Gorbunova, Sherman, 2012, 2013] методика позволяет в реальном времени оценить селективную активизацию разломов и пространственно-временные закономерности локализации очагов землетрясений в областях их динамического влияния. Во всех случаях применение деформационных волн как триггерных механизмов возбуждения и контролирования локализации очагов землетрясений в областях динамического влияния разломов приводит к использованию накопленных статистических данных и разработке методов прогноза событий с учетом воздействия деформационных волн как триггерных механизмов.

На базе геоинформационных технологий разработан алгоритм [Sherman et al., 2005b] для изучения закономерностей селективной активизации сейсмоактивных разломов в масштабах реального времени (месяцы, годы, десятилетия), протестированный на ряде примеров Байкальской сейсмической зоны, занимаю-

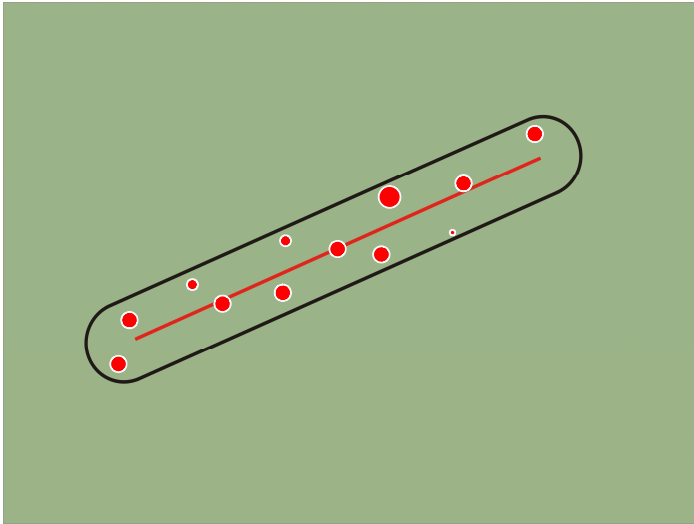


Рис. 11. Пример локализации очагов землетрясений в области динамического влияния активного разлома.

Выборка разломов и соответствующих очагов землетрясений осуществляется программным комплексом [Gorbunova, Sherman, 2013].

Fig. 11. An example showing locations of earthquake foci in the area of dynamic influence of the active fault.

Faults and corresponding earthquake foci are selected by computer with application of the special software package [Gorbunova, Sherman, 2013].

щей центральное положение в Байкальской рифтовой системе [Sherman, Gorbunova, 2008a, 2008b].

В понимании автора активными разломами следует считать разрывы, геолого-геофизические процессы в областях динамического влияния которых [Sherman et al., 1983; Lobatskaya, 1987] происходят в настоящее время или происходили не ранее чем в столетний предшествовавший период времени. Сейсмический процесс в границах областей динамического влияния разломов протекает неравномерно в пространстве и во времени [Sherman et al., 2004]. Сейсмически активные разломы и области их динамического влияния в отдельные годы характеризуются очень низкой или, наоборот, высокой сейсмичностью. То же относится к отдельным сегментам протяженных активных разломов. При этом многочисленные разноранговые группы геологически закартированных в сейсмических зонах разрывов остаются асейсмичными как минимум в установленные нами интервалы времени. Для понимания закономерностей достаточно сложной и во многом неясной избирательной современной сейсмической активизации разноранговых и разновозрастных разломов предложено проводить их ранжирование по количественному индексу сейсмической активности [Sherman et al., 2005b].

Под количественным индексом сейсмической активности (КИСА) ξ_n (км⁻¹) разлома понимается число

сейсмических событий n определенных энергетических классов K или магнитуд M , приходящихся на единицу длины разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния W (км) за заданный промежуток времени t (годы). КИСА оценивается по выражению: $\xi_n = n/L$, где n – число сейсмических событий, зависящее от K , W и t . В преобразованном для расчетов виде уравнение может быть представлено в следующей форме:

$$\xi_n = L^{-1} \sum_{k=8}^{k=17} n(W, k, t), \quad (1)$$

где n – количество сейсмических событий энергетических классов K от 8 до 17 за промежуток времени t , зарегистрированных для разлома с длиной L при ширине области его динамического влияния W (км). Ширина зоны W оценивается по уравнению:

$$W = bL, \quad (2)$$

где L – длина разломов, км; b – коэффициент пропорциональности, зависящий от L и по эмпирическим данным изменяющийся от 0.02 до 0.10 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов (рис. 11). Заметим, что при увеличении длины разрывов относительная ширина областей их динамического влияния отстает от роста длины [Sherman et al., 1991, 1992, 1994].

На рис. 12 дана карта сейсмической активности Байкальской рифтовой системы с густой сеткой разновозрастных разломов, а на рис. 13 приведены только активные разломы, выбранные из базы данных по уравнению (1). На приведенном примере по Байкальской сейсмической зоне области динамического влияния для всех участвующих в выборке разломов оценены как функция их длины по уравнению (2). Для каждого из иерархических уровней разломов, согласующихся с определенными длинами, рассчитана соответствующая им область динамического влияния. Вариации значений количественного индекса сейсмической активности позволяют распределить разломы на три группы, включая зону современной деструкции литосферы с минимальным значением $b=0.03$, применяемым для разрывов с длиной более 120 км (рис. 13). Только эта сравнительно небольшая группа разноранговых разломов участвует в формировании поля землетрясений с магнитудой более 2.2 за 1950–2008 гг.

Отсюда, даже в коротких интервалах реального времени можно на количественном уровне оценить различия в интенсивности синхронной активизации разломов или их пассивность. В определенной мере КИСА отражает и кинематическую характеристику разломов, поскольку между энергетическим классом землетрясений и подвижками в их очагах существует связь [Riznichenko, 1985], особенно значимая для событий с $K \geq 12-13$ ($M \geq 5$), при которых смещение в среде превышает первые сантиметры. Вариации КИСА

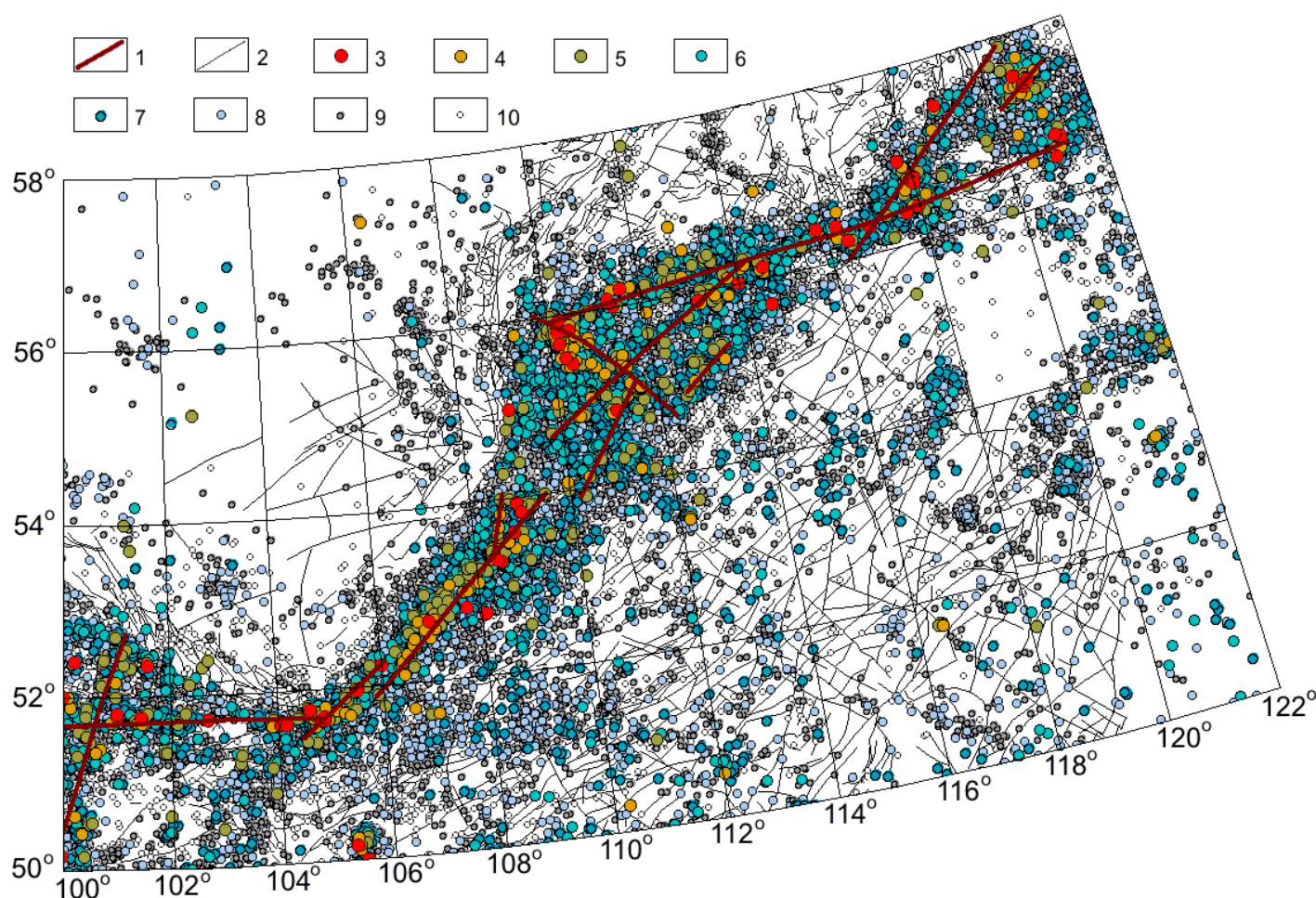


Рис. 12. Карта разломов Байкальской рифтовой системы и эпицентры очагов землетрясений с $K \geq 7$ ($M \geq 1.7$) за 1950–2008 гг. (данные по $K=7-8$ ($M=1.7-2.2$) не полные).

1 – оси протяженных сегментов и отдельных фрагментов зоны современной деструкции литосферы; 2 – разломы; 3–10 – землетрясения с классами (магнитудами): 3 – 14 ($M \geq 5.6$), 4 – 13 ($M=5$), 5 – 12 ($M=4.4$), 6 – 11 ($M=3.9$), 7 – 10 ($M=3.3$), 8 – 9 ($M=2.8$), 9 – 8 ($M=2.2$), 10 – 7 ($M=1.7$).

Fig. 12. A map of the Baikal rift system showing faults and epicentres of earthquakes with $K \geq 7$ ($M \geq 1.7$) for the period from 1950 to 2008. Data for $K=7-8$ ($M=1.7-2.2$) are incomplete.

Legend: 1 – axes of lengthy segments and fragments of the zone of recent destruction of the lithosphere; 2 – faults; 3–10 – earthquakes energy class (magnitude): 3 – 14 ($M \geq 5.6$), 4 – 13 ($M=5$), 5 – 12 ($M=4.4$), 6 – 11 ($M=3.9$), 7 – 10 ($M=3.3$), 8 – 9 ($M=2.8$), 9 – 8 ($M=2.2$), 10 – 7 ($M=1.7$).

соответствуют частоте активизаций конкретных разрывов, но не характеризуют при этом их энергетические потенциалы. Введение нового количественного параметра оценки сейсмической активности разломов, базирующегося на данных мониторинга сейсмических событий в областях динамического влияния разломов, позволяет изучить сейсмический процесс как во всей сейсмической зоне, так и на ее локальных участках или отдельных сегментах. Появляются новые возможности для исследований закономерностей селективной активизации многочисленных ансамблей разноранговых разломов в реальном времени в целом по сейсмической зоне и в ее отдельных частях, различающихся по напряженному состоянию среды, направлениям и другим факторам. Возникает возможность посредст-

вом эпицентров землетрясений в зонах разломов зафиксировать волновой процесс в натуральной геологической обстановке в реальном времени (месяцы, годы, десятилетия) по инструментально зафиксированным координатам событий.

На рис. 14 изображено распределение событий в области динамического влияния разлома в координатах «время – место локализации на оси разлома». Каждая линия регрессии отражает фронт проходящей волны возбуждения. Наклон графика соответствует вектору движения волны вдоль оси разлома, а угол наклона кривой, образуемый с горизонтальной осью ($\text{ctg } \alpha$ – расстояние, деленное на время), фиксирует среднюю скорость миграции очагов вдоль оси разлома. Расстояние между регрессионными линиями –

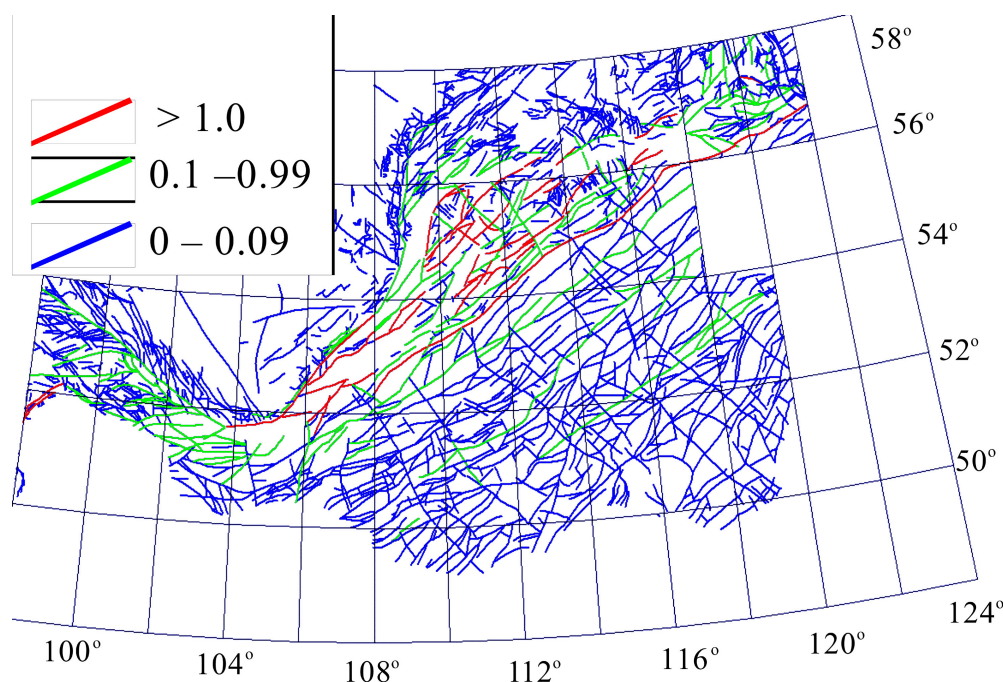


Рис. 13. Вариации количественного индекса сейсмической активности (КИСА) разломов Байкальской рифтовой системы за последние 50 лет.

На врезке – значения КИСА, рассчитанные за 50-летний интервал времени.

Fig. 13. Variations of QISA, quantitative index of seismic activity of faults in the Baikal rift system in the last 50 years.

QISA values calculated for 50-year time period are shown in the insert.

период волны. В демонстрируемом случае три фронта деформационной волны с периодом около 20 лет трижды возбуждали в разломе серию последовательно (по статистическим вычислениям) возникающих событий. Методика позволяет: (1) оценить наличие волнового процесса, (2) оценить количество активизаций, затронувших конкретный разлом и, как правило, характерных для рассматриваемой сейсмической зоны, (3) оценить среднюю векторную скорость волны и ее другие параметры [Sherman et al., 2005b; Gorbunova, Sherman, 2012]. Разработана ГИС-технология работы с большими объемами цифровых данных по разломной тектонике и сейсмичности для аналитической обработки и графической формы получения результатов – параметров деформационных волн и их векторной направленности в короткопериодных интервалах реального (месяцы, годы, десятилетия) времени. Изложенные математические действия проводятся по специально составленной программе [Gorbunova, Sherman, 2012, 2013].

Совершенно естественно, что геолого-структурная и геоморфологическая вариации структуры коры и ее рельефа никоим образом не могут существенно меняться за принятые короткие интервалы времени. Изменения сейсмической активности разломов, выраженные на графиках, отражают вариации динамического состояния среды в областях динамического влияния

разломов. В целом сложный квазипериодический процесс активизации разломов различных иерархических уровней последовательно затрагивает разные ансамбли разломов в пределах Байкальской сейсмической зоны и других сейсмических зон Центральной Азии, определяя пространственно-временные вариации активизации разломов и интенсивность их сейсмичности [Sherman, Gorbunova, 2008a, 2008b, 2011; Sherman et al., 2012].

Таким образом, впервые за многие годы исследований волновых процессов в литосфере Земли предложен инструмент, позволяющий на количественном уровне получить данные о миграции эпицентров землетрясений в областях динамического влияния разломов в координатах «время события – место его локализации», то есть определить закономерности движения волны, ее векторную скорость и период.

4. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ РЕГИОНАЛЬНОГО И ТРАНСРЕГИОНАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Описанная методика позволяет провести ретроспективный анализ сильных сейсмических событий в области динамического влияния Анатолийского разлома, пространственно-временная последовательность возникновения которых дала серьезный толчок к исследованию

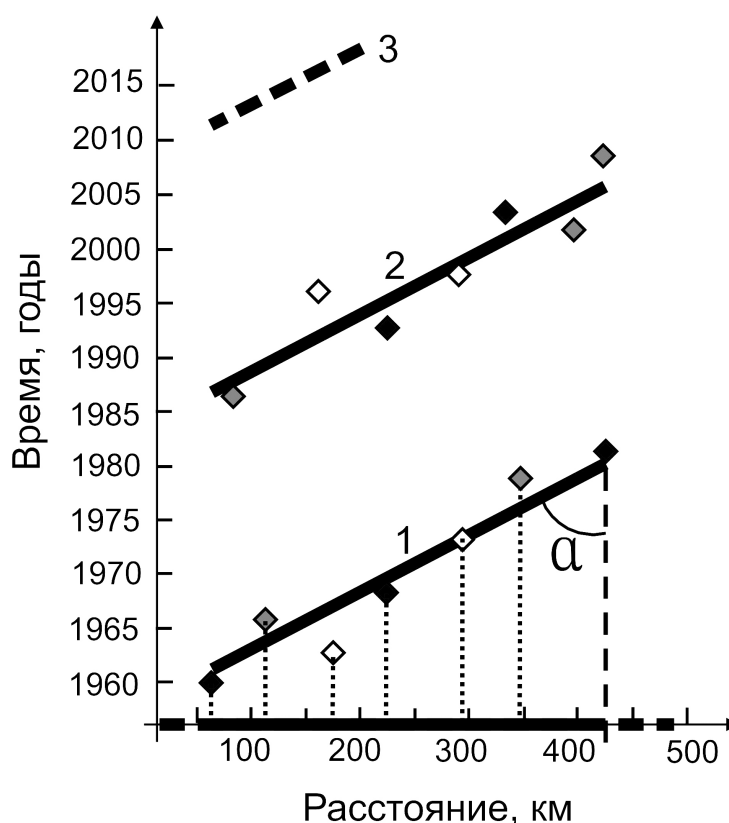


Рис. 14. График для определения вектора миграции очагов землетрясений по простиранью разлома и оценки средней векторной скорости деформационной волны их возбуждения.

На оси ординат жирной линией показана длина активизированной части разлома, пунктирной – его полная длина. Квадратиками показаны сейсмические события в соответствии с их локализацией на разломе и временем свершения события. Цифры у кривых – временная последовательность прохождения фронтов деформационных волн.

Fig. 14. Plots to determine the vector of earthquake migration along the fault strike and to estimate an average vector velocity of deformation wave of excitation.

At the Y-axis, the thick line shows the length of the activated fault segment, and the dashed line shows the full length of the fault. Squares shows seismic events according to their location at the fault and time of their occurrence. Numbers at the curves show the temporal sequence of fronts of the deformation waves.

дованию миграций землетрясений и их вероятных механизмов, в том числе волновых, как триггерных.

Пример векторной миграции сейсмических событий на Анатолийском разломе, фиксируемый с 1939 по 1967 г., вошел в классическую литературу [Allen, 1969; Mogi, 1968; Kasahara, 1985]. На рис. 15 приведен Северо-Анатолийский разлом по К.Р. Аллену [Allen, 1969] с указанием дат событий и зафиксированных подвижек по нему. События 1939, 1942, 1943, 1944 г. мигрировали последовательно вдоль простиранья разлома с запада на восток. Событие 1953 г. произошло на западной окраине фрагмента Северо-Анатолийского разлома. Последующие события 1966 и 1967 г., сближенные во времени, произошли в западной части Северо-Анатолийского разлома также последовательно с запада на восток, начавшись в самой восточной части разлома. И лишь землетрясение 1967 г. как будто нарушает периоды волновой активизации.

Дополненные за прошедшие годы данные по эпицентральному полю землетрясений Северо-Анатолийского разлома (Каталог землетрясений Турции, сайт <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/indexeng.htm>, использованы сильные события 1900–2005 гг. магнитуды M_s ; 2006–2012 гг. магнитуды M_d . Для расчетов и построения графиков использовались события с магнитудой ≥ 4.3) и геолого-структурная ситуация в окружающей его области демонстрируют более сложную разрывную структуру региона. В ней отчетливо выделяется собственно Северо-Анатолийский разлом (I), его восточное окончание, осложненное узловым сочленением, образованным активным разломом северо-восточного простиранья (II), и его западный сегмент (III) (рис. 16) и положение сильных землетрясений на графиках в координатах «время событий – места их локализации» (рис. 17).

Анализ графиков рис. 17 показывает, что отмечен-

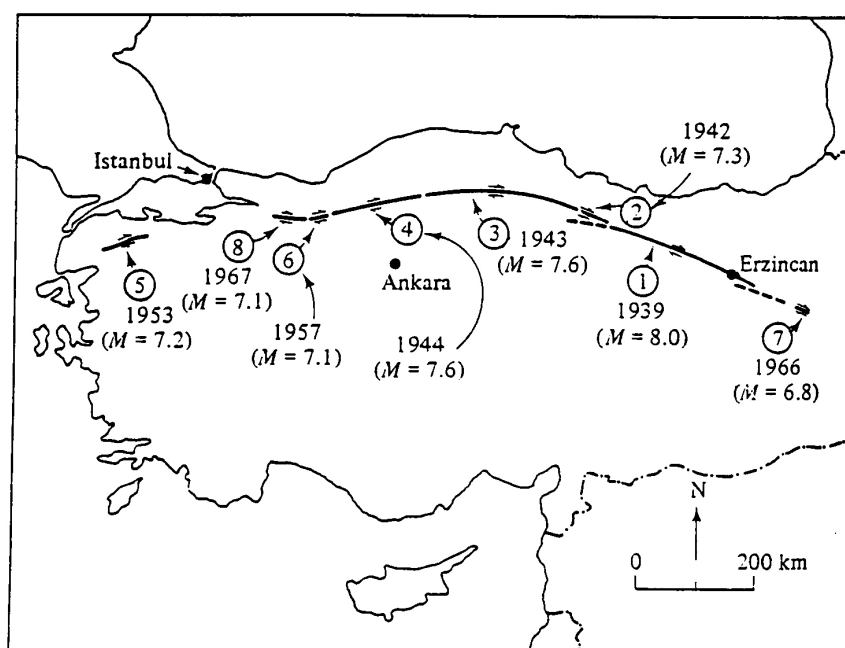


Рис. 15. Северо-Анатолийский разлом и связанные с ним крупные землетрясения [Allen, 1969].

Fig. 15. The North Anatolian fault and its associated strong earthquakes [Allen, 1969].

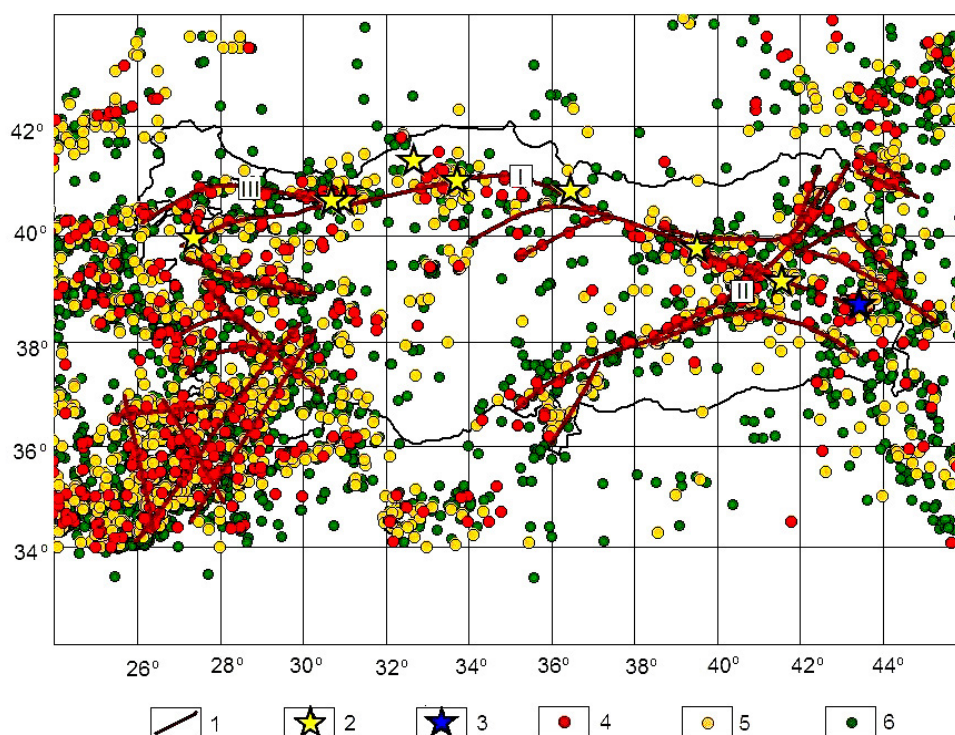


Рис. 16. Северо-Анатолийский разлом и его основные сегменты.

1 – основные разломы: I – Северо-Анатолийский разлом, II – Восточно-Анатолийский разлом, III – западное ответвление Северо-Анатолийского разлома; 2 – сильные землетрясения, которые упоминаются в работах других исследователей; 3 – новые события; 4–6 – землетрясения с магнитудами M: 4 – ≥ 5.4 , 5 – 4.8–5.3, 6 – 4.3–4.7.

Fig. 16. The North Anatolian fault and its main segments.

1 – main faults: I – the North Anatolian fault, II – the East Anatolian fault, III – the Western branch of the North-Anatolian fault; 2 – strong earthquakes mentioned in publications of other researchers; 3 – new events; 4–6 – earthquakes with magnitudes M: 4 – ≥ 5.4 , 5 – 4.8–5.3, 6 – 4.3–4.7.

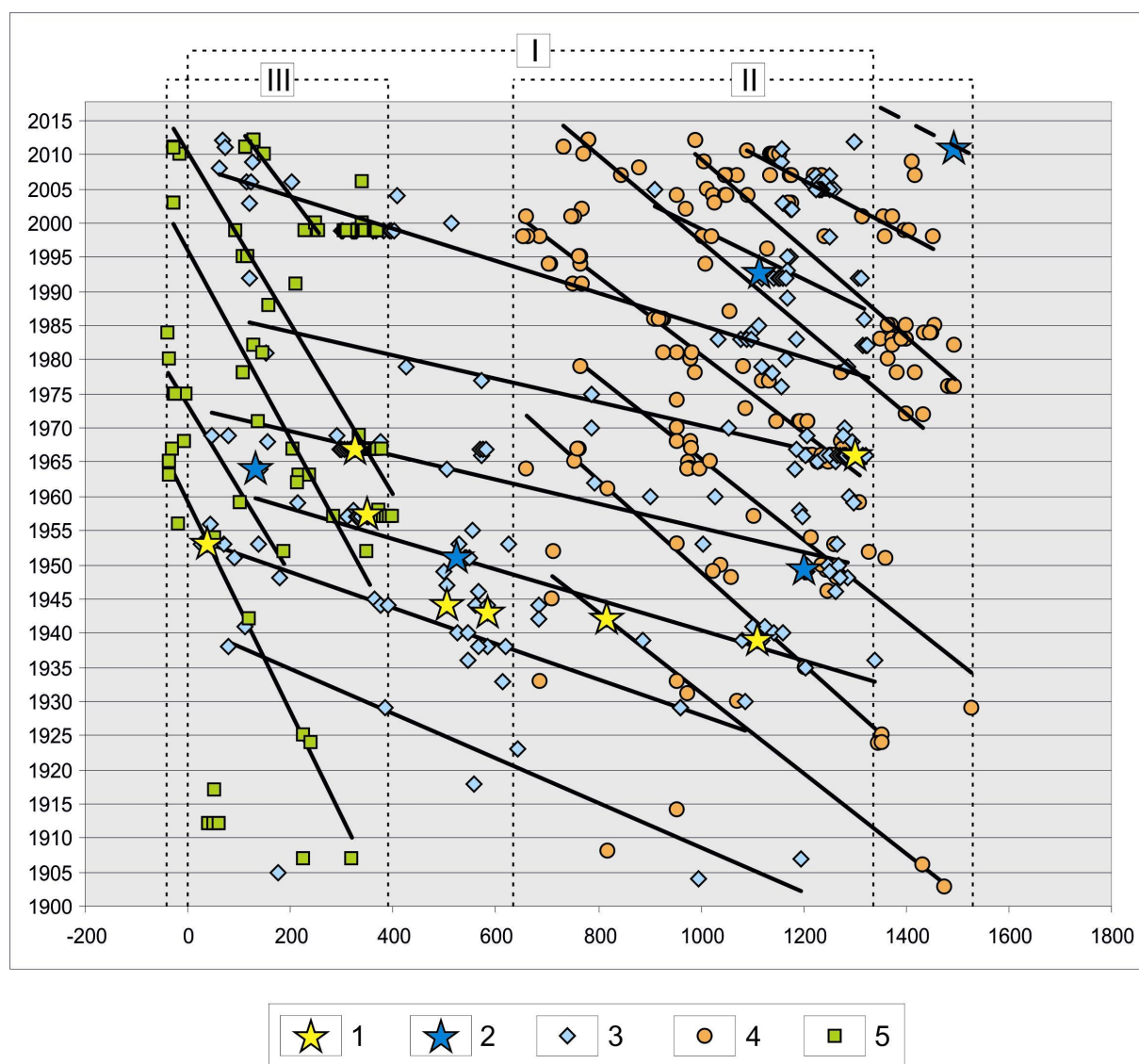


Рис. 17. Графики в координатах «время событий – места локализации событий» для ансамбля Северо-Анатолийского разлома.

I – Северо-Анатолийский разлом, II – Восточно-Анатолийский разлом, III – западное ответвление Северо-Анатолийского разлома. 1 – сильные землетрясения, которые упоминаются в работах других исследователей; 2 – новые события; 3–5 – землетрясения с магнитудами M : 3 – ≥ 5.4 , 4 – 4.8–5.3, 5 – 4.3–4.7.

Fig. 17. Dates of seismic events versus locations of the events in the ensemble of the North Anatolian fault.

I – the North Anatolian fault, II – the East Anatolian fault, III – the Western branch of the North Anatolian fault. 1 – earthquakes mentioned in publications of other researchers; 2 – new events; 3–5 – earthquakes with magnitudes M : 3 – ≥ 5.4 , 4 – 4.8–5.3, 5 – 4.3–4.7.

ное многими исследователями «отклонение» от устанавливаемой временной последовательности локализации сильных событий в главном Северо-Анатолийском разломе является результатом, скорее всего, ошибочной связи землетрясений № 6 и 8 (см. рис. 15) с западным сегментом главного разлома, а землетрясения № 7 – с восточной частью главного разлома. Фактическое по состоянию на настоящее время эпицентральное поле землетрясений пространственно лучше увязывается с названными сегментами главного разлома, в которых фиксируется тот же вектор деформационных волн, но с иной фазовой скоростью. Эпицентры сейсмических событий с $M \geq 4.3$, «накопленные» с 1900 по 2012 г., позволяющие по изложенной методике оценить векторы деформационных волн, их параметры (табл. 2, 3). Таким образом, известное уже много лет изменение направления миграций сильных землетрясений в области динамического влияния Северо-Анатолийского разлома не является нарушением волновой картины последовательности процесса, а находит другое толкование, которое позволяет по-прежнему считать однонаправленную миграцию сильных событий

ционных волн, но с иной фазовой скоростью. Эпицентры сейсмических событий с $M \geq 4.3$, «накопленные» с 1900 по 2012 г., позволяющие по изложенной методике оценить векторы деформационных волн, их параметры (табл. 2, 3). Таким образом, известное уже много лет изменение направления миграций сильных землетрясений в области динамического влияния Северо-Анатолийского разлома не является нарушением волновой картины последовательности процесса, а находит другое толкование, которое позволяет по-прежнему считать однонаправленную миграцию сильных событий

Т а б л и ц а 2. Коэффициенты корреляций и уравнения регрессий «время событий – места локализаций землетрясений», произошедших в областях динамического влияния Северо-Анатолийской системы разломов по данным 1900–2012 гг.

Table 2. Correlation coefficients and regression equations of ‘time of events – locations of earthquakes’ that occurred in the areas of dynamic influence of the North Anatolian fault system according to the data from 1900 to 2012

Разломы	Количество сейсмических событий с магнитудой $M \geq 4.3$, используемых в анализе	Количество временных совокупностей (периодов)	Коэффициент корреляции в соответствии с совокупностями группировок землетрясений по годам	Уравнения регрессии $t(\ell)$: t – время фиксации землетрясения, годы; ℓ – место землетрясения как расстояние от западного окончания сегмента или разлома, км
Северо-Анатолийский разлом	228	7	$R_1 = 0.96$ $R_2 = 0.98$ $R_3 = 0.90$ $R_4 = 0.95$ $R_5 = 0.91$ $R_6 = 0.97$ $R_7 = 0.85$	$t = (-0.0327 \cdot \ell + 1941.4)$ $t = (0.0261 \cdot \ell + 1954.1)$ $t = (0.0223 \cdot \ell + 1962.7)$ $t = (0.0178 \cdot \ell + 1973.1)$ $t = (0.0172 \cdot \ell + 1987.5)$ $t = (0.0224 \cdot \ell + 2007.7)$ $t = (0.0365 \cdot \ell + 2035.6)$
Восточно-Анатолийский разлом	175	7	$R_1 = 0.99$ $R_2 = 0.99$ $R_3 = 0.96$ $R_4 = 0.98$ $R_5 = 0.97$ $R_6 = 0.96$ $R_7 = 0.96$	$t = (0.0588 \cdot \ell + 1952.8)$ $t = (0.0674 \cdot \ell + 1973.5)$ $t = (0.0595 \cdot \ell + 1987.3)$ $t = (0.0571 \cdot \ell + 2001.6)$ $t = (0.0635 \cdot \ell + 2020.9)$ $t = (0.0637 \cdot \ell + 2032.3)$ $t = (0.0405 \cdot \ell + 2029.8)$
Западная ветвь Северо-Анатолийского разлома	101	5	$R_1 = 0.99$ $R_2 = 0.94$ $R_3 = 0.93$ $R_4 = 0.97$ $R_5 = 0.96$	$t = (0.1537 \cdot \ell + 1965.2)$ $t = (0.1231 \cdot \ell + 1978.2)$ $t = (0.1267 \cdot \ell + 1998.4)$ $t = (0.1213 \cdot \ell + 2012.9)$ $t = (0.1058 \cdot \ell + 2029.5)$

Т а б л и ц а 3. Характеристика параметров деформационных волн – триггерных механизмов сейсмических событий с $M \geq 4.3$ в Северо-Анатолийской системе разломов

Table 3. Characteristics of deformation wave parameters – triggering mechanisms of seismic events with $M \geq 4.3$ in the North Anatolian fault system

Разломы	Направление движения волн	Средняя фазовая скорость волны, км/год	Длина волны, км	Период, год
Северо-Анатолийский разлом	Восток-запад	43	645	15
Восточно-Анатолийский разлом	Восток-запад	17	255	15
Западная ветвь Северо-Анатолийского разлома	Восток-запад	8	120	15

неоспоримым фактом воздействия деформационных волн. При этом необходимо принимать во внимание, что устанавливаемые по описанной методике векторные скорости миграции очагов землетрясений в областях динамического влияния крупных разломов, мега-разломов могут корректироваться в зависимости от сочетания направленности или деталей внутренней структуры отдельных разрывов, формирующих мега-разрыв или зону повышенной деструкции литосферы. Корректировка вносит частные изменения, но не дезавуирует принципиальную волновую картину.

Можно применить описываемую методику [Sherman, Gorbunova, 2008a, 2008b] для фиксации де-

формационных волн и оценки их параметров не только для отдельных разломов и областей их динамического влияния. На мелкомасштабных картах сейсмические зоны представляются в виде узких полос или виртуальных осевых линий, отражающих центральную часть зоны с максимальной плотностью эпицентров [Sherman et al., 2004]. Осевые линии, по сути отражающие сейсмическую зону в интегрированном виде и мелкомасштабном изображении, можно рассматривать как разломы с соответствующей им областью динамического влияния. Ее контуры – суть поля интенсивной плотности эпицентров. Применение описанной методики позволяет оценить волновой процесс и его пара-

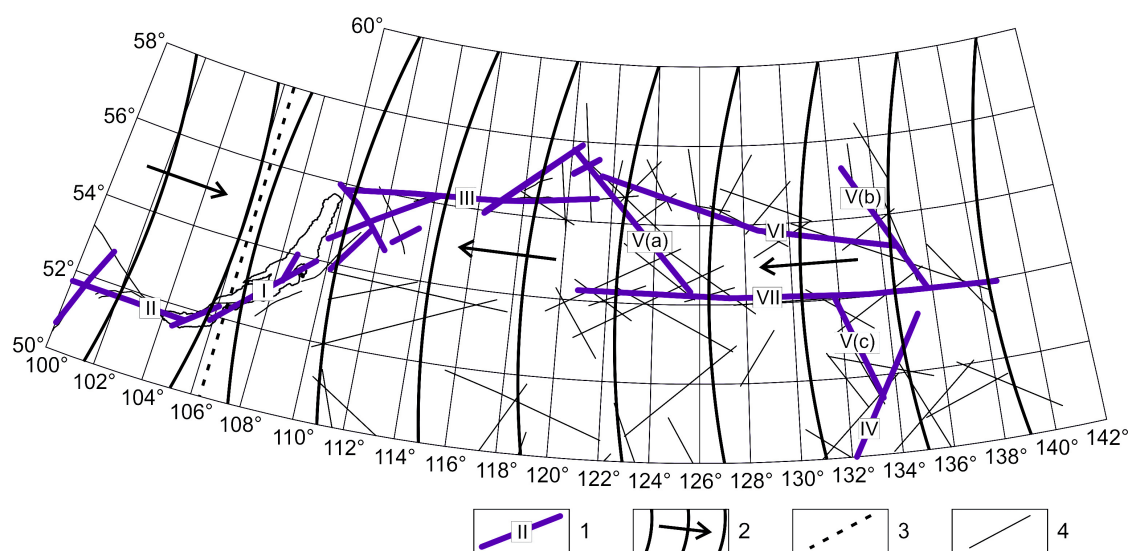


Рис. 18. Схема основных сегментов сейсмоактивных деструктивных зон Прибайкалья и Приамурья и фронтов деформационных волн второго глубинного уровня (основа схемы составлена по [Sherman, 2009; Sherman et al., 2011]).

1 – основные сегменты сейсмоактивных деструктивных зон и их номера по авторскому каталогу; 2 – фронты волн и их векторы; 3 – граница изменения векторов деформационных волн; 4 – активные разломы.

Fig. 18. The scheme of main segments of seismically active destruction zones in Pribaikalie and Priamurie and fronts of deformation waves of the second depth level (the scheme is based on data from [Sherman, 2009; Sherman et al., 2011]).

1 – main segments of seismically active destruction zones and their codes according to the catalogue consolidated by the authors; 2 – fronts and vectors of waves; 3 – boundary between changes of vectors of deformation waves; 4 – active faults.

метры в целом для всей зоны. Попутно заметим, что К. Касахара [Kasahara, 1981], русский перевод книги которого появился в 1985 г., линейные группировки очагов землетрясений в узких зонах земной поверхности предложил называть «сейсмическими зонами», а их условные плоскости, простирающиеся на значительную глубину по гипоцентрам, – «сейсмическими плоскостями». То есть, сейсмическая зона в двух измерениях – это своеобразная плоскость разлома. Подобную зону и плоскость было предложено считать гигантским макроскопическим разломом, или мегаразломом. Позднее К.Г. Леви [Levi, 1991] аналогичные сейсмические группировки эпицентров на земной поверхности предложил называть «сейсмическими структурами». Ни в одном из предложенных определений не содержались конкретные критерии по количеству сейсмических событий, их плотности и факторам структурного контроля, необходимым и достаточным для выделения зон, структур или плоскостей. В монографии В.В. Ружича [Ruzhich, 1997] для обобщения выводов по соотношениям разломной тектоники и сейсмичности в Байкальской сейсмической зоне было успешно применено понятие «сеймотектоническая деструкция», символизирующее всю разломную тектонику Байкальской рифтовой системы и происходящие в ней сейсмические процессы. Иными словами, Байкальская рифтовая система представлялась в форме мегаразлома. И в настоящее время при генерализации

деталей строения зоны современной деструкции литосферы вся ее структура и пространственное положение выражаются на мелкомасштабных картах в форме осевых линий [Sherman et al., 2012]. Они «объединяют» сгущение региональных разрывов, основные сместители разрывов или собственно магистральный разрыв, узкую полосу сгущения плотности очагов землетрясений (за принятый интервал времени!) и, как правило, эпицентры произошедших за исторический период времени сильных землетрясений в единый разрыв и область его динамического влияния. Этот прием использован нами при изучении деформационных волн и их параметров в сегментах Байкальской сейсмической зоны и сейсмических зонах Центральной Азии [Sherman, Gorbunova, 2008a, 2008b, 2011; Sherman et al., 2012; Liu et al., 2007].

В границах Байкальской рифтовой системы выделена зона современной деструкции литосферы [Sherman et al., 2004]. Она представляет собой пояс современного разломообразования и/или активизации разломов более древнего заложения в сочетании с линейно расположенными стабильными в течение многолетнего периода времени ареалами концентрации эпицентров землетрясений. Последние отражают активно протекающий в настоящее время процесс удлинения, слияния или формирования отдельных разломов, что в целом характеризует активизацию, разломообразование и синхронно сопутствующую им сейсмичность на

Таблица 4. Параметры деформационных волн – триггерных механизмов сейсмических событий в Байкальской сейсмической зоне

Table 4. Parameters of deformation waves – triggering mechanisms of seismic events in the Baikal seismic zone

Сегменты сейсмической зоны (длина, км)	Направление	Количество используемых в анализе сейсмических событий, их магнитуды (классы)	Длина волн, км	Скорость волн, км/год; векторное направление	Период волн, годы (период сейсмических активизаций)
I-1 Центральный (649)	NE (50°)	123, M=4.4–6.6 (K=12–16)	340	17 SW–NE	20
I-2 Юго-Западный (342)	WE (270°)	51, M=4.4–6.6 (K=12–16)	640	29 W–E	22
I-3 Северо-Восточный (708)	WE (75°)	68, M=4.4–7.2 (K=12–17)	360	13 E–W	28

современном геодинамическом этапе развития Байкальской рифтовой системы. Зона современной деструкции может рассматриваться как самостоятельная разрывная геотектоническая структура более высокого по сравнению с крупными разломами иерархического уровня, контролирующая Байкальскую сейсмическую зону.

В Байкальской сейсмической зоне выделены основные сегменты (рис. 18), для которых изучены направления деформационных волн и их параметры (табл. 4). Видно, что в единой по структуре зоне выделяются два векторных направления: с запада на восток и с востока на запад. Разделяющая их граница проходит примерно по 105–106° в.д. В восточном направлении от восточной границы Байкальской сейсмической зоны вектор волновых процессов также ориентирован с востока на запад, что свидетельствует о значительном по расстоянию региональном распространении деформационных волн [Sherman et al., 2011]. Поскольку волновые параметры оценены по внутрикоровым очагам землетрясений, сами волны следует считать распространяющимися на внутрикоровой глубине, соответствующей верхнему упругому слою литосферы.

Протяженные деструктивные зоны литосферы Азии выделены при анализе эпицентрального поля сильных землетрясений с $M \geq 4.5$ Азии [Sherman, 1986; Sherman et al., 2005a]. Они представляют собой линейно вытянутые пространственно-сближенные области сгущения региональных и локальных разломов и повышенной плотности эпицентров землетрясений, образующие базовую основу нескольких сейсмических зон, рассматриваемых в данных конкретных случаях как мегаразломы с соответствующей областью динамического влияния. Оценка короткопериодной активизации мегаразломов проведена по описанной выше методике для разломов. Составлена схема векторов направленности деформационных волн в сейсмических зонах Центральной Азии (рис. 19), и зафиксирована их общность в ряде смежных зон. Схема дает основание для заключения о едином согласованном механизме активизации сейсмических зон деформационными волнами, генезис которых связан со значительными перемещениями, ре-

гистрируемыми на межплитных и/или межблоковых границах структурными и методами GPS-геодезии.

Анализ схемы деформационных волн в сейсмических зонах Центральной Азии (рис. 19) выявляет намечающуюся субмеридиональную границу, разделяющую преобладающие направленности их векторов. Граница коррелирует с некогда выделенной Ю.В. Комаровым и др. [Komarov et al., 1978] Транс-азиатской зоной ВЕБПС (Зона Верхояно-Бирманского сочленения), а еще ранее с выделенной Г.Н. Каттерфельдом [Katterfeld, 1962] физической границей Западного и Восточного полушарий Земли – «истинным» меридианом, разделяющим планету на западную и восточную части. Намечаемая субмеридиональная граница векторов деформационных волн фиксируется и существенным различием в плотности очагов землетрясений: в западной от границы континентальной коре их плотность во много раз выше, чем в восточной. На это обстоятельство обращали внимание многие исследователи [Gatinsky et al., 2011a, b]. Оно же является дополнительным аргументом региональной в пространственном отношении согласованности в направленности деформационных волн в континентальной литосфере Центральной Азии. Однако региональные направленности векторов деформационных волн могут и не совпадать с их локальной направленностью, выявляемой по отдельным разломам или их ансамблям. Это свидетельствует о том, что и деформационные волны могут быть нескольких иерархических уровней.

Изучены параметры деформационных волн сейсмических зон Центральной Азии. В таблицах 5, 6 представлены результаты анализа миграций очагов землетрясений разной силы в различных сейсмических зонах континентальной Азии. Методы оценки полученных параметров деформационных волн различны, регионы значительно удалены друг от друга, результаты же во многом сходны (таблицы 6, 7). Они позволяют выделить наиболее распространенные типы деформационных волн и их глубинные уровни, стимулирующие сейсмические процессы в сейсмических зонах континентальной литосферы в различные интервалы главным образом реального времени.

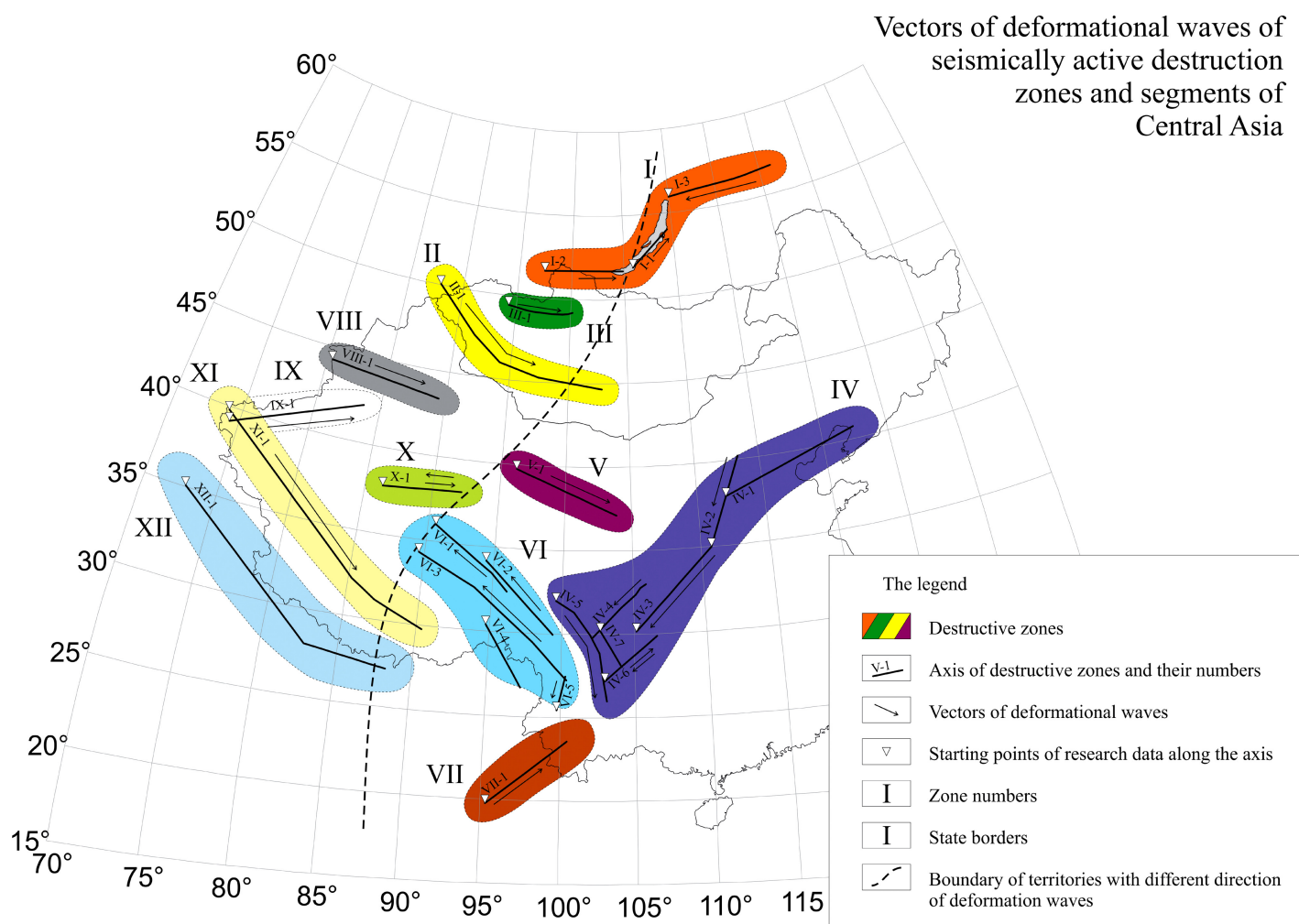


Рис. 19. Векторы деформационных волн сейсмических зон (деструктивных зон) Центральной Азии.

Цветом обозначены сейсмические зоны, соответствующие зонам современной деструкции литосферы, пронумерованным в таблицах 5, 6.

Fig. 19. Vectors of deformation waves zones in seismic zones (destruction zones) of Central Asia.

Seismic zones shown in colours correspond to the tabulated areas of recent destruction of the lithosphere (Tables 5 and 6).

Заклячая раздел статьи о региональных и трансрегиональных волновых процессах в верхней хрупкой части литосферы как триггерных механизмах возбуждения землетрясений на различных иерархических уровнях, необходимо обратить внимание на развиваемую крупнейшим специалистом по прогнозу землетрясений Г.А. Соболевым [Sobolev, 2011] концепцию их предсказуемости на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. Оно выражается в проявлении фаз неустойчивого равновесия, которые проявляются на разных стадиях развития очага землетрясения, отражая состояние метастабильности вмещающей среды. К ним относятся зафиксированные проявления скрытых периодических колебаний перед четырьмя сильными землетрясениями Камчатки. Возникавшие перед землетрясениями короткопериодные (от часов до примерно года) периодические колебания установ-

лены по анализу спектрально-временных диаграмм. Более того, перед известным Кроноцким землетрясением (5.12.1997 г.; $M=7.8$) зарегистрировано удлинение периода колебаний от 0.9 до 1.8 года по мере приближения момента землетрясения [Sobolev, 2003]. Природа подобных колебаний пока глубоко не постигнута. Для подхода к ней были изучены более короткие периоды, характерные для динамики микросейсмических колебаний перед некоторыми сильными землетрясениями мира [Sobolev, 2004; Sobolev et al., 2005]. Оказалось, что за разное время до сильных землетрясений (часы, сутки, несколько суток) фиксируются колебания с периодами в десятки минут. На близко расположенных к эпицентру землетрясений станциях колебания происходили несинхронно. Небольшая статистика наблюдений позволяет увязывать короткопериодные колебания перед сильными землетрясениями:

Т а б л и ц а 5. Параметры деформационных волн – триггерных механизмов сейсмических событий в сейсмических зонах Центральной Азии

Table 5. Parameters of deformation waves – triggering mechanisms of seismic events in seismic zones of Central Asia

Сейсмические зоны, расположение	Номер магистрального разлома (длина, км)	Направление	Количество используемых в анализе сейсмических событий, их магнитуды (классы)	Длина волн, км	Скорость волн, км Вектор направленности волн	Период волн, годы (сейсмические активизации)
Зона II, Монголия	II-1 (1360)	WNW (300°)	836, M=3.0–7.8 (K=10–18)	265	13 WNW–ESE	21
Зона V, Китай	V-1 (734)	WNW (295°)	86, M=3.5–6.2 (K=10–14)	182	10 WNW–ESE	18
Зона VIII, Китай	VIII-1 (748)	W-E (290°)	121, M=3.4–5.8 (K=10–15)	232	12 W–E	19
Зона IX, Китай	IX-1 (902)	ENE (85°)	422, M=3.0–7.5 (K=10–18)	139	9 WSW–ENE	15

Т а б л и ц а 6. Коэффициенты детерминации и уравнения регрессии «время-место локализации» сейсмических событий в сейсмических зонах Центральной Азии в 1950–2010 гг.

Table 6. Coefficients of determination and regression equations of ‘time-location’ of seismic events that occurred in seismic zones of Central Asia in the period from 1950 to 2010.

Сейсмические зоны, их расположение	Номер магистрального разлома (длина, км)	Количество используемых в анализе сейсмических событий, их магнитуды (классы)	Количество сейсмических активизаций (периодов)	Коэффициенты детерминации	Уравнение регрессии
Зона II, Монголия	II-1 (1360)	836, M=3.0–7.8 (K=10–18)	3	$R_1^2=0.75$ $R_2^2=0.80$ $R_3^2=0.84$	$t = (0.0934 \cdot \ell + 1912.6)$ $t = (0.076 \cdot \ell + 1943.5)$ $t = (0.0714 \cdot \ell + 1967.6)$
Зона V, Китай	V-1 (734)	86, M=3.5–6.2 (K=10–14)	5	$R_1^2=0.64$ $R_2^2=0.75$ $R_3^2=0.89$ $R_4^2=0.84$ $R_5^2=0.73$	$t = (0.0759 \cdot \ell + 1941.5)$ $t = (0.0978 \cdot \ell + 1939.3)$ $t = (0.0966 \cdot \ell + 1957.3)$ $t = (0.1068 \cdot \ell + 1973.9)$ $t = (0.1234 \cdot \ell + 1990.5)$
Зона VIII, Китай	VIII-1 (748)	121, M=3.4–5.8 (K=10–15)	3	$R_1^2=0.79$ $R_2^2=0.64$ $R_3^2=0.65$	$t = (0.0971 \cdot \ell + 1930.2)$ $t = (0.0927 \cdot \ell + 1954.3)$ $t = (0.0644 \cdot \ell + 1981.1)$
Зона IX, Китай	IX-1 (902)	422, M=3.0–7.5 (K=10–18)	5	$R_1^2=0.86$ $R_2^2=0.55$ $R_3^2=0.84$ $R_4^2=0.78$ $R_5^2=0.85$	$t = (0.1421 \cdot \ell + 1878.2)$ $t = (0.1259 \cdot \ell + 1907.2)$ $t = (0.0971 \cdot \ell + 1941.1)$ $t = (0.0995 \cdot \ell + 1955.2)$ $t = (0.0839 \cdot \ell + 1975.8)$

Кроноцким (5.12.1997 г.; M=7.8), Суматранским (26.12.2004 г.; M=9.2) и Маккуори, к юго-западу от Новой Зеландии (24.12.2004 г.; M=7.9) с тайфуном, возникшим в Тихом океане за трое суток до Кроноцкого землетрясения, в других случаях – с воздействиями от удаленных сильных землетрясений. Однозначная природа возникновения периодических колебаний и их синхронизации пока не установлена. В числе внешних и внутренних вероятных источников короткопериодных колебаний Г.А. Соболев [Sobolev, 2011, p. 43] особо отмечает и литосферный фактор. «Нельзя исключить и механизм зарождения обсуждаемых колебаний чисто литосферного происхождения». В этом отношении автор статьи полностью согласен с Г.А. Соболевым, так же как и с выделенным курсивом текстом в

его книге: «Без большого преувеличения можно сказать: *время возникновения всех землетрясений определяется триггерным воздействием*» [Sobolev, 2011, p. 45]. Вопрос заключается в многообразии триггеров (от естественных до искусственных по происхождению) и в степени их воздействия (во многом связанного с энергетическим потенциалом триггеров) на сейсмические процессы.

Весьма короткопериодные колебания, зафиксированные Г.А. Соболевым и коллегами, возможно, отражают и волновой процесс. Он не исключается и вышецитированными авторами, и многими другими [Guglielmi, Zotov, 2013; Lyubushin, 2013; Kocharyan, 2012; Adushkin, Spivak, 2012], что дает основание считать наличие в верхней части хрупкой литосферы Земли

Таблица 7. Основные параметры деформационных волн на основе различных методов исследования миграций очагов землетрясений в различных регионах континентальной литосферы Азии

Table 7. Main parameters of deformation waves as determined by various methods of studies of earthquake migration in different regions of the continental lithosphere of Asia

Регионы и сейсмические зоны	Параметры деформационных волн				
	Типы волн и сегменты зон	Длина, км	Фазовая скорость, м/млн лет (m/a)	Период, годы	Магнитуда контролируемых землетрясений
Гималайская подвижная дуга, сейсмические зоны Центральной Азии [Wang, Zhang, 2005]	Главные волны	1035 ~ 2130	0.442 ~ 0.827	1.25~4.31 (млн лет)	Не контролируют сильные землетрясения
	Группа движущихся волн	761~1385	0.237~3.009	0.404~3.205 (млн лет)	Возможен в ограниченных случаях контроль сильных землетрясений
	Единичные из группы движущихся волн	347~480	0.407~5.172	0.067~1.179 (млн лет)	Возможен контроль сильных землетрясений
Северо-Анатолийская система разломов	Северо-Анатолийский разлом	645	43	15	Контролируют землетрясения с $M \geq 4.4$
	Восточно-Анатолийский разлом	255	17	15	
	Западная ветвь Северо-Анатолийского разлома	120	8	15	
Байкальская сейсмическая зона	Центральный сегмент	340	17	20	$M=4.4-6.6$ ($K=12-16$)
	Юго-западный сегмент	640	29	22	$M=4.4-6.6$ ($K=12-16$)
	Северо-восточный сегмент	360	13	28	$M=4.4-7.2$ ($K=12-17$)
Сейсмические зоны Центральной Азии	Зона II, Монголия	265	13	21	$M=3.0-7.8$ ($K=10-18$)
	Зона V, Китай	182	10	18	$M=3.5-6.2$ ($K=10-14$)
	Зона VIII, Китай	232	12	19	$M=3.4-5.8$ ($K=10-15$)
	Зона IX, Китай	139	9	15	$M=3.0-7.5$ ($K=10-18$)

весьма короткопериодных волн, в том числе деформационных, вполне реальным явлением. Так, В.В. Адушкин и А.А. Спивак [Adushkin, Spivak, 2012] показали широкое распространение микросейсм с частотами 10^{-4} – 10^{-5} и меньше на земном шаре. Их в основном образуют около 1 млн землетрясений с $M \geq 2$ и более 10000 – с $M \geq 4$. Микросейсмические колебания не только способствуют накоплению упругой энергии на неоднородностях земной коры, но и являются триггером ее высвобождения. Трудность классификации короткопериодных волн – в их широком распространении и многофакторном генезисе.

Различные методы фиксирования волновых процессов в литосфере, широкое распространение разнообразных типов деформационных волн, их неодинаковые параметры и глубинные уровни генерации, в целом по-разному стимулирующие сейсмические процессы в сейсмических зонах, позволяют выделить наиболее распространенные типы деформационных волн и их характерные глубинные уровни.

5. ГЛУБИННЫЕ УРОВНИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ВОЛН В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ

Несмотря на различные терминологические названия, употребляемые разными авторами для волн, сти-

мулирующих сейсмические события различной магнитуды, нами чаще всего используется общий термин – деформационные волны. Именно сейсмические события, возбуждаемые деформационными волнами, есть результат деформаций и смещений по разломам, независимо от принимаемой концепции по физике очагов землетрясений и деталей механизма их разрядки. Сопоставление параметров деформационных волн, оцененных двумя принципиально разными методами (по локализации эпицентров сильных землетрясений, их геодинамической обстановке и расчетным данным и по локализации эпицентров землетрясений в областях динамического влияния разломов или сейсмических зонах как интегрированных целостных структурах по специальной методике с использованием статистического метода для землетрясений с $M \geq 2.2$), показывает наличие трех глубинных уровней их генерации и распространения в континентальной литосфере.

Авторские представления показаны на рис. 20. Различные параметры волн, в том числе векторная направленность, определяют их распространение, фазовую скорость, период, длину и взаимную независимость. «Медленные волны», обуславливающие волновые процессы в литосфере, охватывают всю литосферу, постепенно затухают в одном из направлений по мере удаления от источника их генерации. В рассматриваемом случае Гималайской системы генерации

Таблица 8. Усредненные параметры деформационных волн, стимулирующих сейсмический процесс в континентальной литосфере Центральной Азии

Table 8. Averaged parameters of deformation waves that stimulate the seismic process in the continental lithosphere of Central Asia

Сейсмические зоны	Параметры				
	Длина волн, км	Фазовая скорость, км/год	Периоды, год	Волновой процесс	Структурный контроль
Гималайская подвижная дуга	413	Максимум 5 км/год	До 1 км/млн лет	Единичные из группы движущихся волн	Крупные удаленные друг от друга разломы
Северо-Анатолийская система разломов	340	23	15	Систематический волновой процесс	Взаимосвязанная система разломов
Байкальская сейсмическая зона	445	20	23	Систематический волновой процесс	Взаимосвязанная система разломов
Сейсмические зоны Центральной Азии	205	11	18	Систематический волновой процесс	Удаленные друг от друга различные системы разломов

волн их затухание происходит в восток-северо-восточном направлении. В сейсмическом процессе энергетический потенциал «медленных волн» преимущественно направлен на нарушение динамического равновесия метастабильной разломно-блоковой среды литосферы. В результате происходят смещения блоков, наиболее высокоамплитудные подвижки по которым могут генерировать очень сильные землетрясения. Чувствительность к медленным волнам проявляют очень крупные литосферные плиты, границы между которыми представляют собой зоны деструкции литосферы. В зонах деструкции реализация смещений происходит дискретно и с разными скоростями на различных участках или сегментах. При высокой скорости смещений отдельных сегментов волны генерируются в верхней хрупкой части литосферы и распространяются преимущественно в пределах примыкающих к сегментам блоков. В таких случаях формируются зоны современной деструкции литосферы как результат интенсивной активизации разломов и возбуждения в них очагов землетрясений. Подобные волны являются триггерными механизмами сейсмического процесса как на межблоковой границе, так и в отдельных удаленных от границы активизирующихся внутриплитных разломах. Еще раз подчеркнем, что медленными, с большой длиной волны и очень продолжительным периодом, являются деформационные волны в континентальной литосфере, генерированные на границах межплитных и межблоковых смещений со значимой величиной смещений. Она вызывается вертикальными движениями, возникающими на границе астеносфера–литосфера в полном соответствии с представлениями В.Н. Николаевского и Т.К. Рамазанова [Nikolaevsky, Ramazanov, 1984, 1985, 1986]. Наличие деформационных волн, охватывающих всю литосферу, согласуется с представлениями W. Elsasser [Elsasser, 1969], соответствует логике интерпретации и методике расчетов [Wang, Zhang, 2005]. В общем случае можно уверенно утверждать, что редкие сильные глубоководные землетрясения связаны с волновыми процес-

сами, генерированными подлитосферными течениями или, что менее вероятно, другими вне- или общелитосферными источниками, сильные и все другие землетрясения с $M \leq 5.0-6.0$ – с волновыми процессами в верхней хрупкой части литосферы и/или волнами, распространяющимися только в земной коре. Пока еще небогатый по количеству наблюдений фактический материал позволяет рассматривать три глубинных уровня распространения деформационных волн.

Для литосферы Земли характерны три группы деформационных волн: волны, охватывающие всю литосферу и генерированные в основном подлитосферными течениями в астеносферном слое; волны, охватывающие преимущественно верхнюю хрупкую часть литосферы, генерированные главным образом подвижками внутри литосферных плит или ее крупных блоков; и волны, охватывающие относительно небольшие блоки земной коры, инициированные редкими сильными землетрясениями или межблоковыми подвижками. Иными словами, волновые процессы в литосфере чисто условно можно подразделить на происходящие во всей литосфере и ее верхней, упругой, части и собственно в земной коре. Близкие по генетическому критерию классификации разделения площадей и объемов литосферы по напряженному состоянию и типам деструктивных зон [Sherman, 1986; Sherman, Lunina, 2001; Sherman, Zlogoduhova, 2011], а также по относительной степени деструкции литосферы по ее вертикальному разрезу [Sherman, 2012] дополняют аргументацию по глубинным уровням генерации деформационных волн. Количество генераторов волн возрастает по мере приближения к земной поверхности. В земной коре количество и виды генераторов коровых волн может насчитывать несколько источников – от сейсмических волн землетрясений смежных территорий до естественных макроволн океанских штормов и антропогенных технических вибраторов разного рода.

Волновые процессы первого уровня (табл. 6–8) охватывают всю литосферу и генерируются на границе литосфера–астеносфера (рис. 20). Вывод подтвержда-

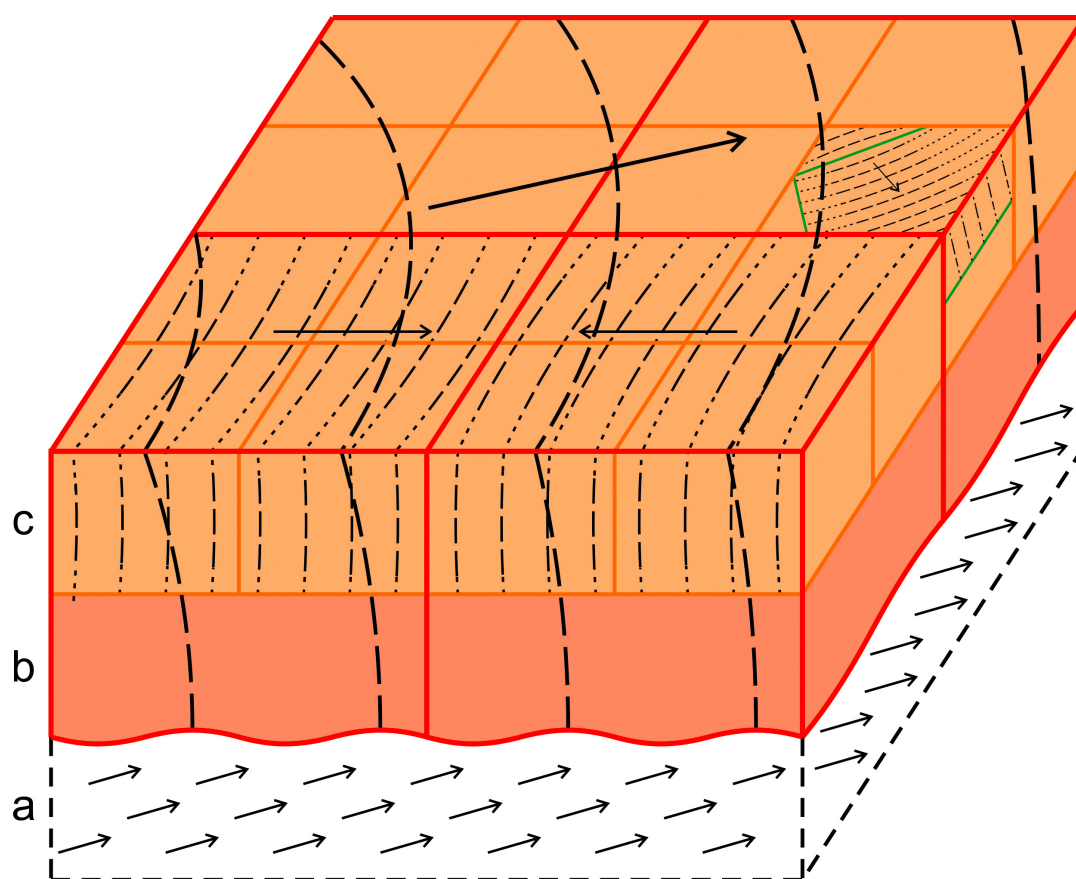


Рис. 20. Глубинные уровни деформационных волн по разрезу «литосфера–астеносфера».

a – астеносфера и векторы течения; *b* – нижняя, вязкоупругая, часть литосферы; *c* – верхняя, хрупкая часть литосферы. Штрихпунктирными линиями показаны фронты деформационных волн, охватывающие соответствующие глубинные уровни. Стрелки указывают векторы движения волн.

Fig. 20. Depth levels of deformation waves in the ‘lithosphere–asthenosphere’ profile.

a – asthenosphere and flow vectors; *b* – the bottom (viscoelastic) part of the lithosphere; *c* – the top (brittle) part of the lithosphere. Dash-dotted lines show fronts of deformation waves, which involve corresponding depth depths. Arrows indicate wave movement vectors.

ется и цитированными выше работами В.Н. Николаевского и коллег, в том числе и результатами расчетов в одной из ранних публикаций [Nikolaevsky, Ramazanov, 1985]. Из-за большого временного периода и значительной длины волн первого глубинного уровня их согласование с сильными землетрясениями континентальной литосферы затруднительно и статистически обосновано слабо. Недостаточно данных для тектонофизической (геодинамической и математической) оценки тесноты связей «время событий – места их локализаций». Тем не менее заметим, что успешно разрабатываются математические методы вероятного прогноза сильных землетрясений [Kossobokov, 2005; Kossobokov, 2011; Kossobokov, Nekrasova, 2012; Lyubushin, 2009, 2010, 2011, 2012], что свидетельствует об определенной закономерности процессов, пока еще полностью не установленной. Аналогичная причина отсутствия достаточного количества наблюдений и трудностей перехода к выявлению закономерностей

применима и к группе медленных движущихся волн. При всем том намечается тенденция влияния волновых процессов в литосфере на нарушение динамического квазиравновесия ее разломно-блоковой среды, в результате чего вероятны редкие сильные землетрясения. Здесь сказываются более короткие длины волн и их периоды, соизмеримые с критериями отсчета временных интервалов по геохронологической шкале.

Волновые процессы второго глубинного уровня охватывают верхнюю хрупкую часть литосферы и весьма ощутимо влияют на сейсмический процесс и отражаются в нем, потому что среда более хрупкая, ее прочностные свойства как относительно стабильного континуального слоя весьма ослаблены из-за разломно-блоковой структуры, видоизменяющей его в метастабильное состояние. Разломно-блоковая, часто интенсивно раздробленная структура верхнего упругого слоя литосферы трансформирует его в чувствительную среду для волнового воздействия и последующие ре-

акции, одной из которых является сейсмичность. Именно этот, подвижный из-за разломно-блоковой структуры, слой литосферы и связанные с ним сейсмические и другие процессы М.А. Садовский и коллеги [Sadovsky et al., 1982; Sadovsky, Pisarenko, 1991] предложили называть геофизической средой. В ней воздействующие на сейсмичность волновые процессы находят многостороннюю реализацию. В частности, сейсмический процесс, объединяющий события с $M \geq 2.2$ в континентальной литосфере, возбуждается в зонах разломов деформационными волнами, характеризующимися соизмеримыми параметрами длины, фазовых скоростей и периодов. Вариации параметров деформационных волн определяются протяженностью разрывов, прочностными свойствами деформируемой среды в полостях разрывов и областях их динамического влияния и многими другими факторами. Выявляются тенденции устойчивой векторной направленности деформационных волн как для обширных по площади геодинамически идентичных регионов, так и для незначительных узких областей динамического влияния активных разломов. Четко определяется распространение волн главным образом в пределах литосферных плит и крупных внутриконтинентальных блоков. Деформационные волны являются триггерным механизмом для преобладающего большинства сейсмических событий самых различных магнитуд, происходящих в верхней, хрупкой, части литосферы.

Волновые процессы третьего, самого верхнего из глубинных уровней генерируются многообразными причинами, в том числе и, безусловно, подвижками блоков различных иерархических рангов. Они генерируются и наведенной сейсмичностью от «сейсмичности», генерируют слабые землетрясения в разломных зонах, интенсифицируют общую нестабильность самой верхней части хрупкой части литосферы – земной коры. По этой причине волновые процессы третьего уровня в весьма метастабильной разломно-блоковой и зонно-блоковой структуре среды усиливают эффект кажущихся хаотически протекающих геолого-геофизических и инженерно-геологических процессов, закономерности которых в «общем хаосе» взаимосвязанных и невзаимосвязанных явлений в земной коре установить сложно.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фактический материал и его детальный анализ дают основание для следующих выводов.

1. Волновой процесс широко распространен в континентальной литосфере Земли и представлен преимущественно деформационными волнами трех глубинных уровней, соответственно охватывающих всю литосферу, ее верхнюю хрупкую часть и собственно земную кору. По скорости распространения деформационные волны классифицируются на «медленные

волны», распространяющиеся по всему разрезу литосферы со скоростью около 1 м/млн лет, и одиночные, или движущиеся, деформационные волны, распространяющиеся в верхней, хрупкой, части континентальной литосферы со скоростью от километров до десятков километров в год.

2. Наличие в Центральной Азии трансконтинентальной границы векторной направленности деформационных волн и сравнимых показателей их параметров в территориально сближенных и во многом идентичных сейсмических зонах литосферы позволяет считать деформационные волны значимым триггерным механизмом, определяющим сейсмические режимы континентальных сейсмических зон.

3. Деформационные волны характеризуются различными параметрами и разной степенью воздействия на сейсмический процесс в сейсмических зонах континентальной литосферы.

4. Параметры деформационных волн определяют селективную короткопериодную активизацию разломов и закономерности пространственно-временной локализации в областях динамического влияния сейсмических событий с $M \geq 4.0$.

5. Локализация землетрясений в областях динамического влияния разломов является результатом, прежде всего, триггерного воздействия на метастабильное состояние разломно-блоковой среды литосферы деформационных волн, параметры которых определяют время и место возникновения событий в пределах допустимых вариаций расчетов.

6. Ведущим фактором последовательного, закономерного в пространстве и времени накопления очагов землетрясений в сейсмической зоне являются воздействующие на геофизическую среду деформационные волны.

Такое понимание базовой основы сейсмического процесса требует его более глубокого обоснования на фоне известных современных представлений, его обновленной феноменологической концепции и построения модели сейсмической зоны как самостоятельной геолого-геофизической структуры литосферы с отчетливо выраженными свойствами, позволяющими тестировать ее на предмет возможностей прогноза землетрясений.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Автор чтит память академика С.В. Гольдина, поддержавшего методические разработки автора о фиксации деформационных волн в областях динамического влияния разломов и их воздействии на сейсмический процесс. Автор благодарит профессоров В.Г. Быкова, А.В. Викулина, А.Д. Завьялова, Г.Г. Кочаряна, Ю.О. Кузьмина, Е.А. Рогожина за неоднократные продуктивные творческие встречи и дискуссии по затронутым в статье проблемам и выражает искрен-

нюю признательность ближайшим коллегам по работе: С.А. Борнякову, В.С. Имаеву, К.Г. Леви, В.В. Ружичу, В.А. Санькову, К.Ж. Семинскому, Р.М. Семенову за неизменное многолетнее содружество.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 12-05-91161-ГФЕН_а, программой ОНЗ РАН 7.7, проектом президиума РАН №4.1.

8. ЛИТЕРАТУРА

- Adushkin V.V., Spivak A.A., 2012. Near-Surface geophysics: complex investigations of the lithosphere–atmosphere interactions. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (3), 181–198. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312020012>.
- Allen C.R., 1969. Active faulting in northern Turkey. California Institute of Technology, California, p. 32–34.
- Bornyakov S.A., 2010. Experimental study of the mechanisms of seismic activation of faults in destructive zones of the lithosphere. *Physical Mesomechanics* 13 (4), 103–108.
- Bornyakov S.A., Tarasov A.A., Miroshnichenko A.I., Chernykh E.N., 2012. Wave dynamics in fault zones from experimental data. In: Recent geodynamics of central asia and hazardous natural processes: quantitative research results. Proceedings of the All-Russia Conference and Youth School on Recent Geodynamics (Irkutsk, 23–29 September 2012). IEC SB RAS, Irkutsk, V. 1, p. 20–23 (in Russian) [Борняков С.А., Тарасова А.А., Мирошниченко А.И., Черных Е.Н. Волновая динамика в зонах разломов по экспериментальным данным // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 23–29 сентября 2012 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. С. 20–23].
- Bykov V.G., 1999. Seismic Waves in Saturated Porous Rocks. Dal'nauka, Vladivostok, 108 p. (in Russian) [Быков В.Г. Сейсмические волны в пористых насыщенных породах. Владивосток: Дальнаука, 1999. 108 с.].
- Bykov V.G., 2000. Nonlinear Wave Processes in Geological Media. Dal'nauka, Vladivostok, 190 p. (in Russian) [Быков В.Г. Нелинейные волновые процессы в геологических средах. Владивосток: Дальнаука, 2000. 190 с.].
- Bykov V.G., 2001. A Model of unsteady-state slip motion on a fault in a rock sample. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 37 (6), 484–488.
- Bykov V.G., 2005. Strain waves in the Earth: theory, field data, and models. *Russian Geology and Geophysics* 46 (11), 1176–1190.
- Bykov V.G., 2008. Stick-slip and strain waves in the physics of earthquake rupture: experiments and models. *Acta Geophysica* 56 (2), 270–285. <http://dx.doi.org/10.2478/s11600-008-0002-5>.
- Chester F.M., 1995. A rheologic model for wet crust applied to strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100 (B7), 13033–13044. <http://dx.doi.org/10.1029/95JB00313>.
- Dobrovolsky I.P., 1991. The Theory of Tectonic Earthquake Preparation. Institute of the Earth's Physics, Moscow, 224 p. (in Russian) [Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Институт физики Земли, 1991. 224 с.].
- Dobrovolsky I.P., 2009. The mathematical theory of preparation and prediction of tectonic earthquake. FIZMATLIT, Moscow, 240 p. (in Russian) [Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с.].
- Dobrynina V.A., Sankov V.A., 2008. A direction of rupturing in earthquake foci as an indicator of propagation of destruction (as exemplified by the Baikal rift system). In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the central asian mobile belt (from ocean to continent). Proceedings of the Meeting, IEC SB RAS, V. 1, p. 110–112 (in Russian) [Добрынина А.А., Саньков В.А. Направление вспарывания в очагах землетрясений как показатель распространения деструктивного процесса (на примере Байкальской рифтовой системы) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 1. С. 110–112].
- Dubrovsky V.A., 1985. Tectonic waves. *Izvestiya AN SSSR: Fizika Zemli* 1, 29–33 (in Russian) [Дубровский В.А. Тектонические волны // Известия АН СССР: Физика Земли. 1985. № 1. С. 29–33].
- Elsasser W., 1969. Convection and stress propagation in the upper mantle. In: The application of modern physics to the Earth and planetary, New-York: Wiley, p. 223–246.
- Gamburtsev A.G., 1992. Seismic Monitoring of the Lithosphere. Nauka, Moscow, 200 p. (in Russian) [Гамбурцев А.Г. Сейсмический мониторинг литосферы. М.: Наука, 1992. 200 с.].
- Gatinsky Y., Rundquist D., Vladova G., Prokhorova T., 2011a. Up-to-date geodynamics and seismicity of Central Asia. *International Journal of Geosciences* 2 (01), 1–12. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2011.21001>.
- Gatinsky Yu.G., Vladova G.L., Prokhorov T.V., Rundkvist D.V., 2011b. Geodynamics of Central Asia and forecasting of catastrophic earthquake. *Prostranstvo i vremya* 3 (5), 124–134 (in Russian) [Гатинский Ю.Г., Владова Г.Л., Прохорова Т.В., Рундквист Д.В. Геодинамика Центральной Азии и прогноз катастрофических землетрясений // Пространство и время. 2011. Т. 3. № 5. С. 124–134].

- Gershenzon N.I., Bykov V.G., Bambakidis G., 2009. Strain waves, earthquakes, slow earthquakes, and afterslip in the framework of the Frenkel-Kontorova model. *Physical Review E* 79 (5), 056601. <http://dx.doi.org/10.1103/PhysRevE.79.056601>.
- Goldin S.V., 2002. Lithosphere destruction and physical mesomechanics. *Physical Mesomechanics Journal* 5 (5–6), 5–20.
- Goldin S.V., 2004. Dilatancy, Repacking, and Earthquakes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 40 (10), 817–832.
- Gorbunova E.A., Sherman S.I., 2012. Slow deformation waves in the lithosphere: registration, parameters, and geodynamic analysis (Central Asia). *Russian Journal of Pacific Geology* 6 (1), 13–20. <http://dx.doi.org/10.1134/S181971401201006X>.
- Gorbunova E.A., Sherman S.I., 2013. Geoinformation system for recording the deformation waves in seismically active zones of the lithosphere. Software State Registration Certificate No. 2013612772 dated 13 March 2013 (in Russian) [Горбунова Е.А., Шерман С.И. Геоинформационная система фиксирования деформационных волн в сейсмоактивных зонах литосферы. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2013612772 от 13 марта 2013 г.].
- Guberman Sh.A., 1979. D-waves and earthquakes. Theory and analysis of seismological observations. *Vychislitel'naya seismologiya* 12, 158–188 (in Russian) [Губерман Ш.А. D-волны и землетрясения. Теория и анализ сейсмологических наблюдений // Вычислительная сейсмология. 1979. Вып. 12. С. 158–188].
- Guglielmi A.V., Zotov O.D., 2013. On the near-hourly hidden periodicity of earthquakes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 49 (1), 1–8. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351313010047>.
- Hainzl S., Zöller G., Main I., 2006. Dynamics of seismicity patterns and earthquake triggering. Elsevier, Amsterdam, 244 p.
- Harris R., 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103 (B10), 24347–24358. <http://dx.doi.org/10.1029/98JB01576>.
- Kasahara K., 1979. Migration of crustal deformation. *Tectonophysics* 52 (1–4), 329–341. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90240-3](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(79)90240-3).
- Kasahara K., 1981. Earthquake mechanics. Cambridge University Press, 284 p.
- Kasahara K., 1985. Mechanics of an earthquake. Mir, Moscow, 264 p. (in Russian) [Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.].
- Kato N., Yamamoto K., Hirasawa T., 1992. Strain-rate effect on frictional strength and the slip nucleation process. *Tectonophysics* 211 (1–4), 269–282. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90064-D](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90064-D).
- Katterfeld G.N., 1962. Face of the Earth and Its Origin. State Publishing House of Geographic Literature, Moscow, 152 p. (in Russian) [Каттерфельд Г.Н. Лик Земли и его происхождение. М.: Государственное изд-во географической литературы, 1962. 152 с.].
- Khain V.E., Khalilov E.N., 2008. Spatial and Temporal Regularities of Seismic and Volcanic Activity. SWB, Burgas, 304 p. (in Russian) [Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности. Бургас, SWB, 2008. 304 с.].
- Kocharyan G.G., 2012. Triggering of natural disasters and technogeneious emergencies by low amplitude seismic waves. *Geoeкологиya* 6, 483–496 (in Russian) [Кочарян Г.Г. Инициирование природных катастроф и техногенных аварий сейсмическими колебаниями малой амплитуды // Геоэкология. 2012. № 6. С. 483–496].
- Komarov Yu.V., Belichenko V.G., Misharina L.A., Petrov P.A., 1978. The Verkhoyansk-Burmese junction zone of the Central and East Asian structures (VEBIRS Zone). In: VEBIRS Trans-Continental Zone. ESB of the USSR Acad. Science, Irkutsk, 52 p. (in Russian) [Комаров Ю.В., Беличенко В.Г., Мишарина Л.А., Петров П.А. Верхояно-Бирманская зона сочленения Центрально- и Восточноазиатских структур (Зона ВЕБИРС) // Трансазиатская континентальная зона ВЕБИРС (оперативная информация). Иркутск: ВСФ СО АН СССР, 1978. 52 с.].
- Kossobokov V.G., 2005. Earthquake prediction and geodynamic processes. Earthquake prediction: Fundamentals, implementation, prospects. *Vychislitel'naya seismologiya* 36 (1), 172 (in Russian) [Кособоков В.Г. Прогноз землетрясений и геодинамические процессы. Прогноз землетрясений: основы, реализация, перспективы // Вычислительная сейсмология. 2005. Вып. 36. Ч. 1. С. 172].
- Kossobokov V.G., 2011. Are mega earthquakes predictable? *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 47 (8), 951–961. <http://dx.doi.org/10.1134/S0001433811080032>.
- Kossobokov V.G., Nekrasova A.K., 2012. Global Seismic Hazard Assessment Program maps are erroneous. *Seismic Instruments* 48 (2), 162–170. <http://dx.doi.org/10.3103/S0747923912020065>.
- Kuz'min Yu.O., 2002. Recent anomalous geodynamics of aseismic fault zones. *Vestnik otdeleniya nauk o Zemle RAN* 20 (1), 27 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика асейсмичных разломных зон // Вестник отделения наук о Земле РАН. 2002. Т. 20. № 1. С. 27].
- Kuz'min Yu.O., 2004. Recent geodynamics of fault zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 40 (10), 868–883.
- Kuz'min Yu.O., 2010. Autowave deformation in fault zones. In: Problems of seismicity and recent geodynamics of the Far East and East Siberia. ITiG, FEB of RAS, Khabarovsk, p. 88–91 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Автоволновые деформации в разломных зонах // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной

- Сибири. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. С. 88–91].
- Kuz'min Yu.O., 2012. Deformation Autowaves in Fault Zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (1), 1–16. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312010089>.
- Kuz'min Yu.O., Zhukov V.S., 2004. Recent Geodynamics and Variations of Physical Properties of Rocks. Publishing House of Moscow State Mining University, Moscow, 262 p. (in Russian) [Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Изд-во Московского государственного горного университета, 2004. 262 с.].
- Langer J.S., Tang C., 1991. Rupture propagation in a model of an earthquake fault. *Physical Review Letters* 67 (8), 1043–1046. <http://dx.doi.org/10.1103/PhysRevLett.67.1043>.
- Levi K.G., 1991. Neotectonic Movements in Seismically Active Zones of the Lithosphere. Siberian Branch, Nauka, Novosibirsk, 164 p. (in Russian) [Леву К.Г. Неотектонические движения в сейсмоактивных зонах литосферы. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1991. 164 с.].
- Levi K.G., Zadonina N.V., Yazev S.L., Voronin V.I., 2012. Recent Geodynamics and Geliogeodynamics. Publishing House of Irkutsk State University, Irkutsk, 539 p. (in Russian) [Леву К.Г., Задонина Н.В., Язев С.Л., Воронин В.И. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2012. 539 с.].
- Liu M., Yang Y., Shen Z., Wang S., Wang M., Wan Y., 2007. Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: the kinematics and geodynamics. *The Geological Society of America Special Paper* 425, 299–318.
- Lobatskaya R.M., 1987. Structural Zonation of Faults. Nedra, Moscow, 183 p. (in Russian) [Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 183 с.].
- Lund P., 1983. Interpretation of the precursor to 1960 Great Chilean earthquake as a seismic solitary wave. *Pure and Applied Geophysics* 121 (1), 17–26.
- Lyubushin A.A., 2009. Synchronization trends and rhythms of multifractal parameters of the field of low-frequency microseisms. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (5), 381–394. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309050024>.
- Lyubushin A.A., 2010. The Statistics of the time segments of low-frequency microseisms: trends and synchronization. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46 (6), 544–554. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351310060091>.
- Lyubushin A.A., 2011. Seismic catastrophe in Japan on March 11, 2011: Long-term prediction on the basis of low-frequency microseisms. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 47 (8), 904–921. <http://dx.doi.org/10.1134/S0001433811080056>.
- Lyubushin A.A., 2012. A forecast of the great Japanese earthquake. *Priroda* 8, 34 (in Russian) [Любушин А.А. Прогноз Великого Японского землетрясения // Природа. 2012. № 8. С. 34].
- Lyubushin A.A., 2013. Mapping the properties of low-frequency microseisms for seismic hazard assessment. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 49 (1), 9–18. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351313010084>.
- Ma J., Sherman S.I., Guo Y., 2012. Indefication of meta-instable stress state based on experimental study of evolution of the temperature field during stick-slip instability on 5° bending fault. *Science China. Earth Sciences* 55 (6), 869–881. <http://dx.doi.org/10.1007/s11430-012-4423-2>.
- Malamud A.S., Nikolaevsky V.N., 1989. Earthquake Cycles and Tectonic Waves. Donish, Dushanbe, 132 p. (in Russian) [Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш, 1989. 132 с.].
- Mogi K., 1968. Migration of seismic activity. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University* 46, 53–74.
- Mogi K., 1973. Relationship between shallow and deep seismicity in the western Pacific region. *Tectonophysics* 17 (1–2), 1–22. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(73\)90062-0](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(73)90062-0).
- Nikolaev A.V., Vereshchagina G.M., 1991. On initiation of earthquakes by earthquakes. *Doklady AN SSSR* 318 (2), 320–324 (in Russian) [Николаев А.В., Верещагина Г.М. Об иницировании землетрясений землетрясениями // Доклады АН СССР. 1991. Т. 318. № 2. С. 320–324].
- Nikolaevsky V.N., 1986. Dilatant rheology of the lithosphere and waves of tectonic stresses. In: Main problems of seismotectonics. Nauka, Moscow, p. 51–68 (in Russian) [Николаевский В.Н. Дилатансионная реология литосферы и волны тектонических напряжений // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 51–68].
- Nikolaevsky V.N., 1991. Tectonic waves of the Earth. *Priroda* 8, 17–23 (in Russian) [Николаевский В.Н. Тектонические волны Земли // Природа. 1991. № 8. С. 17–23].
- Nikolaevsky V.N., 1996. Geomechanics and Fluid Mechanics. Nedra, Moscow, 448 p. (in Russian) [Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидомеханика. М.: Недра, 1996. 448 с.].
- Nikolaevsky V.N., 2008. Elastic and viscous models of tectonic and seismic waves in a lithosphere. *Fizika Zemli* 6 92–96 (in Russian) [Николаевский В.Н. Упруго-вязкие модели тектонических и сейсмических волн в литосфере // Физика Земли. 2008. № 6. С. 92–96].
- Nikolaevsky V.N., Ramazanov T.K., 1984. On waves interact with the lithosphere asthenosphere. In: Hydro-earthquake precursors. Nauka, Moscow, p. 120–128 (in Russian) [Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. О волнах взаимодействия литосферы с астеносферой // Гидрогеодинамические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1984. С. 120–128].

- Nikolaevsky V.N., Ramazanov T.K., 1985. The theory of fast tectonic waves. *Prikladnaya Matematika i Mekhanika* 49 (3), 426–469 (in Russian) [Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Теория быстрых тектонических волн // Прикладная математика и механика. 1985. Т. 49. № 3. С. 426–469].
- Nikolaevsky V.N., Ramazanov T.K., 1986. Generation and propagation of waves along deep faults. *Izvestia AN SSSR, Fizika Zemli* 10, 3–13 (in Russian) [Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение волн вдоль глубоких разломов // Известия АН СССР, Физика Земли. 1986. № 10. С. 3–13].
- Nikonov A.A., 1975. The migration of large earthquakes along major fault zones in Central Asia. *Doklady AN SSSR* 255 (2), 306–309 (in Russian) [Никонов А.А. Миграция сильных землетрясений вдоль основных зон разломов Средней Азии // Доклады АН СССР. 1975. Т. 255. № 2. С. 306–309].
- Ohnaka M., Kuwahara Y., Yamamoto K., 1997. Constitutive relations between dynamic physical parameters near a tip of the propagating slip zone during stick-slip shear failure. *Tectonophysics* 144 (1–3), 109–125. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90011-4](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(87)90011-4).
- Rice J.R., Gu Ji-Cheng, 1983. Earthquake aftereffects and triggering seismic phenomena. *Pure and Applied Geophysics* 121 (2), 187–219. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02590135>.
- Riznichenko Yu.V., 1985. Problems of Seismology. Selected Works. Nauka, Moscow, 408 p. (in Russian) [Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.].
- Ruzhich V.V., 1997. Seismotectonic destruction in the crust of the Baikal rift zone. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 144 p. (in Russian) [Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Издательство СО РАН, 1997. 144 с.].
- Ruzhich V.V., Levina E.A., 2012. Seismic migration processes as a reflection of the internal dynamics in areas of interplate and intraplate faults. In: Recent geodynamics of Central Asia and hazardous natural processes: quantitative research results. IEC SB RAS, Irkutsk, V. 2, p. 71–74 (in Russian) [Ружич В.В., Левина Е.А. Сейсмомиграционные процессы как отражение внутренней динамики в зонах внутриплитных и межплитных разломов // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 71–74].
- Sadovsky M.A., Bolkhovitinov L.G., Pisarenko V.F., 1982. On the discrete property of rocks. *Izvestia AN SSSR, Fizika Zemli* 12, 3–18 (in Russian) [Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойстве дискретности горных пород // Известия АН СССР, Серия Физика Земли. 1982. № 12. С. 3–18].
- Sadovsky M.A., Pisarenko V.F., 1991. The Seismic Process in the Block Medium. Nauka, Moscow, 96 p. (in Russian) [Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.].
- Saprygin S.M., 1982. Specific features of the stress field in the Sakhalin's interior. *Tikhookeanskaya Geologiya* 4, 67–74 (in Russian) [Сапрыгин С.М. Особенности поля напряжений в недрах Сахалина // Тихоокеанская геология. 1982. №4. С. 67–74].
- Savage J.A., 1971. A theory of creep waves propagation along a transform faults. *Journal of Geophysical Research* 76 (8), 1954–1966. <http://dx.doi.org/10.1029/JB076i008p01954>.
- Sherman S.I., 1986. Faulting in the lithosphere, types of destruction zones and seismicity. In: Main problems of seismotectonics. Nauka, Moscow, p. 39–48 (in Russian) [Шерман С.И. Разломообразование в литосфере, типы деструктивных зон и сейсмичность // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 39–48].
- Sherman S.I., 2009. A tectonophysical model of a seismic zone: experience of development based on the example of the Baikal rift system. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (11), 938–941. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309110020>.
- Sherman S.I., 2012. Destruction of the lithosphere: Fault-block divisibility and its tectonophysical regularities. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (4), 1–25. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0077>.
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults (Modelling Results). Nauka, Siberian Branch of the Academy of Sciences of the USSR, Novosibirsk, 110 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1983. 110 с.].
- Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V., 2004. Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system. *Tectonophysics* 380 (3–4), 261–272. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.023>.
- Sherman S.I., Gorbunova E.A., 2008a. Variation and origin of fault activity of the Baikal rift system and adjacent territories in real time. *Earth science frontiers* 15 (3), 337–347. [http://dx.doi.org/10.1016/S1872-5791\(08\)60069-X](http://dx.doi.org/10.1016/S1872-5791(08)60069-X).
- Sherman S.I., Gorbunova E.A., 2008b. The wave nature of fault activation in Central Asia on the basis of seismic monitoring. *Fizicheskaya Mezomechanika* 11 (1), 115–122 (in Russian) [Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 115–122].
- Sherman S.I., Gorbunova E.A., 2011. The genesis of seismic activity on faults in Central Asia in real time and its variations. *Journal of Volcanology and Seismology* 5 (1), 60–72. <http://dx.doi.org/10.1134/S0742046311010076>.
- Sherman S.I., Gorbunova E.A., Mel'nikov M.G., 2012. Deformation waves as trigger mechanisms of excitation of earth-

- quakes in areas of dynamic influence of faults. In: Book of abstracts the 33rd General Assembly of the European Seismological Commission. Moscow–Obninsk, Russia, p. 243–244.
- Sherman S.I., Lunina O.V., 2001. A new map representing the stressed state of the upper part of the Earth's lithosphere. *Doklady Earth Sciences* 379 (5), 553–556.
- Sherman S.I., Lunina O.V., Savitskii V.A., 2005a. The state of stresses and recent lithospheric destruction zones of Asia. In: Problems and Prospects of Mining Sciences. Geomechanics. Mining Institute, SB RAS, Novosibirsk. V. 1. P. 34–39 (in Russian) [Шерман С.И., Лунина О.В., Савитский В.А. Напряженное состояние и зоны современной деструкции литосферы Азии // Проблемы и перспективы развития горных наук. Геомеханика. Новосибирск: Институт горного дела СО РАН, 2005а. Т. 1. С. 34–39].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1991. Faulting in the Lithosphere. Strike-Slip Zone. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, V. 1, 261 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж. Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1991. Т. 1. 261 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1992. Faulting in the Lithosphere. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, V. 2, 227 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж. Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1992. Т. 2. 227 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1994. Faulting in the Lithosphere. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, V. 3, 262 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж. Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1994. Т. 3. 262 с.].
- Sherman S.I., Sorokin A.P., Savitskii V.A., 2005b. New methods for the classification of seismoactive lithospheric faults based on the index of seismicity. *Doklady Earth Sciences* 401 (3), 413–416.
- Sherman S.I., Sorokin A.P., Sorokina A.T., Gorbunova E.A., Bormotov V.A., 2011. New data on the active faults and zones of modern lithosphere destruction in the Amur Region. *Doklady Earth Sciences* 439 (2), 1146–1151. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X11080186>.
- Sherman S.I., Zlogodukhova O.G., 2011. Seismic belts and zones of the Earth: formalization of notions, positions in the lithosphere, and structural control. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (1), 1–34. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-1-0031>.
- Shibazaki B., Matsuura M., 1998. Transition process from nucleation to the high-speed rupture propagation: scaling from stick-slip experiments to natural earthquakes. *Geophysical Journal International* 132 (1), 14–30. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00409.x>.
- Sholz C., 1977. A physical interpretation of the Haicheng earthquake prediction. *Nature* 267 (5607), 121–124. <http://dx.doi.org/10.1038/267121a0>.
- Sidorov V.A., Kuz'min Yu.O., 1989. Recent Crustal Movement in Sedimentary Basins. Nauka, Moscow, 189 p. (in Russian) [Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: Наука, 1989. 189 с.].
- Simpson J., 1967. Solar activity as a triggering mechanism for earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters* 3 (5), 417–425. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(67\)90071-4](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(67)90071-4).
- Sobolev G.A., 1993. Fundamentals of Earthquake Prediction. Nauka, Moscow, 313 p. (in Russian) [Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.].
- Sobolev G.A., 2002. Dynamics of faulting and seismicity. In: Tectonophysics today. UIPE RAS, Moscow, p. 67–78 (in Russian) [Соболев Г.А. Динамика разрывообразования и сейсмичность // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 67–78].
- Sobolev G.A., 2003. Evolution of periodic variations in the seismic intensity before strong earthquakes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 39 (11), 873–884.
- Sobolev G.A., 2004. Microseismic variations prior to a strong earthquake. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 40 (6), 455–464.
- Sobolev G.A., 2011. The Concept of Earthquake Predictability Based on Dynamics of Seismicity due to Triggering. IPE RAS, Moscow, 56 p. (in Russian) [Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: ИФЗ РАН, 2011. 56 с.].
- Sobolev G.A., Lyubushin A.A., Zakrzhevskaya N.A., 2005. Synchronization of microseismic variations within a minute range of periods. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 41 (8), 599–624.
- Sobolev G.A., Ponomarev A.V., 2003. Physics of Earthquakes and Precursors. Nauka, Moscow, 268 p. (in Russian) [Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 268 с.].
- Sobolev G.A., Shpettsler H., Kol'tsov A.V., 1991. Some properties of unstable slip at a rough rupture. In: Physics of rocks at high pressures. Nauka, Moscow, p. 97–108 (in Russian) [Соболев Г.А., Шпетцлер Х., Кольцов А.В. Некоторые

- свойства неустойчивого скольжения по неровному разрыву // Физика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1991. С. 97–108].
- Solonenko N.V., Solonenko A.V., 1987. Aftershock Sequences and Earthquakes Swarms in the Baikal Rift Zone. Nauka, Novosibirsk, 94 p. (in Russian) [Солоненко Н.В., Солоненко А.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987. 94 с.].
- Stepashko A.A., 2011. Seismodynamics and deep internal origin of the North China zone of strong earthquakes. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (4), 341–355. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-4-0049>.
- Tanaka S., Ohtake M., Sato H., 2002. Evidence for tidal triggering of earthquakes as revealed from statistical analysis of global data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107 (B10), 2211. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB001577>.
- Ulomov V.I., 1993. Waves of seismogeodynamic activation and long-term prediction of earthquakes. *Fizika Zemli* 4, 43–53 (in Russian) [Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43–53].
- Vikulin A.V., 1990. A phenomenological wave model of the seismic process. *Doklady AN SSSR* 310 (4), 621–624 (in Russian) [Викулин А.В. Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса // Доклады АН СССР. 1990. Т. 310. № 4. С. 621–624].
- Vikulin A.V., 2003. The Physics of Wave Seismic Process. KGPI, Petropavlovsk-Kamchatsky, 150 p. (in Russian) [Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПИ, 2003. 150 с.].
- Vilkovich E.V., Guberman Sh.A., Keilis-Borok V.I., 1974. Waves of tectonic deformation at major faults. *Doklady AN SSSR* 219 (1), 77–80 (in Russian) [Вилькович Е.В., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И. Волны тектонических деформаций на крупных разломах // Доклады АН СССР. 1974. Т. 219. № 1. С. 77–80].
- Wang J.M., 1987. The Fenwei rift and its recent periodic activity. *Tectonophysics* 133 (3–4), 257–275. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90269-1](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(87)90269-1).
- Wang M., Guo J., Qin F., 1990. Seismicity of North China and its relation with movements at major faults. In: Moiseenko V.G., Zagruzina I.A. (Eds.), Deep structure of the Pacific ocean margin: Proceedings of the International Symposium. AmurKNII, Blagoveshchensk, Part 2, p. 60–73] (in Russian) [Ван М., Го Я., Цинь Ф. Сейсмичность Северного Китая и ее связь с движениями по крупным разломам // Глубинное строение Тихоокеанского обрамления: Материалы международного симпозиума / Под ред. В.Г. Моисеенко, И.А. Загрузиной. Благовещенск: АмурКНИИ, 1990. Часть 2. С. 60–73].
- Wang S., Zhang Z., 2004. Plastic-flow waves ('slow waves') and seismic activity in Central-Eastern Asia. *Seismology and Geology* 26 (1), 91–101.
- Wang S., Zhang Z., 2005. Plastic-flow waves ('slow waves') and seismic activity in Central-Eastern Asia. *Earthquake Research in China* 1, 74–85.
- Zhadin V.V., 1984. Spatio-temporal relationships of strong earthquakes. *Izvestiya AN SSSR: Fizika Zemli* 1, 34–38 (in Russian) [Жадин В.В. Пространственно-временные связи сильных землетрясений // Известия АН СССР: Физика Земли. 1984. № 1. С. 34–38].



Шерман Семен Ийевинович, академик Российской академии естественных наук, докт. геол.-мин. наук, профессор, г.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: (3952)428261; e-mail: ssherman@crust.irk.ru

Sherman, Semen I., Academician of the Russian Academy of Natural Sciences, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Chief Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: (3952)428261; e-mail: ssherman@crust.irk.ru



GRAVITY VARIATIONS AND RECENT GEODYNAMICS OF THE SOUTH-WESTERN PART OF THE BAIKAL REGION

V. Yu. Timofeev¹, Ye. N. Kalish², Yu. F. Stus², D. G. Ardyukov¹,
G. P. Arnautov², M. G. Smirnov², A. V. Timofeev¹, D. A. Nosov²,
I. S. Sizikov², E. V. Boiko¹, E. I. Gribanova³

¹ A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

² Institute of Automation and Electrometry SB RAS, Novosibirsk, Russia

³ Siberian Division of Geophysics Survey SB RAS, Novosibirsk, Russia

Abstract: Modern methods for determination of gravity values make it possible to obtain measurements with the accuracy up to 10^{-9} from g_0 of the normal value (up to 1 microgal = 10 m/sec^2). While all the systematic and periodic effects are excluded, a question is raised about stability of the gravity field of the Earth over time. Changes of the altitude (the Earth's radius) with time can be estimated with an accuracy of 0.1 mm by modern space geodetic techniques, such as VLBI method. Our experiments for evaluation of stability of the gravity values over the past decades are based on the data obtained by Russian and foreign observatories using absolute ballistic laser gravimeters. The results put a limit of 10^{-10} per year to changes of the Earth's radius. These estimations can be useful for testing hypotheses in tectonics.

Measurements of non-tidal variations of gravity (Δg), which were obtained from 1992 to 2012 at the Talaya seismic station (located in the south-western part of the Baikal region), are interpreted together with GPS observation data. At the Talaya seismic station, the linear component of gravity variations corresponds to changes in the elevation of this site. The correlation coefficient is close to the normal value of the vertical gradient of gravity. At this site, coseismic gravity variations at the time of the Kultuk earthquake (27 August 2008, $M_w=6.3$) were caused by a combined effect of the change of the site's elevation and deformation of the crust. Our estimations of the coseismic effects are consistent with results obtained by modeling based on the available seismic data.

Key words: monitoring of gravity variations, changes in the Earth's radius, rift zone, GPS-monitoring, earthquake.

Recommended by V.A. San'kov

Citation: Timofeev V.Yu., Kalish Ye.N., Stus Yu.F., Ardyukov D.G., Arnautov G.P., Smirnov M.G., Timofeev A.V., Nosov D.A., Sizikov I.S., Boiko E.V., Gribanova E.I. 2013. Gravity variations and recent geodynamics of the south-western part of Baikal region. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 119–134. doi:10.5800/GT-2013-4-2-0094.

ВАРИАЦИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

В. Ю. Тимофеев¹, Е. Н. Калиш², Ю. Ф. Стус², Д. Г. Ардюков¹,
Г. П. Арнаут², М. Г. Смирнов², А. В. Тимофеев¹, Д. А. Носов²,
И. С. Сизиков², Е. В. Бойко¹, Е. И. Грибанова³

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт автоматизации и электрометрии СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Сибирский филиал Геофизической службы СО РАН, Новосибирск, Россия

Аннотация: Современные методы определения значения силы тяжести позволяют проводить измерения с точностью до 10^{-9} от g_0 нормального значения (до 1 микрогала = 10 нм/с^2). При этом исключаются все систематические и периодические эффекты и возникает вопрос о стабильности поля силы тяжести Земли во времени. Оценить изменения высоты (радиуса Земли) во времени с точностью до 0.1 мм позволяют современные методы космической геодезии (VLBI метод). Экспериментальные оценки стабильности значения силы тяжести за последние десятилетия сделаны по материалам отечественных и зарубежных обсерваторий, использующих абсолютные лазерные баллистические гравиметры. Полученные результаты ограничивают изменение радиуса Земли значением 10^{-10} в год. Эти оценки можно использовать для тестирования тектонических гипотез.

Результаты измерений неприливных вариаций ускорения силы тяжести Δg , проведенных в 1992–2012 гг. на сейсмостанции «Талая» (юго-западная часть Байкальского региона), интерпретируются совместно с данными GPS-наблюдений. Линейная составляющая вариации силы тяжести на станции Талая соответствует изменениям высоты пункта. Коэффициент корреляции близок к нормальному значению вертикального градиента силы тяжести. Косейсмические вариации силы тяжести на этом пункте в эпоху Култукского землетрясения (27.08.2008 г., $M_w=6.3$) вызваны комплексным эффектом изменения высоты пункта и деформации земной коры. Оценки косейсмических эффектов соответствуют результатам моделирования на основе сейсмологических данных.

Ключевые слова: мониторинг вариаций силы тяжести, изменение радиуса Земли, рифтовая зона, GPS-наблюдения, землетрясения.

1. ВВЕДЕНИЕ

Гравиметрические наблюдения являются важной частью комплексных геофизических измерений. Высокоточные измерения позволяют оценить стабильность значения силы тяжести и значения высоты пункта во времени – рассмотреть возможность изменения радиуса Земли, т.е. тестировать тектонические гипотезы о пульсирующей или расширяющейся Земле [Elhiny et al., 1978; Kukol, 1987]. Определение скорости постледниковых поднятий методами геодезии и гравиметрии позволяет дать оценки вязким параметрам геологической среды. Вместе с тем физически очевидная связь вертикальных смещений и изменений силы тяжести до последнего времени не находила ясного отражения в экспериментальных результатах, полученных в зонах высокой сейсмичности. В последние десятилетия с повышением точности гравиметрических измерений и появлением методов космической геодезии появилась реальная возможность прояснить этот вопрос. Важным дополнением этих работ являются измерения локальной деформации поверхности. Наиболее интересные результаты могут быть получены при проведении многолетних наблюдений, включая периоды сильных землетрясений со значительными косейсмическими изменениями. При этом, помимо данных о долговременных региональных процессах, они дают дополнительную информацию о положении и глубине разрыва при землетрясении, о мощности земной коры, охваченной деформациями. Исследования проводились в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), где наблюдается активный сейсмический процесс и регистрируется более 2000 землетрясений в год, при этом в центре БРЗ в основном регистрируются землетрясения со значительной вертикальной компонентой смещений. Измерения проводились отечественным аб-

солютным гравиметром ГАБЛ [Arnautov et al., 1994], геодезическими двухчастотными приемниками TRIMBLE-4700, лазерными и штанговыми деформографами и приливными наклономерами.

2. ОЦЕНКА СТАБИЛЬНОСТИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ЗЕМЛИ

Для описания измерений силы тяжести g во времени можно воспользоваться простой моделью:

$$g(r, t) = g(r) + g_e(r, t) + \zeta, \quad (1)$$

где r – вектор положения, t – время и ζ – погрешность измерений.

Как известно, сезонная компонента вносит значимый вклад в изменения вертикальных смещений и силы тяжести на пункте. Изучение с помощью GPS-приемников, SG гравиметра и абсолютного гравиметра FG5 сезонной составляющей и тренда на итальянской обсерватории (Medicina, 1992–2002) показало, что отношение вертикальных смещений и g дает значение коэффициента -3 мм/мкгал , т.е. соответствует нормальному вертикальному градиенту γ силы тяжести (рис. 1).

Сезонные вариации, связанные с изменением уровня грунтовых вод по данным французской обсерватории (Strasbourg, гравиметр FG5, 1997–2004) достигают 5 микрогал, а в целом по сети европейских станций со стационарными криогенными гравиметрами амплитуда сезонных вариаций составляет 3–8 микрогал [Hinderer, Crossley, 2006]. Влияние гидрологических факторов сложно рассчитать, но их можно минимизировать, при размещении постаментов для измерений на коренных породах [Tsuboi, 1982].

Следующие зависимые от времени факторы – это

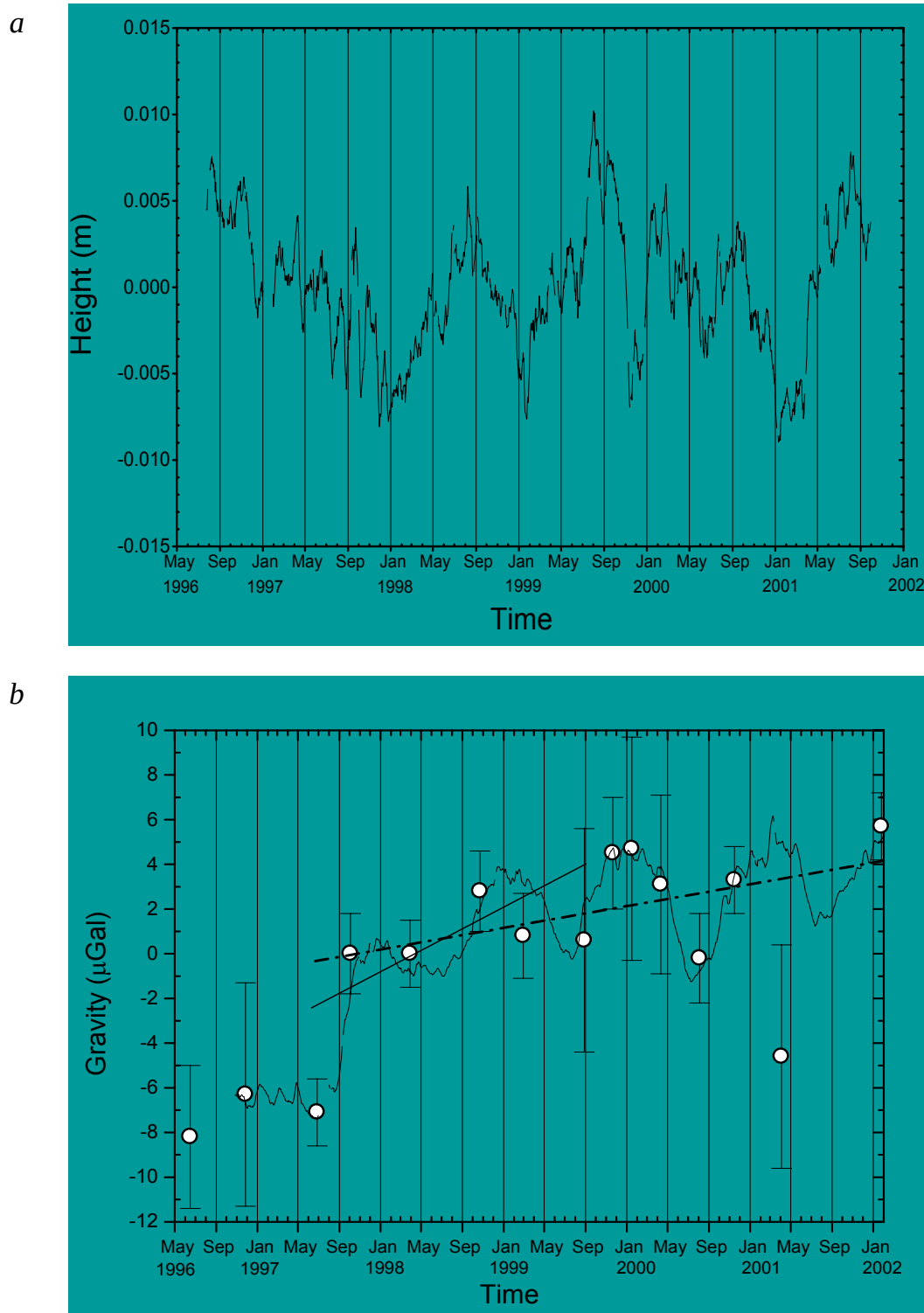


Рис. 1. Результаты измерений вертикальных смещений (в метрах) с помощью GPS-приемников (a) и силы тяжести (измерения SG гравиметром на эффекте сверхпроводимости – сплошная линия и абсолютным гравиметром FG5) за 6 лет на итальянской обсерватории Medicina (05.1996–01.2002) в микрогалах (b).

Система СИ: ускорение силы тяжести, нормальное значение $g_0 \approx 9.8 \text{ м/с}^2$, $1 \cdot 10^{-9} \text{ м/с}^2 = 1 \text{ нм/с}^2$. Внесистемные единицы: $1 \text{ см/с}^2 = 1 \text{ гал}$; $10^{-3} \text{ гал} = 1 \text{ миллигал (mGal)}$; $10^{-6} \text{ гал} = 1 \text{ микрогал (μGal)}$; $10^{-9} \text{ гал} = 1 \text{ наногал}$; $1 \text{ микрогал} = 10 \text{ нм/с}^2 \approx 10^{-9} g_0$, т.е. наноуровень эффектов.

Fig. 1. Vertical displacement measurements (in meters) by GPS receivers (a) and gravity measurements by an SG gravity meter based on the effect of superconductivity (shown as the solid line) and an FG5 absolute gravimeter (in microgal) for a period of six years, from May 1996 to January 2002; the surveys were conducted at the Medicina observatory, Italy.

SI system: gravity acceleration, the normal value $g_0 \approx 9.8 \text{ mps}^2$, $1 \cdot 10^{-9} \text{ mps}^2 = 1 \text{ nmmps}^2$. Units out of the system: $1 \text{ cm/s}^2 = 1 \text{ gal}$, $10^{-3} \text{ gal} = 1 \text{ milligal (mGal)}$; $10^{-6} \text{ gal} = 1 \text{ microgal (μGal)}$; $10^{-9} \text{ gal} = 1 \text{ nanogal}$. $1 \text{ microgal} = 10 \text{ nmmps}^2 \approx 10^{-9} g_0$, i.e. nanolevel of effects.

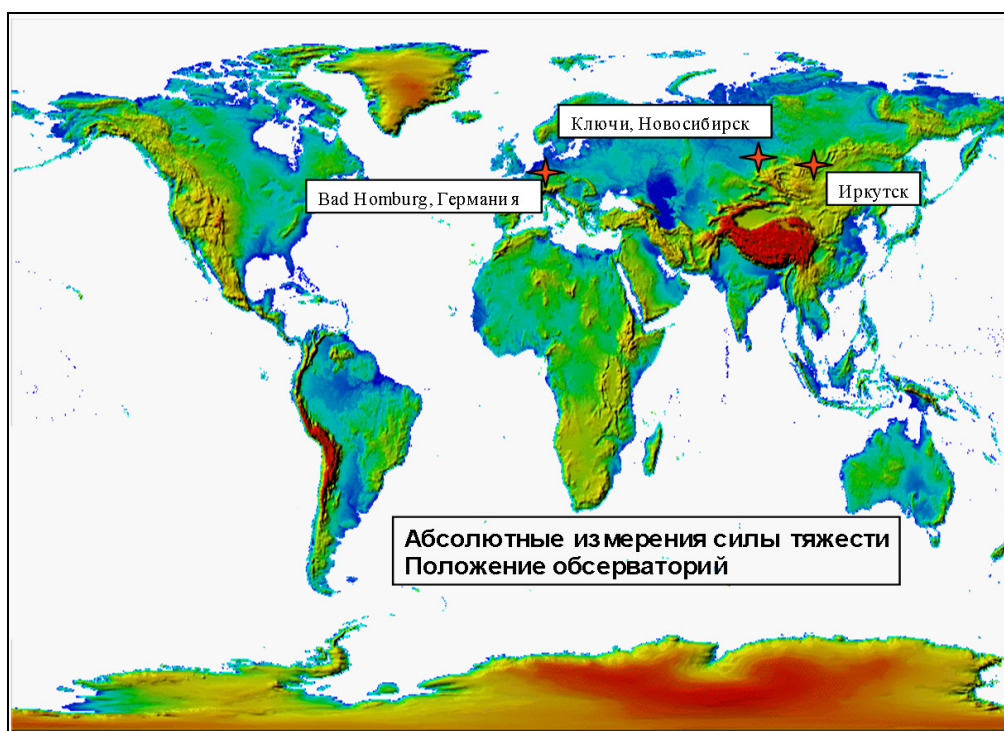


Рис. 2. Положение комплексных геофизических обсерваторий.

Fig. 2. Locations of integrated geophysical observatories.

эффекты земного прилива и полюса. Они рассчитываются достаточно точно. Так, для определения приливных параметров и выбора модели были проведены измерения с гравиметрами ЛаКоста–Ромберга по широтному профилю, простирающемуся от севера Франции до острова Сахалин [Ducarme et al., 2008]. Поправки за движения полюса Земли вводятся с использованием данных международного центра по вращению Земли, полученных экспериментально.

Изучение вариаций g во времени требует оценки стабильности значения силы тяжести Земли и ее высот. С учетом наличия скорости при линейной связи получаем следующее соотношение:

$$g(r, t) = g'(t-t_0) + g(r, t_0) + g_e(r, t) + \varepsilon, \quad (2)$$

где g' – скорость изменений и t_0 – начальное время.

Связь вариаций g и высоты Z без учета деформации среды можно описать как:

$$\Delta g(t) = \gamma \cdot \Delta Z(t) + \varepsilon, \quad (3)$$

где γ – вертикальный градиент g и $\Delta Z(t)$ – изменение высоты пункта.

Для высот сложно говорить о глобальных вариациях, так как мировая система измерений находится в развитии, практически каждые пять лет с появлением новых станций происходит небольшое изменение глобальной референц-системы [Altamimi et al., 2007] и

уточнение геофизических моделей, используемых при построении и развитии глобальной отсчетной основы [Kaftan, Tsyba, 2009]. По оценкам отдельных авторов, вариации незначительно превышают ошибку; например, из обобщения по сети VLBI получена оценка 0.11 ± 0.05 мм/год [Kolomiets et al., 2010].

Какова величина скорости g' в соотношении (2)? Рассмотрим экспериментальные результаты, полученные на обсерваториях комплексных геофизических измерений – методами GPS-геодезии и абсолютной гравиметрии. Мониторинговые измерения с гравиметром ГАБЛ начаты на обсерватории Ключи (Новосибирск) в 1975–1977 гг. (рис. 2). Абсолютный лазерный баллистический гравиметр ГАБЛ неоднократно участвовал в международных свертках приборов этого класса [Robertson et al., 2001].

GPS-наблюдения на обсерватории Ключи начаты в 2000 г. Полученные за период 1977–2009 гг. на обсерватории Ключи значения силы тяжести приведены на рис. 3. Вариации на периоде наблюдений не превысили ошибку повторных измерений (0.5–2.0 мкгал). Стабильность значения силы тяжести за период 1977–2009 гг. составила 0.06 мкгал/год.

Измерения с гравиметром ГАБЛ на астроплощадке в г. Иркутске проводились с 1995 г. с момента организации GPS наблюдений на пункте (рис. 3). Результаты измерений (микрогальная часть значения) с 1995 г. по 2006 г. приведены на рис. 4. Отклонение от среднего значения не превышает 3 мкгал. Стабильность

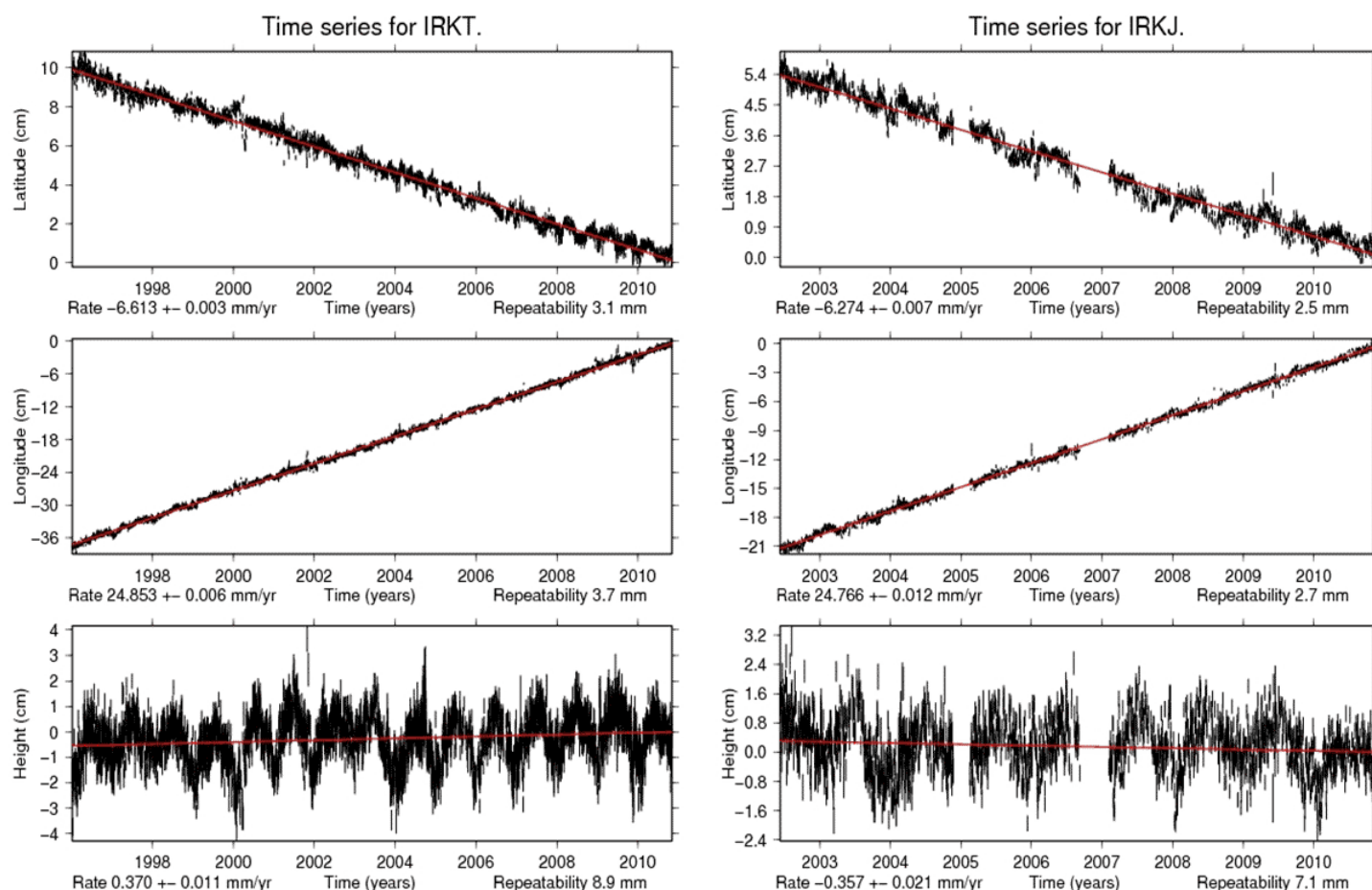


Рис. 3. Астрономическая обсерватория Иркутск, данные GPS-измерений в двух точках за период 1995–2010 гг. и 2002–2010 гг.

Геоцентрическое решение, скорости смещений С-Ю, В-З и вертикальные в сантиметрах. Сезонная компонента на вертикальной компоненте связана с климатическими вариациями, скорости $+0.370 \pm 0.011$ и -0.357 ± 0.021 мм/год.

Fig. 3. The Irkutsk Astronomical Observatory; GPS measurements at two points for periods from 1995 to 2010 and from 2002 to 2010.

The geocentric solution; S-N, E-W and vertical displacements are given in centimetres. The seasonal component to the vertical component is associated with climatic variations; velocities of $+0.370 \pm 0.011$ and -0.357 ± 0.021 mm per year.

значения за период 1995–2006 гг. составила 0.27 мкгал/год.

В Европе по данным германской обсерватории (Bad Homburg, 1994–2004 гг. использована группа абсолютных гравиметров FG5) стабильность значения g лежит в пределах ошибки измерений 2 мкгал [Hinderer, Crossley, 2006], т.е. уровень вариаций, или стабильность, составляет 0.2 мкгал/год (рис. 5).

В итоге приходим к выводу, что по экспериментальным данным стабильность значения силы тяжести Земли следует оценить как 0.2 мкгал. На современном этапе возможный эффект глобального изменения g и высоты можно ограничить 10^{-10} в год от нормального значения. Даже для десятилетней серии измерений эффект от возможных глобальных вариаций не превышает погрешности измерений.

3. МОНИТОРИНГОВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ В ОБСЕРВАТОРИИ ТАЛАЯ

Первые измерения с гравиметром ГАБЛ в БРЗ проведены осенью 1992 г. на сейсмостанции Талая (ТЛҮ, 51.68°N , 103.64°E), расположенной в 7 км от юго-западного берега озера Байкал и в 3 км южнее Главного Саянского разлома, являющегося границей Сибирской платформы и БРЗ (рис. 6). Здание станции расположено в узкой горной долине, дно ее заполнено моренными отложениями мощностью от 0 до 3 м, лежащими на коренных породах. Для проведения гравиметрических и сейсмологических измерений в 1987 г. в здании построен подвал с двумя постами, основания постаментов практически достигают коренных пород долины. В 30 м от здания расположена 90-

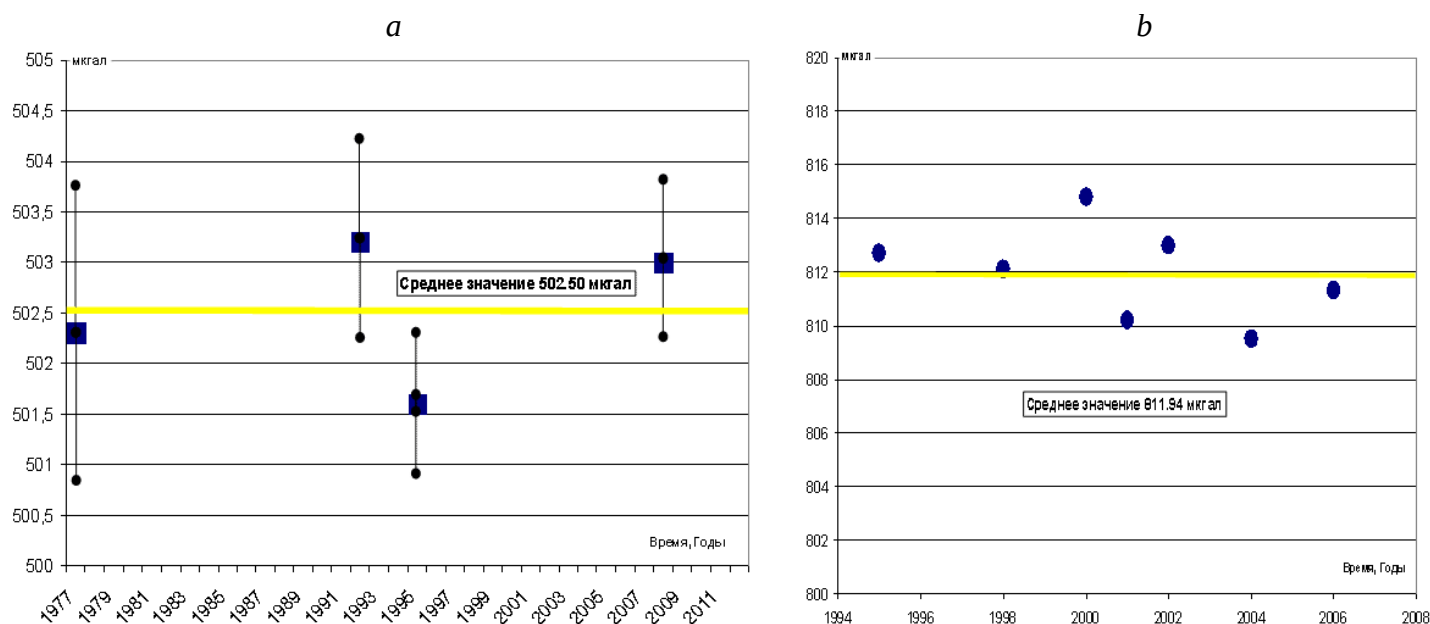


Рис. 4. Результаты гравиметрических измерений на сибирских станциях (последние три цифры – абсолютное значение в микрогалах).

Время – годы, значения в микрогалах. *a* – обсерватория Ключи, стабильность значения силы тяжести за период 1977–2009 гг., $1.8 \text{ мкгг}/32 \text{ года} = 0.06 \text{ мкгг}/\text{год}$; *b* – астрономическая площадка (г. Иркутск), стабильность значения за период 1995–2006 гг. – $3 \text{ мкгг}/11 \text{ лет} = 0.27 \text{ мкгг}/\text{год}$.

Fig. 4. Results of gravimetric measurements at stations in Siberia, Russia (the last three digits of the absolute value are given in microgals).

Time is given in years; values are given in microgals. *a* – the Klyuchi observatory, the stability of gravity values for the period from 1977 to 2009 – $1.8 \text{ microgals}/32 \text{ years} = 0.06 \text{ microgals per year}$; *b* – the astronomical site in Irkutsk, the stability of values for the period from 1995 to 2006 – $3 \text{ microgals}/11 \text{ years} = 0.27 \text{ microgals per year}$.

метровая штольня, оборудованная для проведения сейсмологических и геофизических измерений. На другой стороне долины в 100 м от здания в коренных породах пробурена 100-метровая скважина, на которой с 1993 г. проводятся замеры уровня воды. По условиям видимости спутников для установки GPS-пункта выбрана открытая площадка в 300 м выше по долине, постамент со штангой установлен в 1999 г., а измерения проводятся с весны 2000 г. Гравиметрические измерения проводятся ежегодно, а в отдельные периоды – несколько раз в год.

На основании результатов гравиметрических наблюдений в Новосибирской области (ст. Ключи) и в г. Иркутске можно заключить, что наблюдаемые на пункте «Талая» вариации Δg являются региональными и связаны с сейсмическими процессами в БРЗ. При этом основными причинами изменений Δg могут быть две: изменения плотности земной коры в районе наблюдений и вариации высоты пункта наблюдений.

Результаты гравиметрического мониторинга на сейсмостанции «Талая» и в г. Иркутске показаны на рис. 7. В эти результаты внесены поправки (согласно рекомендациям Международной гравиметрической комиссии), учитывающие приливные воздействия Лу-

ны и Солнца, а также влияние смещения полюса Земли и притяжения изменяющихся атмосферных масс [Arnautov, 2005]. Вертикальными штриховыми линиями на рис. 7 обозначены моменты близлежащих к пункту наблюдений землетрясений (29.06.1995 г., $M=5.6$, $L=67 \text{ км}$ от эпицентра до пункта «Талая»; 25.02.1999 г., $M=5.8$, $L=86 \text{ км}$; 17.09.2003 г., $M=5.3$, $L=155 \text{ км}$; 23.02.2005 г., $M=5.3$, $L=160 \text{ км}$; 27.08.2008 г., $M=6.3$, $L=25 \text{ км}$).

За двадцатилетний (1992–2012 гг.) период наблюдений на пункте «Талая» зарегистрированы обратимые вариации силы тяжести. Амплитуда отклонений от начального значения достигала 25 мкгг при ошибке измерений от 0.5 до 2 мкгг. Дополнительные осложнения при проведении измерений вызваны периодической модернизацией приборного комплекса и изменением эффективной высоты гравиметра. Линейная составляющая вариаций на периодах 1992–2008 гг. и 2000–2008 гг. равна 1 мкгг/год. Зарегистрировано значимое косейсмическое уменьшение значения силы тяжести при Култукском землетрясении 27.08. 2008 г.

Приливный анализ вариаций водного уровня в скважине, пробуренной в скальных породах, показал присутствие зоны линейной трещиноватости по доли-

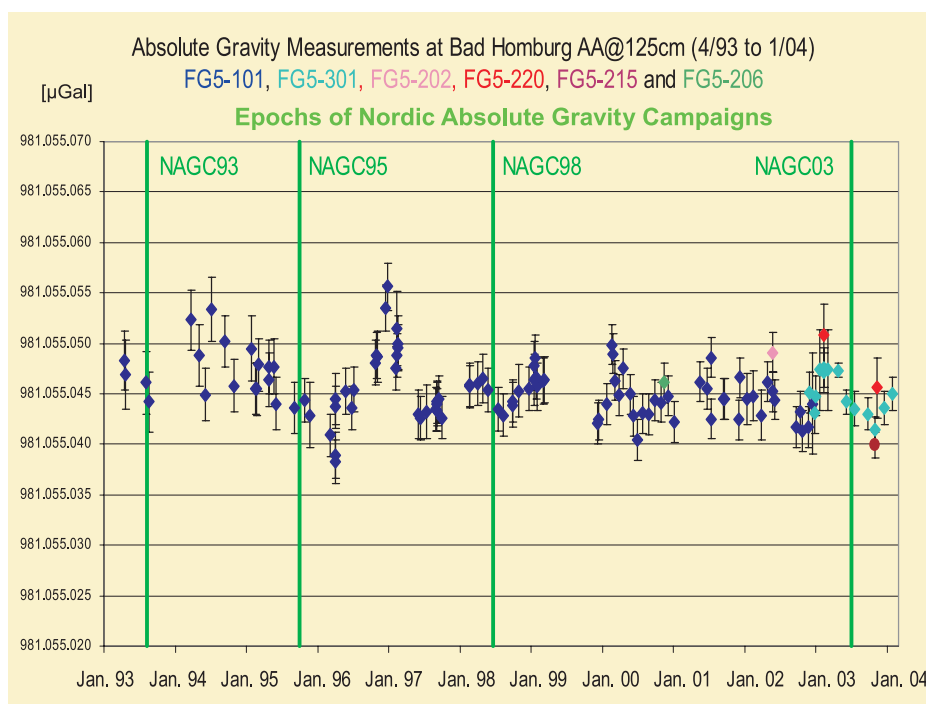


Рис. 5. Геофизическая обсерватория (Bad Homburg), Германия.

Вариации значения силы тяжести в микрогалах за период 1993–2004 гг. (результаты измерений абсолютными гравиметрами типа FG-Фарелла).

Fig. 5. The Geophysical Observatory in Bad Homburg, Germany.

Variations in gravity values for the period from 1993 to 2004 (microgals per year) (measurements by FG-Farell absolute gravimeters).

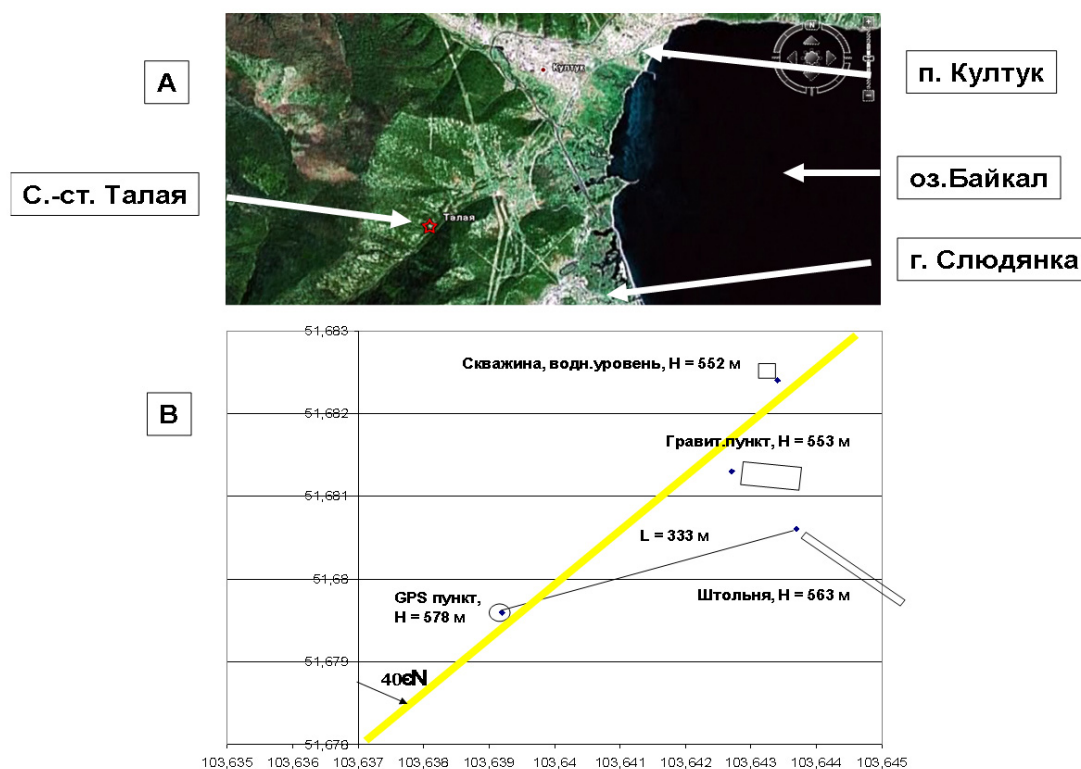
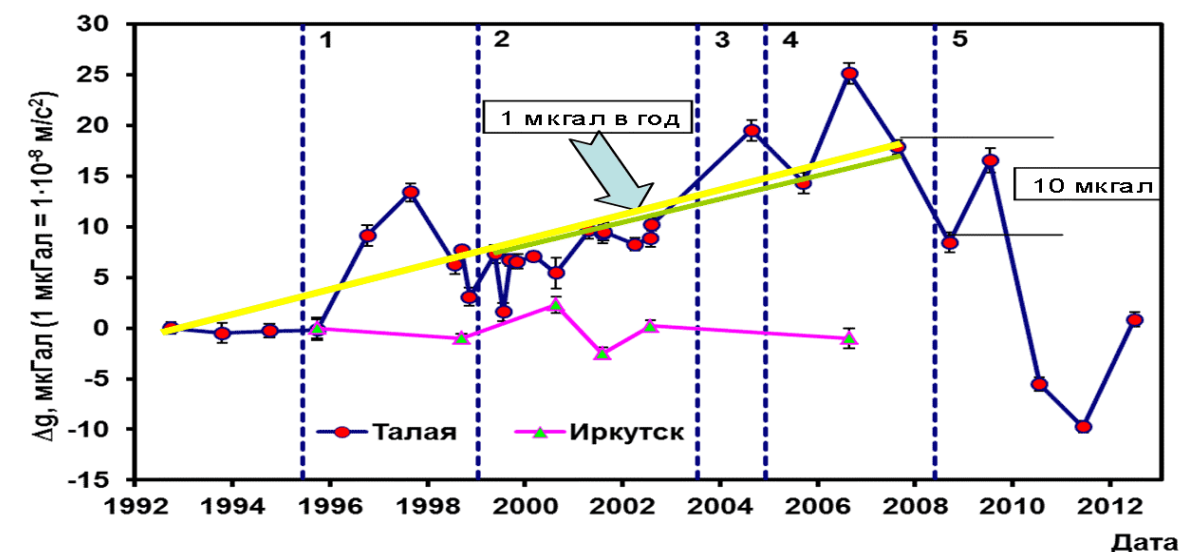
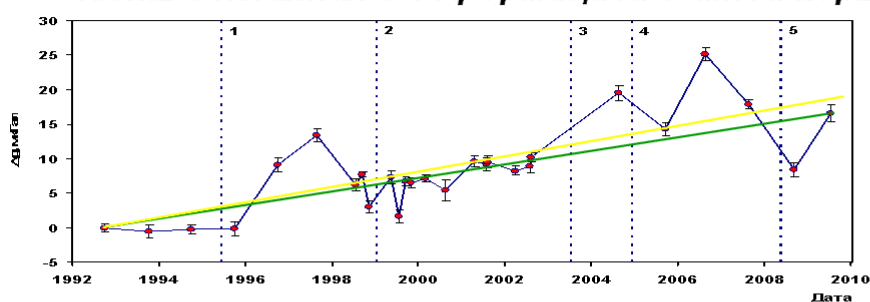


Рис. 6. Положение обсерватории Талая и размещение пунктов измерений на обсерватории.

Fig. 6. Locations of the Talaya Observatory and measurement sites in the observatory's area.

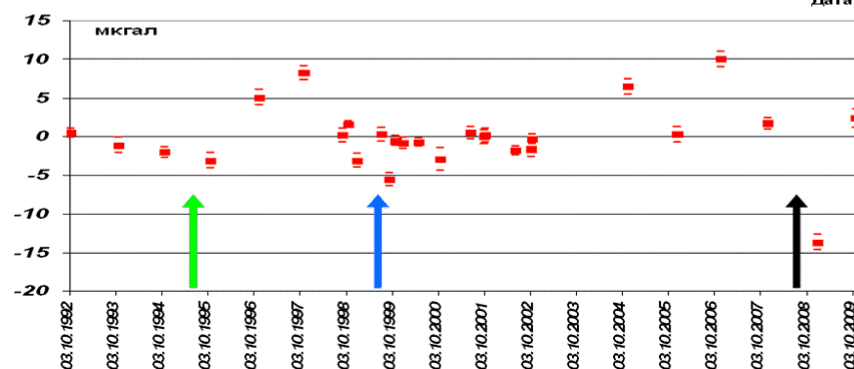


Изменение силы тяжести, линейный тренд и аномальная часть связанная с деформацией земной коры



**Землетрясения,
M>5, L<100 km**

**M= 5.6; 29/06/1995;
51.71°N, 102.70°E;
67 км на запад**



**M= 5.8-5.1;
25/02/1999- 31/05/2000;
51.63- 51.71°N,
104.89-104.84°E;
86 км на восток**

**M= 6.3; 27/8/2008;
51.61°N, 104.02°E;
25 км на восток E**

Рис. 7. Вариации силы тяжести в микрогалах, время – годы.

Вверху – изменения на пунктах «Талая» (1992–2012 гг.) и «Иркутск» (1995–2006 гг.), желтая линия – линейный тренд 1992–2007 гг., зеленая линия – линейный тренд 1999–2007 гг. Внизу – вариации на пункте «Талая» – линейный тренд на периодах 1992–2005 и 1992–2009, изменения значения силы тяжести при снятом линейном тренде (1 мкГал/год), стрелками показаны моменты землетрясений.

Fig. 7. Variations of gravity (microgal) with time (year).

Top – changes at the Talya (1992–2012) and Irkutsk sites (1995–2006); the yellow line shows the linear trend for the period from 1992 to 2007; the green line shows the linear trend for the period from 1999 to 2007. Bottom – variations at the Talaya site – the linear trend for periods from 1992 to 2005 and from 1992 to 2009; changes of gravity values for the linear trend (1 microgal per year); arrows show time of earthquakes.

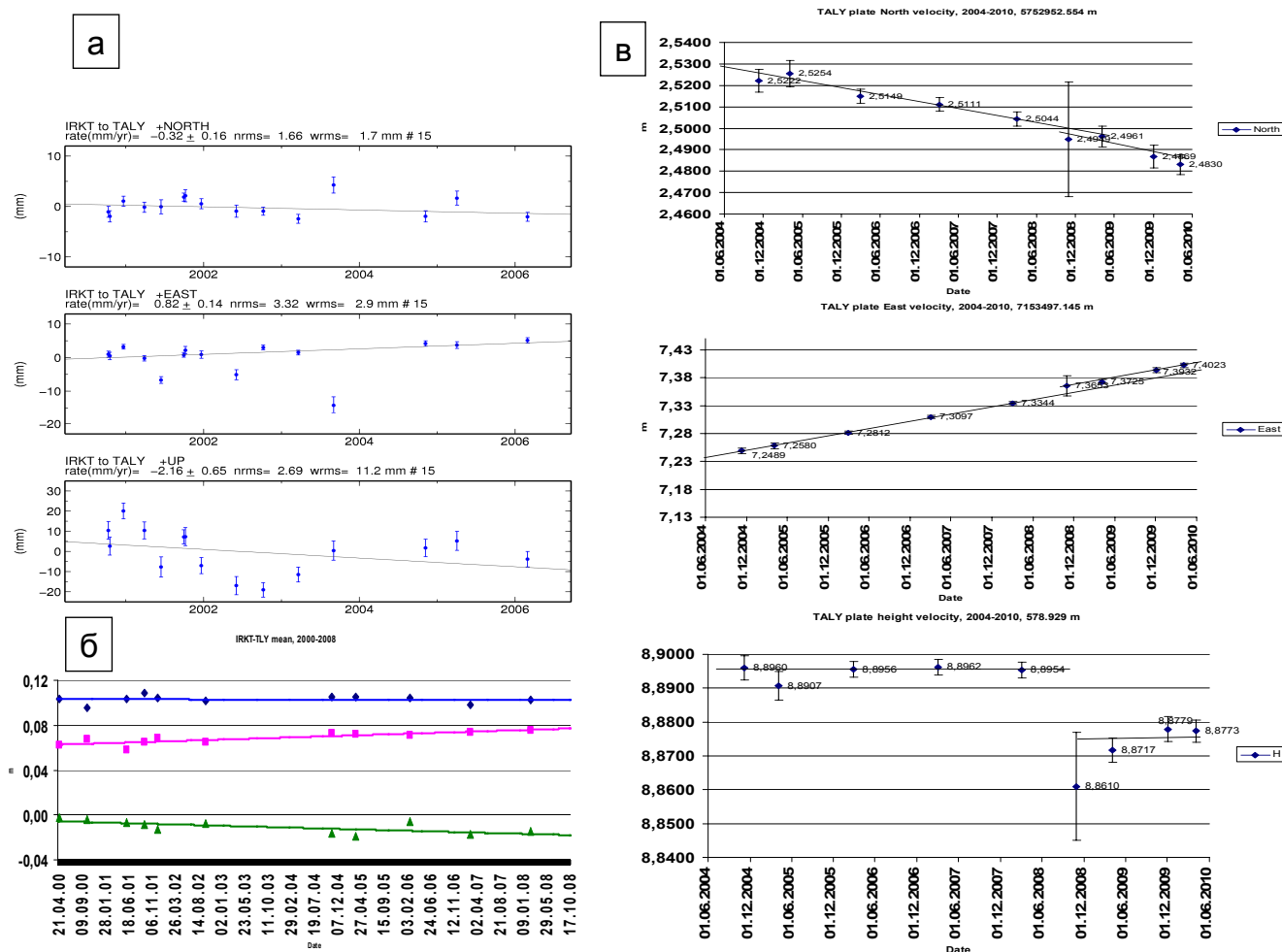


Рис. 8. Скорости смещения пункта «Талая» (на каждом графике сверху вниз: С-Ю, В-З, вертикальная; + на север, на восток и вверх).

(а) и (б) относительно пункта «Иркутск» (рис. 3). а – результаты обработки данных по программе GAMIT/GLOBK эпоха 2000–2006 гг.: $V_n = -0.32 \pm 0.16$ мм, $V_e = +0.82 \pm 0.14$ мм и $V_h = -2.16 \pm 0.65$ мм/год. Шкала в мм. б – ± результаты обработки данных по программе GPSurvey, эпоха весна 2000 г. – весна 2008 г.: $V_n = -0.1$ мм в год, $V_e = +1.5$ мм в год и $V_h = -2.8$ мм в год. Шкала в метрах. в – косейсмический скачок смещений, период осень 2004 г. – весна 2010 г.: $V_n = -2 \pm 2$ мм (на юг), $V_e = 10 \pm 2$ мм на восток и опускание 20 ± 5 мм. Решение геоцентрическое – относительно центра масс Земли. Шкала в метрах.

Fig. 8. Velocities of displacement at the Talaya site (in each curve, from top to bottom: N-S, E-W, vertical, + to the north, to the east and upward).

(а) and (б) with reference to Irkutsk (Fig. 3). а – results of data processing by GAMIT/GLOBK software for the period from 2000 to 2006: $V_n = -0.32 \pm 0.16$ mm per year, $V_e = +0.82 \pm 0.14$ mm per year, and $V_h = -2.16 \pm 0.65$ mm per year. The scale is given in millimetres. б – results of data processing by GPSurvey software for the period from the spring of 2000 to the spring of 2008: $V_n = -0.1$ mm per year, $V_e = +1.5$ mm per year, and $V_h = -2.8$ mm per year. The scale is given in metres. в – Coseismic displacement discontinuity for the period from the autumn of 2004 to the spring of 2010: $V_n = -2 \pm 2$ mm (to the south), $V_e = 10 \pm 2$ mm in the east and the lower 20 ± 5 mm. The geocentric solution is given with reference to the Earth's mass centre; the scale is given in metres.

не. Ежедневный опрос значения водного уровня в скважине № 1608 на станции «Талая» проводился с 1993 г. по 2003 г., цифровая запись уровня начата в 2005 г. [Timofeev et al., 2012a].

Отметим, что уровень находится около поверхности (высота патрубка 0.8 м), а его вариации связаны с летними осадками и сезонными эффектами. В то же время здесь отсутствует резкое весеннее изменение уровня, возможно, вследствие большой глубины про-

мерзания грунтов. Из анализа многолетних изменений можно уверенно говорить лишь о сезонных вариациях, вызванных обильными летними дождями (июль, август) и о периодических 10–12-летних вариациях, связанных с климатическими циклами [Timofeev et al., 2012a].

Анализ показал отсутствие корреляции полученных изменений силы тяжести с вариациями уровня воды в скважине, а в результате специальных исследований

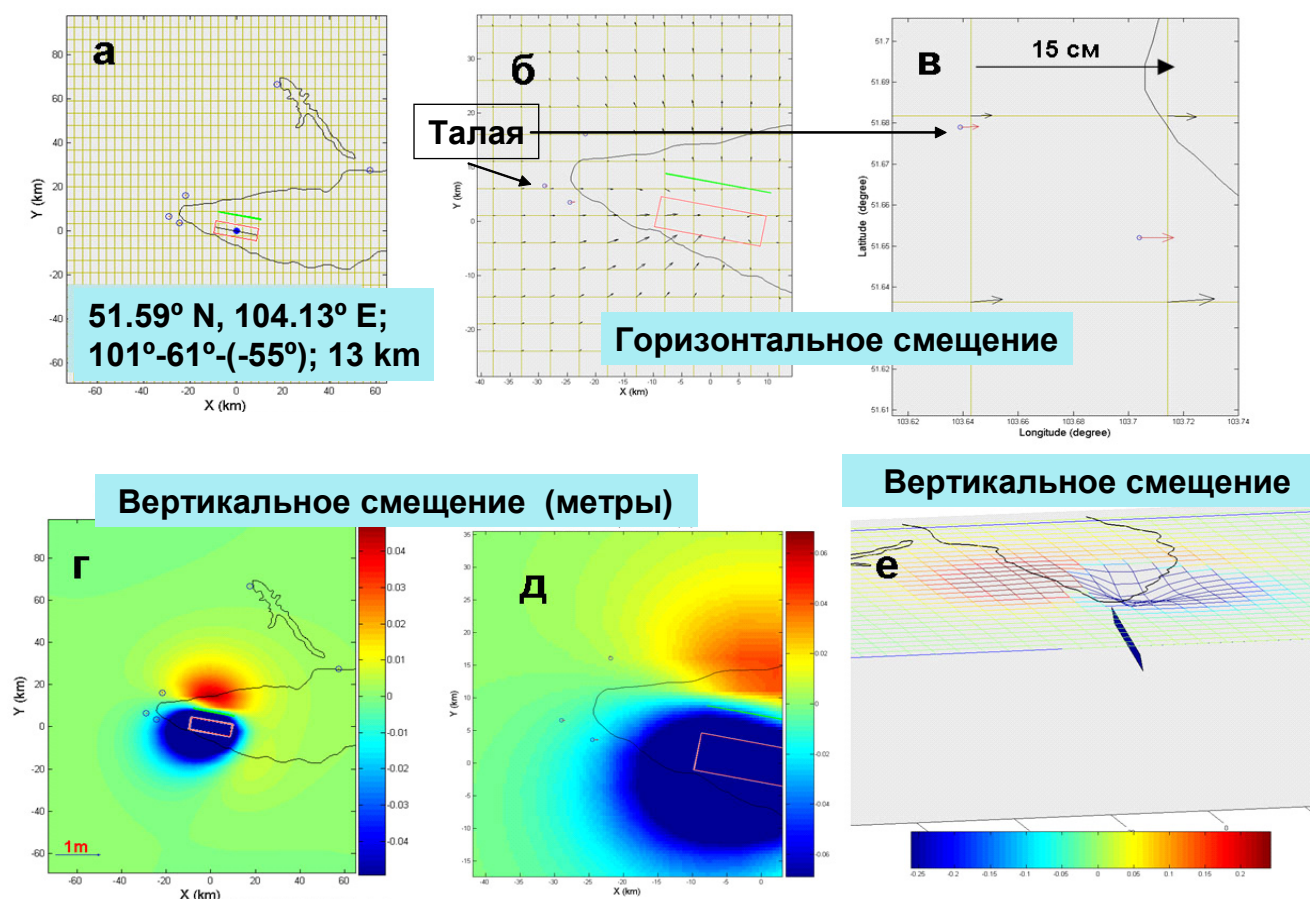


Рис. 9. Результаты моделирования косейсмических смещений при Култукском землетрясении 2008 г. ($M=6.3$) [Toda et al., 2009].

Fig. 9. Coseismic displacement modeling results for the Kultuk earthquake (2008, $M=6.3$) [Toda et al., 2009].

(2001–2003 гг.) определена амплитуда сезонных изменений g , она достигает 3 мкгал. Снятие линейной составляющей с графика силы тяжести проявило эффекты в эпохи близких землетрясений ($M=5.6$, 29.06.1995 г., $L=67$ км; $M=5.8$, 25.02.1999 г., $L=86$ км; $M=6.3$, 27.08.2008 г., $L=25$ км), при этом наиболее сильный эффект зарегистрирован при Култукском землетрясении 2008 г. Значимые изменения g зарегистрированы в периоды землетрясений с магнитудой больше 5.5 на расстояниях менее 90 км от станции (рис. 7).

Вариации 3D смещений пункта за период 2000–2010 гг., полученные с использованием программ GPSurvey и GAMIT/GLOBK [King, Bock, 2006; Herring et al., 2006], показаны на рис. 8.

Горизонтальные скорости согласуются с результатами, полученными по данным Байкальской сети за период 1994–2007 гг. [San'kov et al., 2009; Lukhnev et al., 2010]. Для периода 2000–2008 гг. перед Култукским землетрясением приведены решения для скоростей относительно пункта «Иркутск», расположенного на Сибирской платформе. Значения по компонентам составили: $V_n = -0.1 \dots -0.3$ мм/год, $V_e = +0.8 \dots +1.5$

мм/год, $V_v = -2.1 \dots -2.8$ мм/год. Составляющая вертикальной скорости может быть связана с рифтовыми процессами региона. Для периода 2004–2010 гг. приведено геоцентрическое решение. Здесь хорошо проявились косейсмические смещения для всех трех компонент. На периоде весна 2008 г. – весна 2010 г. изменения составили соответственно: $N = -2 \pm 2$ мм, $E = +10 \pm 2$ мм, $V = -20 \pm 5$ мм. Моделирование скачка смещений проводилось с использованием сейсмологических данных, полученных Байкальским филиалом Геофизической службы СО РАН. На рис. 9 приведены результаты моделирования. В целом модели, построенные по данным сейсмологии и космической геодезии, соответствуют друг другу.

Рассматривая данные измерений в период 2009–2012 гг., следует отметить, что вертикальные смещения продолжали изменяться (рис. 10). Вариации продолжались и в значениях силы тяжести (см. рис. 7). Обратимся к комплексной интерпретации данных гравиметрии и космической геодезии.

Рассмотрим соотношения, связывающие изменения силы тяжести, вариаций высоты и плотности горных

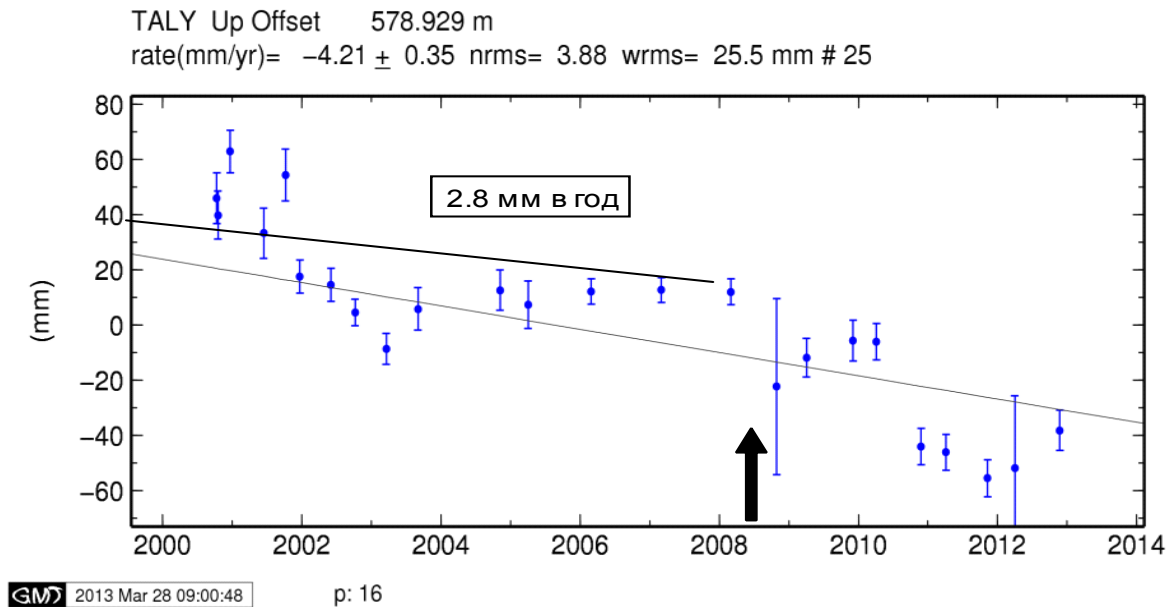


Рис. 10. Вертикальное смещение пункта «Талая», мм, в период 2000–2012 гг.

Результаты обработки данных по программе GAMIT/GLOBK, геоцентрическое решение, шкала в мм. Скорость смещения до Култукского землетрясения -2.8 мм/год. Далее косейсмическое смещение в 20 мм, в конце 2010 г. зарегистрирован постсейсмический скачок до 40 мм, и в конце 2012 г. начинается обратное движение.

Fig. 10. Vertical displacement (in millimetres) of the Talaya site in the period from 2000 to 2012.

Results of data processing by GAMIT/GLOBK software; the geocentric solution; the scale is given in millimetres. Prior to the Kultuk earthquake, the displacement velocity amounted to 2.8 mm per year. Afterwards the coseismic displacement of 20 mm occurred; in late 2010, the post-seismic discontinuity up to 40 mm occurred, and at the end of 2012, the reverse movement commenced.

пород. Для воздействий, охватывающих часть земной коры с линейными размерами в 100 – 200 км, идеализируя, их можно свести к трем положениям.

1. При плотности $\rho = \text{const}$.

Связь вариаций g и высоты Z без учета деформации среды можно описать как

$$\Delta g(t) = \gamma \cdot \Delta Z(t), \quad (4)$$

где γ – вертикальный градиент g и $\Delta Z(t)$ – изменение высоты пункта.

2. При высоте $Z = \text{const}$.

Связь вариаций g и изменений плотности ρ , вызванных деформацией среды. Можно использовать формулу для притяжения бесконечного плоского слоя [Tsuboi, 1982]:

$$\Delta g = 2\pi k \cdot \Delta \rho \cdot d = 2\pi k \cdot \Delta \varepsilon \cdot \rho \cdot d, \quad (5)$$

где $k = 6.67 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{гс}^2$ – гравитационная постоянная, d – толщина деформированного слоя земной коры, $\rho = 2.67 \text{ г/см}^3$ – средняя плотность земной коры, $\Delta \rho$ – изменение ρ из-за объемной деформации $\Delta \varepsilon$ земной коры.

3. Связь Δg и изменений смещений и деформации записывается как [Sasagawa, Zumberge, 1991]:

$$\Delta g = [\gamma + 2\pi k\rho(1-\nu)/\nu] \Delta z, \quad (6)$$

где k – гравитационная постоянная, ρ – плотность, ν – коэффициент Пуассона, Δz – изменение высоты, γ – вертикальный градиент.

Нормальное значение вертикального градиента составляет 308 мкгал на метр. Экспериментальное значение, полученное по данным измерений гравиметром Лакоста-Ромберга (LCR G 402) на пункте «Талая» 180 мкгал на метр. Такое значение обусловлено узкой горной долиной и расположением постаumenta в подвале на 2.5 м ниже земной поверхности. При нормальном градиенте получаем эффект $+3.0$ мкгал при опускании поверхности на 1 см ($+1$ мкгал ≈ -3 мм), используя экспериментальное определение, оцениваем эффект в $+1.8$ мкгал при опускании поверхности на 1 см.

Рассматривая соотношения вертикального опускания пункта «Талая» в период 2000–2008 гг. и значение силы тяжести, получаем качественное соответствие. Скорость опускания до -2.8 мм/год и увеличение значения силы тяжести $+1$ мкгал/год ближе к нормальному значению вертикального градиента.

Нормальные значения параметров составляют для средней плотности земной коры $\rho = 2.67 \text{ г/см}^3$, для коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$. Горные породы – архейские мраморы, которыми сложена долина р. Талая,

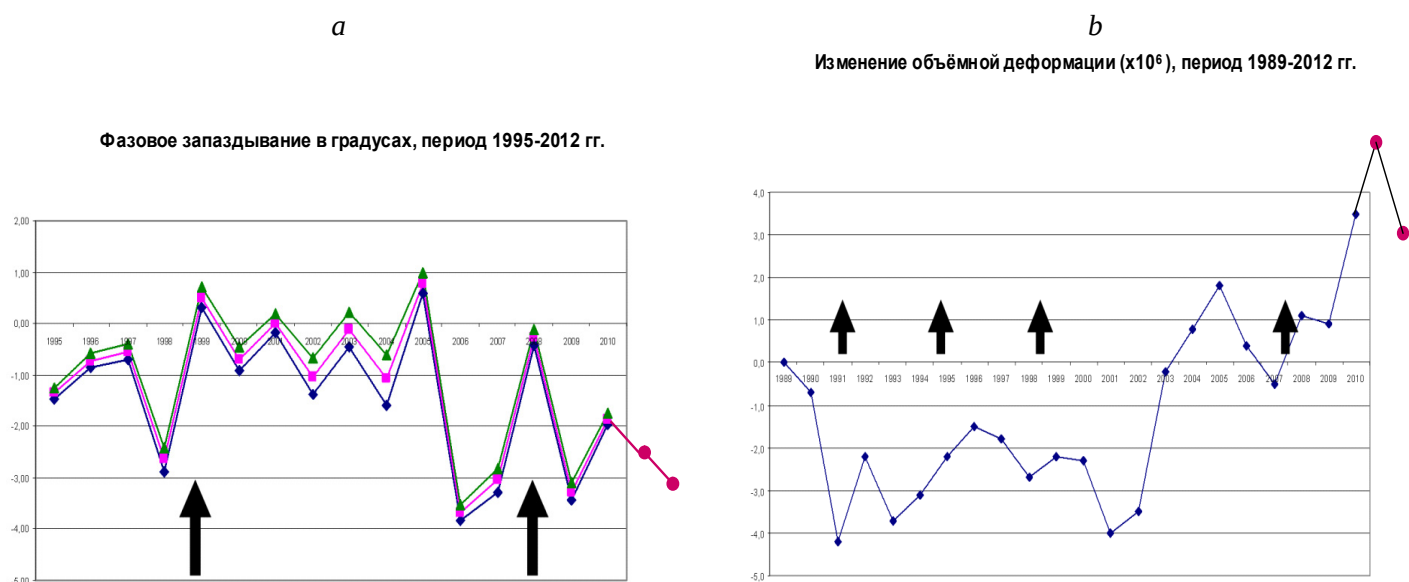


Рис. 11. Результаты обработки данных деформографических измерений.

a – вариации фазового приливного запаздывания в градусах, период наблюдений 1995–2012 гг.; *b* – изменение значения объёмной деформации за период 1989–2012 гг. Стрелками показаны периоды землетрясений [Timofeev et al., 2012b].

Fig. 11. Results of deformographic measurement data processing.

a – variations of phased tidal lag in degrees for the observation period from 1995 to 2012; *b* – changes of the volume deformation for the period from 1989 to 2012. Arrows show time of earthquakes [Timofeev et al., 2012b].

были исследованы лабораторно. На образце керна, извлеченном из 100-метровой скважины, получены значения коэффициента Пуассона $\nu=0.17$ и плотности $\rho=2.87 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$. По соотношению (5) получаем сходные оценки. Так, при изменении деформации $\Delta\epsilon=1\cdot10^{-6}$ и мощности слоя в 1 км эффект составит 0.12 мкгал, при мощности 3 км – 0.36 мкгал, при мощности 10 км – 1.2 мкгал, при мощности 30 км – 3.6 мкгал. Эффект положителен при сжатии, при растяжении отрицателен.

Эти соотношения (5) соответствуют периодам локальных землетрясений (см. рис. 7). Путем исключения линейной составляющей получены аномальные значения до и после землетрясений, случившихся в окрестностях станции (до 90 км), они достигают 5–10 мкгал. Согласно зарегистрированным деформографам данным (рис. 11), на поверхности деформации достигают $\Delta\epsilon=2\cdot10^{-6}$ – $3\cdot10^{-6}$ [Timofeev et al., 2012b]. При мощности слоя земной коры 25 км эффект, согласно соотношению (5), составит 4.8–7.2 мкгал.

Для комплексного эффекта смещений и деформаций, используя соотношение (6), получаем при нормальных значениях вертикального градиента оценку +0.27 мкгал на +1 см вертикального смещения (опускание поверхности «–»). По данным, полученным экспериментально, оценка эффекта составит +4.07 мкгал при смещении +1 см. Последние оценки с учетом ошибок измерений соответствуют косейсмическому эффекту Култукского землетрясения (рис. 12) и результатам моделирования по данным сейсмологии (см.

рис. 9). Процесс опускания земной поверхности при Култукском землетрясении продолжался с 2008 г. по 2012 г., проходил в несколько этапов и зарегистрирован методами космической геодезии и абсолютной гравиметрии. Особенности процесса и его продолжительность, возможно, свидетельствуют о включении флюидов в постсейсмический процесс. Этот вопрос требует дополнительных многолетних наблюдений.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты работы можно свести к нескольким выводам. Экспериментальные оценки стабильности значения силы тяжести и высоты по данным трех обсерваторий ограничивают изменение радиуса Земли значением 10^{-10} в год от нормального значения. Эти оценки можно использовать для тестирования тектонических гипотез.

Линейная составляющая вариации силы тяжести на станции Талая соответствует изменениям высоты пункта. Коэффициент корреляции близок к нормальному значению вертикального градиента силы тяжести.

Косейсмические вариации силы тяжести на этом пункте в эпоху Култукского землетрясения 2008 г. вызваны комплексным эффектом изменения высоты пункта и деформации земной коры.

Процесс опускания земной поверхности при Кул-

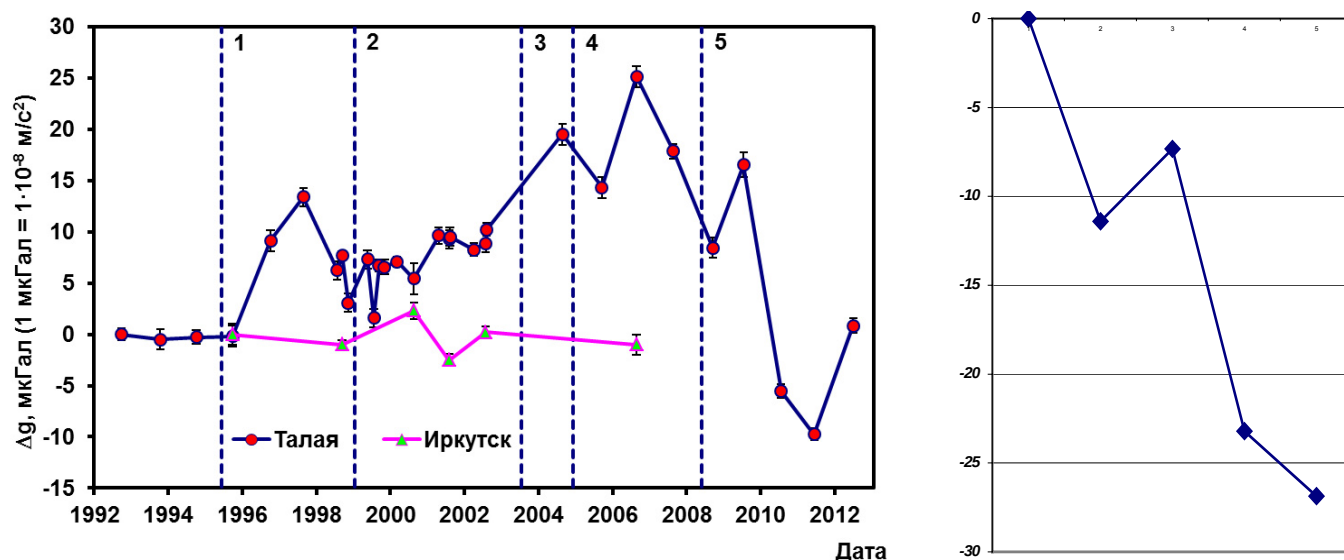


Рис. 12. Вариации силы тяжести, зарегистрированные абсолютным гравиметром и пересчитанные из вертикальных смещений.

Fig. 12. Gravity variations recorded by an absolute gravity meter and those calculated from vertical displacements.

тукском землетрясении продолжался три года и проходил в несколько этапов. Природу этого процесса, влияние флюидов в земной коре [Fialko, 2004] и асейсмического скольжения можно рассматривать через несколько лет дополнительных наблюдений.

Вариации силы тяжести в периоды региональных землетрясений с магнитудой больше 5.5, произошедших на расстояниях менее 90 км от станции, обуслов-

лены изменением деформируемого состояния земной коры. Для объяснения гравитационного эффекта изменения деформации должны составить величину $\Delta\epsilon = 2 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-6}$ и охватывают слой мощностью 20 км.

Работа была выполнена в рамках проектов Президиума РАН № 4.1, МИП СО РАН № 76, ОНЗ РАН № 6-2.

5. ЛИТЕРАТУРА

- Altamimi Z., Collilieux X., Legrand J., Garayt B., Boucher C., 2007. ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *Journal of Geophysical Research* 112 (B9), B09401. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB004949>.
- Arnautov G.P., 2005. Results of international metrological comparison of absolute laser ballistic gravimeters. *Avtometria* 41 (1), 126–136 (in Russian) [Арнаутов Г.П. Результаты международных метрологических сравнений абсолютных лазерных баллистических гравиметров // *Автометрия*. 2005. Т. 41. № 1. С. 126–136].
- Arnautov G.P., Kalish E.N., Smirnov M.G., Stus' Yu.F., Tarasyuk V.G., 1994. Laser ballistic gravimeter GABL-M and gravity observation results. *Avtometria* 3, 3–11 (in Russian) [Арнаутов Г.П., Калиш Е.Н., Смирнов М.Г., Стусь Ю.Ф., Тарасюк В.Г. Лазерный баллистический гравиметр ГАБЛ-М и результаты наблюдений силы тяжести // *Автометрия*. 1994. № 3. С. 3–11].
- Ducarme B., Timofeev V.Yu., Everaerts M., Gornov P.Y., Parovishnii V.A., van Ruymbeke M., 2008. A Trans-Siberian tidal gravity profile (TSP) for the validation of the ocean tides loading corrections. *Journal of Geodynamics* 45 (2–3), 73–82. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2007.07.001>.
- Elhiny M.W., Taylor S.R., Stevenson D.J., 1978. Limits to the expansion of Earth, Moon, Mars and Mercury and to change in the gravitational constant. *Nature* 271 (5643), 316–321. <http://dx.doi.org/10.1038/271316a0>.
- Fialko Y., 2004. Evidence of fluid-filled upper crust from observations of postseismic deformation due to the 1992 Mw7.3 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research* 109 (B8), B08401. <http://dx.doi.org/10.1029/2004JB002985>.
- Herring T.A., King R.W., McClusky S.C., 2006. Globan Kalman Filter VLBI and GPS Analysis Program. Release 10.3. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, 87 p.
- Hinderer J., Crossley D., 2006. *NEWSLETTER* 17, 5 June 2006, 2–12.
- Kaftan V.I., Tsyba E.N., 2009. Assessment of changes in semi-axes of the Earth's geometric ellipsoid from results of satellite

- observations of the global geodetic networks. *Izvestia VUSov, Geodeziya i aerofotos'emka* 1, 33–40 (in Russian) [Кафтан В.И., Цыба Е.Н. Оценка изменений полуосей земного геометрического эллипсоида по результатам спутниковых наблюдений в глобальной геодезической сети // *Известия ВУЗов, Геодезия и аэрофотосъемка*. 2009. № 1. С. 33–40].
- King R.W., Bock Y., 2006. Documentation for the GAMIT GPS. Analysis software. Release 10.3. Cambridge, Massachusetts Institute of Technology, 182 p.
- Kolomiets A.G., Gerasimenko M.D., Il'nitskaya A.V., 2010. Problems of seismicity and modern geodynamics of the Far East and East Siberia. In: Reports of the Scientific Symposium, 1–4 June 2010, Khabarovsk. ITIG, Khabarovsk, p. 87–88 (in Russian) [Коломиец А.Г., Герасименко М.Д., Ильницкая А.В. Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири // Доклады научного симпозиума 1–4 июня 2010 г., Хабаровск. Хабаровск: ИТИГ, С. 87–88.
- Kukul Z., 1987. Velocities of Geological Processes. Mir, Moscow, 246 p. (in Russian) [Кукол З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.].
- Lukhnev A.V., San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., Calais E., 2010. GPS rotation and strain rates in the Baikal-Mongolia region. *Russian Geology and Geophysics* 51 (7), 1006–1017. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2010.06.006>.
- Robertson L., Francis O., van Dam T.M., Faller J., Ruess D., Delinte J.-M., Vitushkin L., Liard J., Gagnon C., Guang G.Y., Da Lun H., Yuan F.Y., Yi X.J., Jeffries G., Hopevell H., Edge R., Robinson I., Kibbe B., Makinen J., Hinderer J., Amalvict V., Luck B., Wilmes H., Rehren F., Schmidt K., Schnull M., Cerutti G., Germmak A., Zabek Z., Pachuta A., Arnautov G., Kalish E., Stus Yu., Stizza D., Friderich J., Chartier J.-M., Marson I., 2001. Results from the fifth international comparison of absolute gravimeters, ICAG'97. *Metrologia* 38 (1), 71–78. <http://dx.doi.org/10.1088/0026-1394/38/1/6>.
- San'kov V.A., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., Byzov L.M., Dembelov M.G., Calais E., Deverchère J., 2009. Extension in the Baikal rift: Present-Day kinematics of passive rifting. *Doklady Earth Sciences* 425 (2), 205–209. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X09020056>.
- Sasagawa S., Zumberge M.A., 1991. Absolute gravity measurements in California, 1984–1989. *Journal of Geophysical Research* 96 (B2), 2501–2513. <http://dx.doi.org/10.1029/90JB02283>.
- Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Boiko E.V., Gribanova E.I., Semibalamut V.M., Timofeev A.V., Yaroshevich A.V., 2012b. Strain and displacement rates during a large earthquake in the South Baikal region. *Russian Geology and Geophysics* 53 (8), 798–816. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2012.06.007>.
- Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Boiko E.V., Timofeev A.V., Yaroshevich A.V., Gornov P.Yu., 2012a. Estimation of coseismic deformation, poroelasticity, and fracturing of rocks from the data on water level in a borehole. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (7–8), 640–652. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312060067>.
- Toda S., Ross S., Sevilgen V., Lin J., 2009. Coulomb 3. Graphic-rich deformation & stress-change software for earthquake, Tectonic, and Volcano Research and Teaching – User Guide. Available from: <http://pubs.usgs.gov/of/2011/1060> (last accessed 30.04.2013).
- Tsuboi T., 1982. The Earth's Gravity Field. Mir, Moscow, 286 p. (in Russian) [Цубои Т. Гравитационное поле Земли. М.: Мир, 1982. 286 с.].



Тимофеев Владимир Юрьевич, докт. физ.-мат. наук, заведующий лабораторией
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3, Россия
Тел.: (383)3356442, ✉ e-mail: timofeevvy@ipgg.nsc.ru

Timofeev, Vladimir Yu., Doctor of Physics and Mathematics, Head of Laboratory
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS
3 Akademika Koptuuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: (383)3356442; ✉ e-mail: timofeevvy@ipgg.nsc.ru

Калиш Евгений Николаевич, канд. физ.-мат. наук, с.н.с.
Институт автоматизации и электрометрии СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 1, Россия
Тел.: (383)3332596, e-mail: kalish@iae.nsk.su

Kalish, Evgeniy N., Candidate of Physics and Mathematics, Senior Researcher
Institute of Automation and Electrometry, Siberian Branch of RAS
1 Akademika Koptuuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: (383)3332596; e-mail: kalish@iae.nsk.su

Стусь Юрий Фёдорович, канд. техн. наук, с.н.с.
Институт автоматизации и электрометрии СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 1, Россия
Тел.: (383)3332596, e-mail: stus@iae.nsk.su

Stus', Yuri F., Candidate of Technical Sciences, Senior Researcher
Institute of Automation and Electrometry, Siberian Branch of RAS
1 Akademika Koptyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: (383)3332596; e-mail: stus@iae.nsk.su

Ардюков Дмитрий Геннадьевич, с.н.с.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3, Россия
Тел.: (383)3356442, e-mail: ardjukovdg@ipgg.nsc.ru

Ardyukov, Dmitriy G., Senior Researcher
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS
3 Akademika Koptyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: (383)3356442; e-mail: ardjukovdg@ipgg.nsc.ru

Арнаутов Геннадий Петрович, канд. техн. наук, в.н.с.
Институт автоматизации и электрометрии СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 1, Россия
Тел.: (383)3307931; e-mail: arnautov@iae.nsk.su

Arnautov, Gennadiy P., Candidate of Technical Sciences, Lead Researcher
Institute of Automation and Electrometry, Siberian Branch of RAS
1 Akademika Koptyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: (383)3307931; e-mail: arnautov@iae.nsk.su

Смирнов Михаил Георгиевич, ведущий инженер-конструктор
Институт автоматизации и электрометрии СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 1, Россия
Тел.: (383)3332596; e-mail: smirnov.m.g@iae.nsk.su

Smirnov Mikhail G., Lead Design Engineer
Institute of Automation and Electrometry, Siberian Branch of RAS
1 Akademika Koptyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: (383)3332596; e-mail: smirnov.m.g@iae.nsk.su

Тимофеев Антон Владимирович, инженер
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3, Россия
Тел.: (383)3356442; e-mail: timofeevav@ipgg.nsc.ru

Timofeev, Anton V., Engineer
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS
3 Akademika Koptyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: (383)3356442; e-mail: timofeevav@ipgg.nsc.ru

Носов Дмитрий Алексеевич, инженер-программист
Институт автоматизации и электрометрии СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 1, Россия
Тел.: (383)3332596, e-mail: danossov@ngs.ru

Nosov, Dmitriy A., Software Engineer
Institute of Automation and Electrometry, Siberian Branch of RAS
1 Akademika Koptyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: (383)3332596; e-mail: danossov@ngs.ru

Сизиков Игорь Сергеевич, инженер-конструктор
Институт автоматизации и электрометрии СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 1, Россия
Тел.: (383)3332596, e-mail: sizikov.i.s@gmail.com

Sizikov, Igor S., Design Engineer
Institute of Automation and Electrometry, Siberian Branch of RAS
1 Akademika Koptyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: (383)3332596; e-mail: sizikov.i.s@gmail.com

Бойко Елена Валерьевна, н.с.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3, Россия
Тел.: (383)3356442, e-mail: boykoev@ipgg.nsc.ru

Boiko, Elena V., Researcher

A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS
3 Akademika Koptuyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: (383)3356442; e-mail: boykoev@ipgg.nsc.ru

Грибанова Екатерина Ивановна, н.с.

Сибирский филиал Геофизической службы СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Лаврентьева, 13-3

Gribanova, Ekaterina I., Researcher

Siberian Division of Geophysic Survey, Siberian Branch of RAS
13 Akademika Lavrentieva Prosp., Novosibirsk 630090, Russia



THE KULTUK VOLCANO: SPATIAL-TEMPORAL CHANGE OF MAGMATIC SOURCES AT THE WESTERN TERMINUS OF THE SOUTH BAIKAL BASIN BETWEEN 18 AND 12 MA

S. V. Rasskazov^{1,2}, T. A. Yasnygina¹, I. S. Chuvashova^{1,2},
E. A. Mikheeva^{1,2}, S. V. Snopkov²

¹*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*

²*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

Abstract: The Kultuk volcano erupted at the axial South Baikal basin of the Baikal rift zone (BRZ). Now it exhibits facies of subvolcanic bodies, land-lava eruptions and subaqueous pillow lavas and hyaloclastites. The volcano was controlled by the Obruchev fault that is currently a border of the basin which amplitude of vertical movements is rapidly decreasing in the westward direction. It is found that the Kultuk volcano was active at the beginning and end of the volcanic activity period of the Kamar, Stanovaya, and Bystrinskaya volcanic zones, which took place 18–12 Ma ago. In previous papers, it was assumed that dominant structures in the area under study were major Cenozoic shear displacements along the Main Sayan fault and/or along the Tunka rift valley; however, at the current stage of our study, linear configurations of the volcanic zones do not reveal any of such displacements. Based on analyses of distribution of volcanic rocks in the relief at the western coast of Lake Baikal, distinct vertical crustal movements are revealed; such movements started in the Early Miocene and continue to the present time. It is concluded that volcanism was controlled by the trans-tensional system of volcanic zones. Sources are identified for the shallow lithospheric mantle melt with the substantial admixture of the low-crust component and deeper asthenospheric mantle melts in the Kamar and Stanovaya volcanic zones; for the Bystrinskaya volcanic zone, only components from the deeper source are revealed. The local shallow mantle magmatism occurred only within the lithosphere extension zone beneath the South Baikal basin. The lithosphere thinning is reflected in the change of activity from the sub-lithospheric to lithospheric sources under the Kamar zone. Rifting of the axial structure is recorded at the root of the Slyudyanka lithospheric block that was subjected to the collision-related Early Paleozoic metamorphism. Geochemical characteristics of the collision-type components were inherited by the Miocene basaltic melts.

Key words: Cenozoic, Baikal Rift, basalts, trace elements, geodynamics.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Mikheeva E.A., Snopkov S.V. 2013. The Kultuk Volcano: spatial-temporal change of magmatic sources at the western terminus of the South Baikal basin between 18 and 12 Ma. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 135–168. doi:10.5800/GT-2013-4-2-0095.

КУЛТУКСКИЙ ВУЛКАН: ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СМЕНА МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ НА ЗАПАДНОМ ОКОНЧАНИИ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ В ИНТЕРВАЛЕ 18–12 МЛН ЛЕТ НАЗАД

С. В. Рассказов^{1,2}, Т. А. Ясныгина¹, И. С. Чувашова^{1,2},
Е. А. Михеева^{1,2}, С. В. Снопков²

¹*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

²*Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*

Аннотация: На западном окончании осевой Южно-Байкальской впадины Байкальской рифтовой зоны, в постройке Култукского вулкана, представлены фации субвулканических тел, наземных лавовых извержений и подводных извержений подушечных лав и гиалокластитов. Вулкан контролировался Обручевским разломом. В настоящее время этот разлом ограничивает впадину с быстро уменьшающейся к западу амплитудой вертикальных движений. Установлена активность вулкана в начале и в конце лавовых извержений, происходивших во временном интервале 18–12 млн лет назад в трех вулканических зонах: Камарской, Становой и Быстринской. В предшествующих работах предполагалось, что на территории исследований преобладали кайнозойские крупномасштабные сдвиговые смещения по Главному Саянскому разлому или вдоль Тункинской рифтовой долины. Согласно авторской реконструкции линейной конфигурации вулканических зон, такие смещения на данном этапе исследований не обнаружены. По распределению разновозрастных вулканических пород в рельефе выявлены ярко выраженные вертикальные движения коры, начинавшиеся в раннем миоцене и продолжающиеся до настоящего времени. Сделан вывод о контроле вулканизма трансензионной системой вулканических зон. В Камарской и Становой зонах определены источники малоглубинных выплавок из мантийной части литосферы с существенной примесью нижнекорового компонента и более глубокие – из астеносферной мантии, в Быстринской – только более глубокие. Локальный малоглубинный мантийный магматизм был пространственно ограничен областью растяжения литосферы под Южно-Байкальской впадиной. Утонение литосферы отражено в смене активности подлитосферных источников литосферными под Камарской зоной. Рифтогенез осевой структуры фиксировался в корневой части Слюдянского литосферного блока, претерпевшего раннепалеозойский синколлизионный метаморфизм. Миоценовыми базальтовыми выплавками унаследованы геохимические характеристики, свойственные компонентам коллизионных обстановок.

Ключевые слова: кайнозой, Байкальский рифт, базальты, микроэлементы, геодинамика.

1. ВВЕДЕНИЕ

Сотношения вулканизма с развитием кайнозойских континентальных рифтовых зон рассматривались в многочисленных работах [Milanovsky, 1976; Logatchev, 1977; Kiselev et al., 1979; Rasskazov, 1985, 1993]. Обращалось внимание на то, что «в неоген-четвертичное время базальтовый и родственный ему вулканизм охватил громадные площади континентов и океанов. Только для небольшой их части можно подметить какую-то связь излияний с рифтовыми структурами. Для двух континентальных рифтовых систем (Байкальской и Рейнской) она вообще сомнительна. В Байкальской зоне только в двух из десяти крупных грабенов имеются вулканы, а все остальные, в том числе крупнейший Байкальский, лишены признаков новейшего вулканизма» [Florensov et al., 1968, p. 146]. Изотопно-геохимическими исследованиями вулканических полей Внутренней Азии последних лет выявлены существенные различия глубинной динамики под вулканическими территориями, отразившиеся в характере компонентного состава излившихся лав. В подлитосферных источниках Центральной Монголии, активизированных вследствие распространения процессов конвергенции от зоны Индо-Азиатского взаимодействия, установлена определяющая роль подлитосферных палеослабых и надпалеослабых компонентов. Выделена отличительная особенность источников рифтогенного магматизма, заключающаяся в вовлечении в плавление компонентов литосферы и подстилающей астеносферы [Rasskazov et al., 2012].

На западном окончании Южно-Байкальской впадины находится Култукский вулкан – одна из построек Камарской зоны миоценового вулканизма (рис. 1, 2).

Благодаря географической доступности вулкан с местным названием «Чертова гора» был отмечен геологом А.В. Львовым уже в начале XX столетия. Позже в районе пос. Култук был обозначен вулканический нект [Sherman et al., 1973]. Учащиеся школы № 7 этого поселка, под руководством преподавателя С.В. Снопкова, восприняли представление А.В. Львова о вулканическом происхождении Чертовой горы и обозначили на ее вершине центр извержений пяти лавовых потоков, спускающихся к берегу Байкала, проследили выходы пород вулкана и составили схематичную карту [Krugovaya, Snopkov, 2006].

Интерес к Култукскому вулкану продиктован необходимостью решения двух важных вопросов. Во-первых, его местоположение в осевой Южно-Байкальской впадине Байкальской рифтовой зоны ставит вопрос о характере утонения литосферы под ней в терминах компонентного состава извергнутых базальтовых расплавов. Во-вторых, этот вулкан расположен в области сочленения Обручевского и Главного Саянского разломов. Первый ограничивает с севера Южно-Байкальскую впадину, второй отделяет архейский Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы от сопредельного раннепалеозойского Хамардабанского составного террейна (рис. 2). Предполагалось, что в кайнозое Обручевский разлом был сбросом, а Главный Саянский – левосторонним сдвигом. Суммарную амплитуду сброса дает оценка предполагаемой мощности кайнозойских отложений в Южно-Байкальской впадине до 6 км [Logatchev, Zorin, 1992; Suvorov, Mishenkina, 2005] с общей мощностью кайнозойских и мезозойских осадочных отложений до 14 км [Krylov et al., 1995]. Амплитуда сдвига определялась по латеральному смещению речных долин. Обраща-

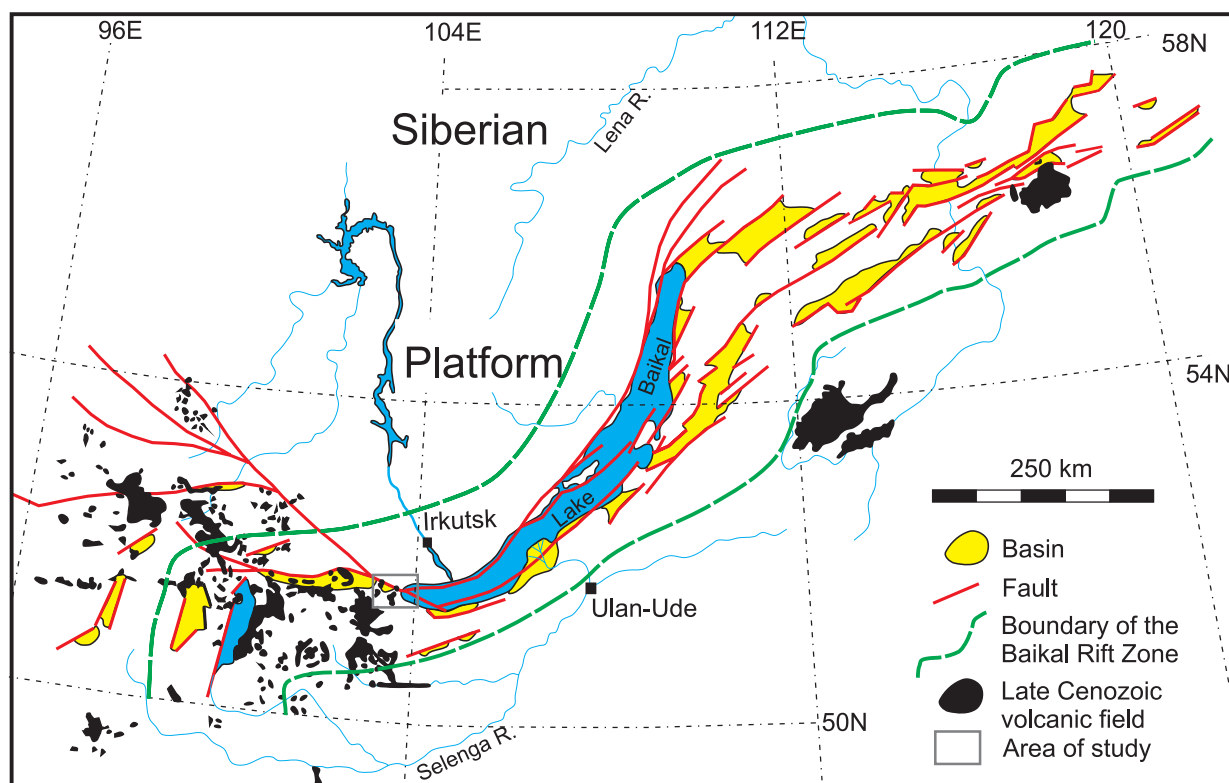


Рис. 1. Местоположение района Култукского вулкана в Байкальской рифтовой зоне.

Fig. 1. Location of the Kultuk volcano area in the Baikal rift zone.

лось внимание на смещение русла р. Иркут в Зыркузунской петле на 15 км [Lamakin, 1968] (рис. 3). По сходной (левосдвиговой) современной кинематике смещений в субширотных плоскостях разрывов, установленных по фокальным механизмам сильных землетрясений, Култукская западная часть Южно-Байкальской впадины относилась вместе с Тункинской долиной к широтной подвижной зоне [Mel'nikova et al., 2012], несмотря на существование в восточной части этой долины области сейсмического затишья. Очевидно, истинная амплитуда кайнозойских боковых движений в Главном Саянском разломе и Тункинской долине может быть установлена по сдвинутым геологическим реперам в крыльях этих структур. В качестве реперов могут использоваться вулканические породы.

В настоящей работе рассматривается строение Култукского вулкана и его положение в рельефе, характеризуются вулканические породы, обнаруженные непосредственно в зоне Главного Саянского разлома с выходом в Шарыжалгайский и Слюдянский блоки. Вулканические породы используются в качестве маркеров для оценки вертикальных и горизонтальных движений по разломам. По результатам К–Аг-датирования пород определяется время вулканической деятельности. Приводятся данные о химическом составе пород, свидетельствующие о специфике источников магматических расплавов, излившихся в осевой рифтовой доли-

не, на ее южном (хамардабанском) и северном (шарыжалгайском) плечах. Проводится сопоставление пород вулкана с вулканическими породами Камарской, Становой и Быстринской зон сопредельной территории западного побережья Байкала. Камарская и Быстринская зоны протягиваются на 20 км каждая и разделяются между собой приблизительно таким же расстоянием. Протяженность Становой зоны на одну треть меньше. Расстояние между Камарской и Становой зонами составляет не более 10 км (см. рис. 2).

Аналитические исследования микроэлементного состава вулканических пород выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН методом ICP–MS с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce Байкальского аналитического центра коллективного пользования (пробоподготовка химиков-аналитиков М.Е. Марковой, Е.А. Михеевой, расчеты – Т.А. Ясныгиной). Характеристика методик приведена в работе [Yasnygina et al., 2003]. При калий-аргоновом датировании пород измерения радиогенного аргона проведены С.С. Брандтом по методике, приведенной в работе [Rasskazov et al., 2000b], измерения калия – М.М. Самойленко методом пламенной фотометрии. Возраст рассчитан по константам: $\lambda_K = 0.581 \cdot 10^{-10}$; $\lambda_\beta = 4.962 \cdot 10^{-10}$; $\lambda_K + \lambda_\beta = 5.543 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, где λ_K – постоянная захвата электрона К-оболочки ядром ^{40}K ; λ_β – постоянная β -рас-

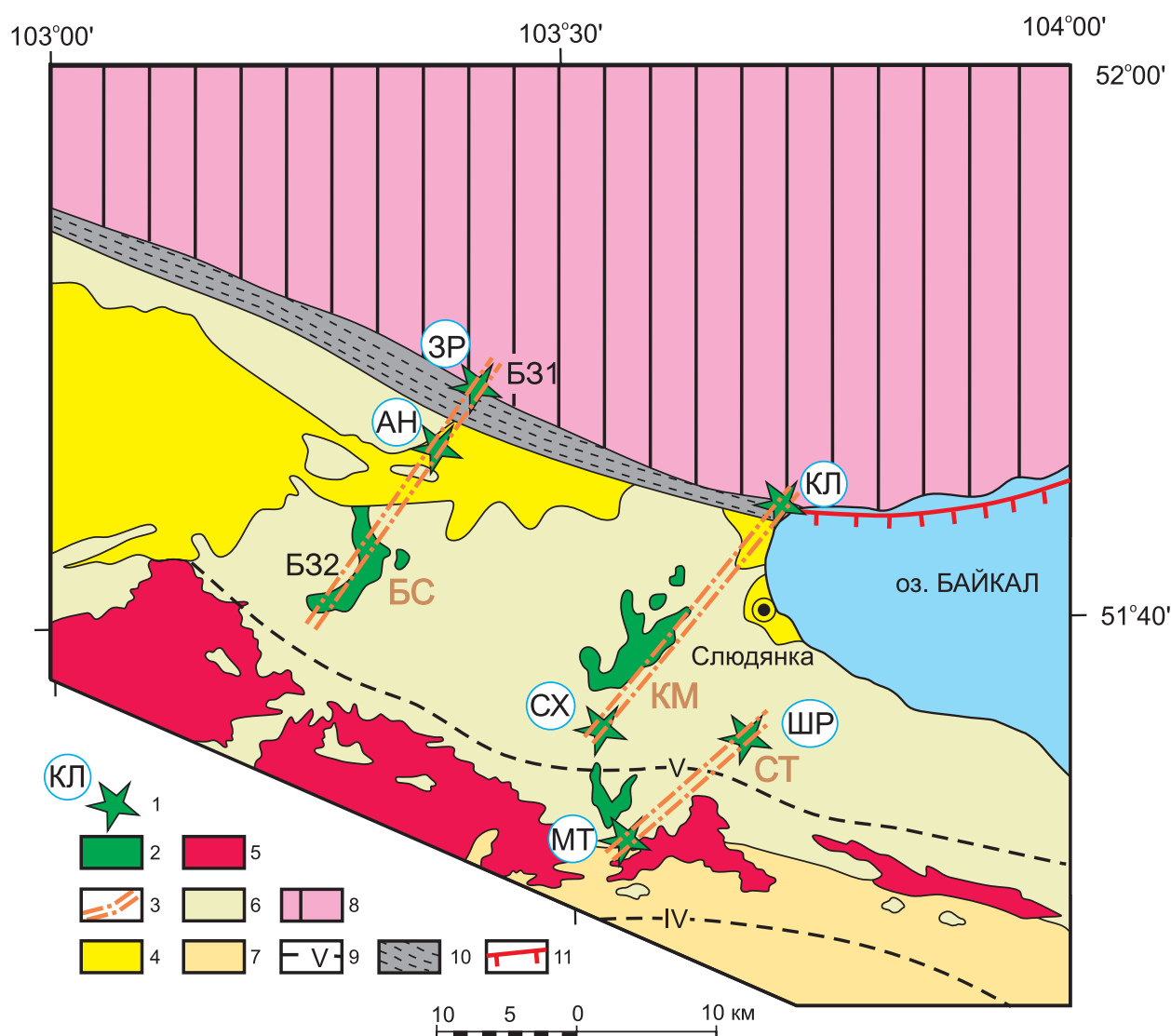


Рис. 2. Местоположение Култукского вулкана и близких по возрасту миоценовых вулканических построек, субвулканических тел и лавовых покровов Камарской (КМ), Становой (СТ) и Быстринской (БС) вулканических зон.

1 – миоценовые вулканы и нежки Камарской вулканической зоны (КЛ – Култукский, СХ – Сухой), Становой (МТ – Метео, ШР – Широкий) и Быстринской (АН – Анчукский, ЗР – Зыркузунский). Породы вулканов в северной части Быстринской зоны представлены подгруппой Б31, в южной части – подгруппой Б32 (см. рис. 9); 2 – близкие по возрасту базальтовые покровы; 3 – осевые линии вулканических зон; 4 – кайнозойские осадочные отложения рифтовых впадин; 5 – хамардабанские граниты; 6–7 – осадочные и вулканогенно-осадочные метаморфизованные комплексы, составляющие субтеррейны Хамардабанского составного террейна: 6 – Слюдянский, 7 – Хангарульский; 8 – Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы; 9 – изограды метаморфизма: IV – калишпата, V – гиперстена; 10 – зона Главного Саянского разлома – структурного шва, отделяющего кристаллический фундамент Сибирской платформы от складчатой области, имеет неясную степень кайнозойской активизации; 11 – Обручевский разлом с ярко выраженной кайнозойской кинематикой сбросового типа. Геологическая схема составлена по работам [Vasilyev et al., 1981; Belichenko et al., 2006] с упрощениями и дополнениями.

Fig. 2. Location of the Kultuk volcano and coeval Miocene volcanic edifices, subvolcanic bodies and lava sheets in the Kamar (КМ), Stanovaya (СТ), and Bystrinskaya (БС) volcanic zones.

1 – Miocene volcanoes and necks in the Kamar volcanic zone (КЛ – Kultuk, СХ – Sukhoi), Stanovaya (МТ – Meteo, ШР – Shirokiy), and Bystrinskaya (АН – Anchuk, ЗР – Zyrkuzun). Volcanic rocks are represented by subgroup Б31 in the northern part and subgroup Б32 in the southern part of the Bystrinskaya zone (see Fig. 9); 2 – coeval basalt covers; 3 – axial lines of volcanic zones; 4 – Cenozoic sediments of rift basins; 5 – Khamardaban granites; 6–7 – sedimentary and metamorphosed volcanogenic-sedimentary complexes comprising sub-terrains of the Khamardaban composite terrane: 6 – Slyudyanka, 7 – Khangarul, 8 – Sharyzhalgai uplift of the Siberian platform basement; 9 – metamorphic isograds: IV – K-feldspar, V – hypersthene; 10 – zone of the Main Sayan fault, the suture between the crystalline basement of the Siberian platform and fold region – reveals unclear degree of activation in the Cenozoic; 11 – Obruchev fault with evident Cenozoic shear displacement. The geological scheme is after [Vasilyev et al., 1981; Belichenko et al., 2006] with simplifications and additions.

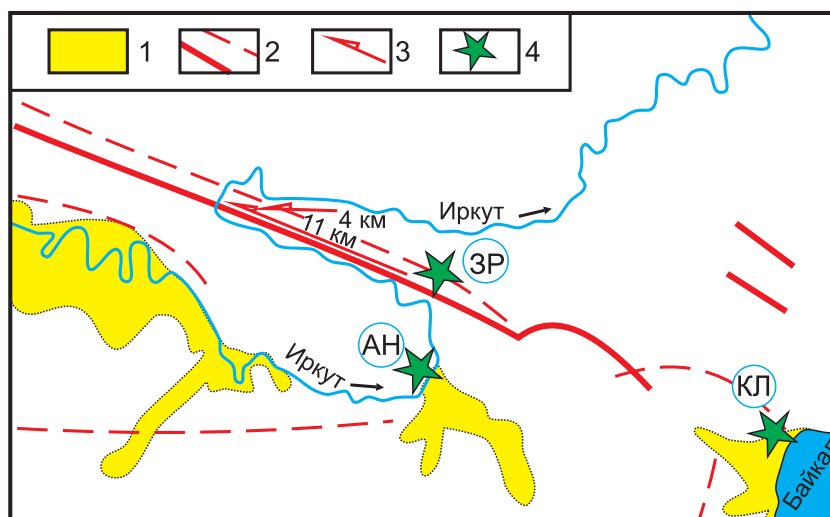


Рис. 3. Зыркузунский (Главный Саянский) «левосторонний сдвиг» с предположительной амплитудой 15 км.

1 – четвертичные отложения; 2 – древние разломы; 3 – «молодые сдвиги»; 4 – местоположение Кулдукского (КЛ), Анчукского (АН) и Зыркузунского (ЗР) вулканов, не смещенных предполагаемым сдвигом. На территории между Зыркузунской петлей и Байкалом разлом не имеет ясного выражения в рельефе. Схема из книги В.В. Ламакина [Lamakin, 1968] с дополнениями местоположения вулканов.

Fig. 3. The Zyrkuzun (Main Sayan) 'left-lateral shift' (estimated amplitude – 15 km).

1 – Quaternary sediments; 2 – ancient faults; 3 – 'young shifts'; 4 – locations of the Kulduk (КЛ), Anchuk (АН), and Zyrkuzun (ЗР) volcanoes, which are not consistent with the expected shift. In the area between the Zyrkuzun loop and the Baikal rift, the fault is not clearly manifested in the relief. The scheme is after [Lamakin, 1968]; locations of volcanoes are added.

пада. Петрогенные оксиды определены в аналитическом центре института классическим «мокрым» методом (аналитики Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко).

2. СТРОЕНИЕ КУЛДУКСКОГО ВУЛКАНА, РЕПЕРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ДЛЯ ОЦЕНКИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Кулдукский вулкан расположен сравнительно низко в рельефе, на 300–350 м ниже базальтовых останцов сопредельной северной части хр. Камар (рис. 4). Коренные выходы пород кулдукской постройки занимают отметки от 610 м на вершине Чертовой горы до 510 м на территории вблизи Байкала.

В вулканическом сооружении различаются четыре разновидности пород: 1) субвулканические долериты, 2) субаквальные подушечные лавы и гиалокластиты, 3) субаэральные базальты лавового потока и 4) субвулканические микродолериты (рис. 5).

Долериты – крупнозернистые породы массивного сложения голубоватого, темно-серого до черного цвета. Преобладает крупноглыбовая отдельность. Глыбы имеют изометричную форму, размеры – 50–80 см. Субвулканические условия кристаллизации долеритов предполагаются в связи с отсутствием пор. Микродолериты, подобно долеритам, не содержат пор и отличаются от них мелко-среднезернистым сложением, особым химическим составом и более молодым возрастом

(см. разделы 3, 4). Подушечные лавы состоят из стекловатых овальных обособлений размером от 20 до 40 см, нередко резко удлинённой формы. Границы подушек подчеркиваются смоляно-черными периферическими каемками, составляющими первые сантиметры. Скопления подушек перемежаются с землисто-желтым гиалокластитовым материалом (рис. 6). Базальты лавового потока, от массивных до пористых, имеют пепельно-серый цвет.

Долериты находятся в основании постройки в виде слоя. Мощность слагаемого ими тела не определена. Подушечные лавы и гиалокластиты расположены над долеритами и имеют видимую мощность в обнажениях не более 10 м. Слабосвязанный сыпучий материал образовался в результате подводного излияния базальтовых расплавов и мог служить в качестве термостатирующей крышки для внедрившихся магматических расплавов, обеспечив их полную кристаллизацию в виде долеритов. Подушечные лавы и гиалокластиты слагают вершину Чертовой горы и пологий склон, обращенный в сторону Байкала. Представленный А.В. Львовым схематичный разрез Кулдукского вулкана в виде покрова (рис. 7) относится к сохранившейся западной части вулкана с подушечными лавами. Вскрытые эрозией долериты распространяются к востоку от подушечных лав до основания уступа Обручевского разлома.

Микродолериты образуют субширотный хребтик в северо-западной части постройки. Протяженность

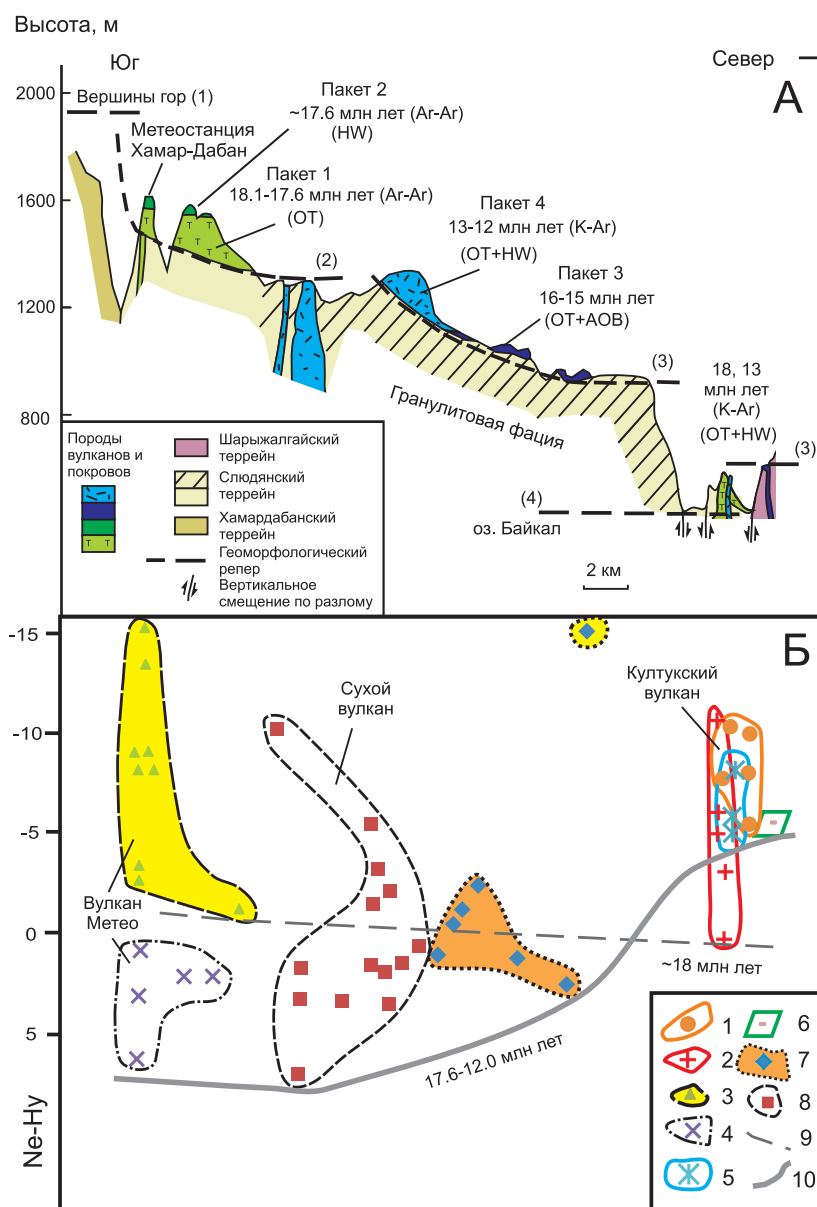


Рис. 4. Пространственные соотношения Култукского вулкана с близкими по возрасту вулканическими подразделениями Камарской зоны и вулкана Метео (А) и диаграмма вариаций нормативного гиперстена и нефелина (Hy и Ne) в породах вдоль профиля (Б).

На профиле А: Породы разного состава (по соотношению нормативных минералов): HW – гавайит, AOB – щелочной оливиновый базальт, OT – оливиновый толеит. Геоморфологические реперы (номера в скобках): 1 – «вершинный», 2 – эрозионный, раннемиоценовый, 3 – эрозионный, начала среднего миоцена, 4 – современный базис эрозии, соответствующий зеркалу оз. Байкал. Датировки вулканических пород по результатам определений калий-аргоновым (K–Ar) и аргон-аргоновым (Ar–Ar) методами. Разрез из работы [Rasskazov, 1993] с изменениями. На диаграмме Б: 1–2 – субвулканический долерит (1) и подушечная лава (2) Култукского вулкана (северное окончание Камарской зоны); 3–4 – нижний (3) и верхний (4) лавовые пакеты (северное окончание Становой зоны); 5–6 – микроделерит субширотного субвулканического тела (5) и базальт лавового потока (6) Култукского вулкана; 7–8 – нижний (7) и верхний (8) лавовые пакеты и пространственно связанные с ними субвулканические тела центральной и южной частей Камарской зоны; 9–10 – смена предельно низких значений Ne–Hy в породах от ~18 млн лет назад (9) к временному интервалу 17.6–12.0 млн лет назад (10).

Fig. 4. (A) Spatial relations between the Kultuk volcano and coeval volcanic units of the Kamar volcanic zone and the Meteo volcano; (B) variations of normative hypersthene and nepheline (Hy and Ne) in the rocks along the profile.

Profile A: Rocks of different compositions (based on contents of normative minerals): HW – hawaiite; AOB – alkali olivine basalt; OT – olivine tholeiite. Geomorphological elements (numbers in brackets): 1 – ‘summit’, 2 – erosional, Early Miocene, 3 – erosional, early Middle Miocene, 4 – modern base level of erosion corresponding to the Lake Baikal plane. Ages of the volcanic rocks are determined by K–Ar and Ar–Ar methods. The cross-section is modified after [Rasskazov, 1993]. Diagram B: 1–2 – subvolcanic dolerite (1) and pillow lava (2) from the Kultuk volcano (the northern terminus of the Kamar zone); 3–4 – lower (3) and upper (4) lava packages (the southern terminus of the Stanovaya zone); 5–6 – microdolerite of the near E–W subvolcanic body (5) and basalt from the lava flow (6) of the Kultuk volcano; 7–8 – lower (7) and upper (8) lava packages and spatially associated subvolcanic bodies from the central and southern parts of the Kamar zone; 9–10 – change of the lower limits of Ne–Hy in the rocks from ~18 Ma (9) to the time interval of 17.6–12.0 Ma (10).

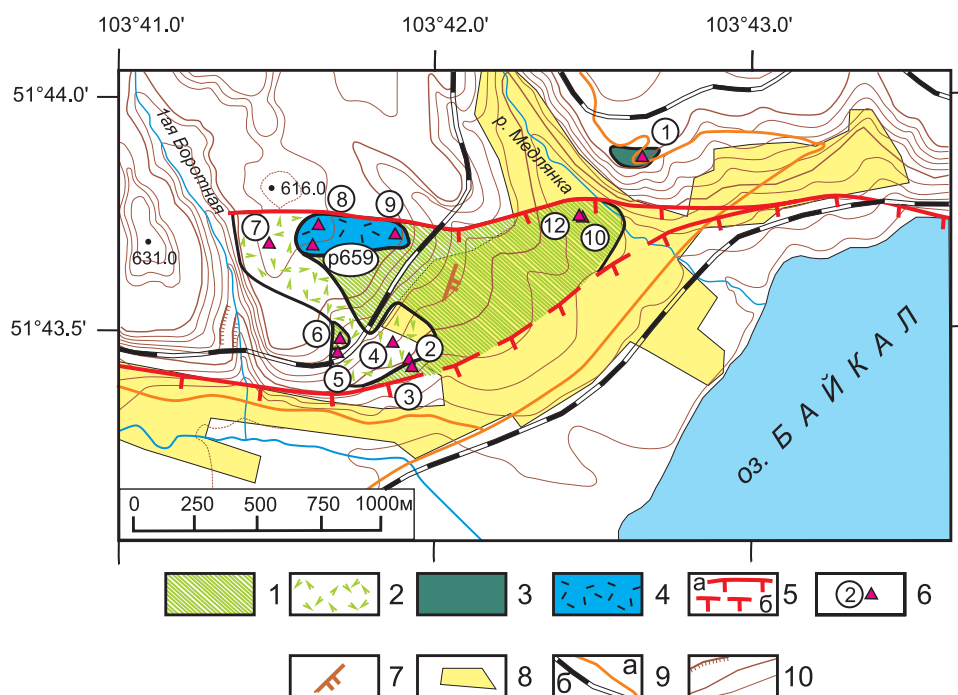


Рис. 5. Схема опробования вулканических и субвулканических пород в районе пос. Култук.

1–4 – породы вулкана: 1 – долериты, 2 – подушечные лавы и гиалокластиты, 3 – микроделериты, 4 – базальты лавового потока; 5 – две ветви Обручевского разлома: северная, затухающая в субаквальной части Култукского вулкана, и южная, продолжающаяся в широкую долину р. Култучная и сменяющаяся по простиранию активизированным фрагментом Главного Саянского разлома (штрихи направлены в сторону опущенного блока): а – часть, выраженная в рельефе, б – часть, погребенная под современными склоновыми отложениями; 6 – точки наблюдений (для упрощения схемы приведены номера образцов от 1 до 12, соответствующие полевым номерам от KL–12–1 до KL–12–12, обр. р659 был отобран при полевых работах 1982 г. [Rasskazov, 1993]); 7 – тектонический наклон блока вулканической постройки (направление двух штрихов); 8 – территория строений пос. Култук; 9 – дороги (а – шоссе, б – железная); 10 – горизонталы (через 10 м), крутые обрывы.

Fig. 5. The scheme of sampling volcanic and subvolcanic rocks in the Kultuk area.

1–4 – rocks of the volcano: 1 – dolerites, 2 – pillow lavas and hyaloclastites, 3 – microdolerites, 4 – basalts from the lava flow; 5 – two branches of the Obruchev fault (the northern brand terminates in the subaqueous part of the Kultuk volcano; the southern branch goes into the broad Kultuchnaya river valley to be replaced along the strike with the reactivated fragment of the Main Sayan fault (hatched lines are directed toward the downthrown block): a – the segment manifested in the relief, б – the segment buried under the modern slope sediments; 6 – sampling sites (for simplification of the diagram, the numbers of samples from 1 to 12 are given, corresponding to field numbers from KL–12–1 to KL–12–12; sample p659 was taken in the field study in 1982 [Rasskazov, 1993]); 7 – tectonic tilt of the volcanic edifice's block (direction of two hatched lines); 8 – the Kultuk settlement area; 9 – roads (a – highway, б – railway); 10 – horizontals (in 10 m) and steep cliffs.

выходов этих пород около 300 м при ширине 50–80 м. Фрагмент лавового потока обнажен в уступе Обручевского разлома на абсолютных отметках около 600 м в области перехода уступа в пологую «вершинную» часть рельефа. По интенсивному развитию пор в базальтовом слое, свидетельствующем об отделении летучих компонентов при субаэральном извержении, породы этой части вулкана резко отличаются от пород его субаквальной части. Лавовый поток зафиксировал поверхность берега, поднятого по разлому над дном палео-Байкала. Высота уступа Обручевского разлома в районе пос. Култук составляет 110–115 м (рис. 8). По разнице высот долеритов в основании уступа Обручевского разлома и фрагмента базальтового потока оценка вертикальной амплитуды движений за время после активности вулкана составляет здесь около 100 м. Существенные боковые смещения по разлому

между долеритами, залегающими в основании Обручевского разлома, и фрагментом лавового потока маловероятны.

Выходы пород субаквальной части вулкана ограничены с севера затухающей ветвью Обручевского разлома, вертикальная амплитуда которого быстро уменьшается в западном направлении. Западнее вулкана деформации вдоль этой ветви разлома не распространялись. Активная ветвь разлома отклонялась к югу и отсекала юго-восточную часть субаквальной вулканической постройки, протягиваясь далее вдоль долины р. Култучная (см. рис. 5). Здесь находятся обнажения тектонитов Главного Саянского разлома, поэтому можно было бы допустить, что крупноамплитудные левосторонние сдвиговые смещения произошли в кайнозойское именно по долине р. Култучная, т.е. южнее постройки Култукского вулкана. Этому предположению



Рис. 6. Фрагмент обнажения подушечных лав, перемежающихся с гиалокластитам, вскрыт в железнодорожной выемке (т.н. 5 на рис. 4).

Различаются наклоненные слои лавового и обломочного стекловатого вулканического материала.

Fig. 6. A fragment of outcropped pillow lavas alternating with hyaloclastites in the railway cutting (site 5 in Fig. 4).

Tilted layers of lavas and clastic glassy volcanic material are clearly distinguished.

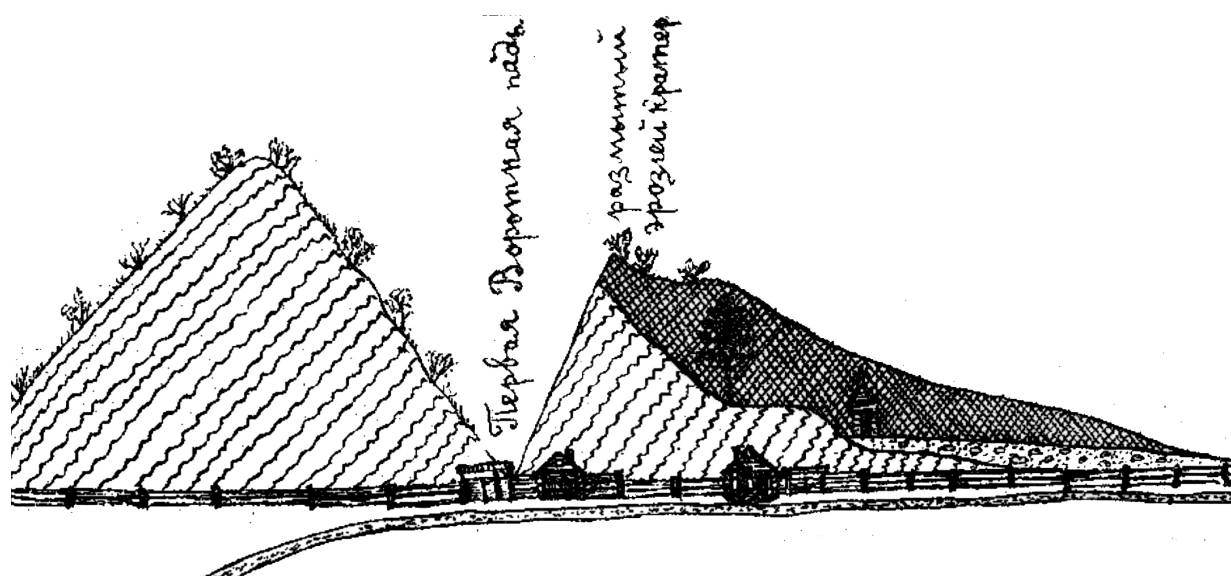


Рис. 7. Схематичный разрез неэродированной южной части Култукского вулкана по направлению с запада на восток (по А.В. Львову).

Фундамент представлен тектонитами Главного Саянского разлома (редкая волнистая косая штриховка). Породы (подушечные лавы и гиалокластиты) вулкана составляют вершину и восточный склон Чертовой горы (частая перекрестная штриховка). А.В. Львов предполагал, что породы вулкана залегают на галечниках (мелкие овалы и точки), но в естественных обнажениях подбазальтовые галечники не встречены. На переднем плане показана дорога (полоса с точками).

Fig. 7. A schematic W-E section of the non-eroded southern part of the Kultuk volcano (after A.V. Lvov).

The basement is composed of tectonites of the Main Sayan fault (rare wavy oblique hatching). Rocks, including pillow lavas and hyaloclastites, compose the top of the volcano and the eastern side of the Chertova (Devil's) Mountain (dense cross-hatching). A.V. Lvov assumed that the volcanic rocks lie on gravel (small ovals and dots), but no basalt-underlying pebbles have been observed in the natural outcrops. In the foreground, the line with dots shows a road.



Рис. 8. Уступ Обручевского разлома в северо-восточной части пос. Култук.

В верхней части уступа дорожной выемкой вскрыт фрагмент лавового потока (т.н. 1 на рис. 5).

Fig. 8. The scarp of the Obruchev fault in the north-eastern district of the Kultuk settlement.

At the top of the scarp, a lava flow fragment is exposed by the road cutting (site 1 in Fig. 5).

противоречит, однако, распределение вулканов и лавовых покровов Камарской зоны вдоль единой линии без признаков боковых смещений. Такое же линейное распределение без признаков боковых смещений имеют вулканы и лавовые покровы Быстринской зоны (см. рис. 2, 3).

3. ИЗВЕРЖЕНИЯ КУЛТУКСКОГО ВУЛКАНА В КОНТЕКСТЕ АКТИВНОСТИ КАМАРСКОЙ И СТАНОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН

Для долеритов Култукского вулкана по обр. KL-12-3 получена датировка 18 ± 1 млн лет ($K=1.59$ мас. %, $Ar = 115 \cdot 10^{-5}$ нмм³·г⁻¹), а для микродолеритов, слагающих субширотный хребтик на вершине постройки, по обр. KL-12-9 – датировка 13 ± 1 млн лет ($K = 0.91$ мас. %, $Ar = 46.5 \cdot 10^{-5}$ нмм³ г⁻¹).

Лавы вулкана Метео, расположенного в южной части Становой вулканической зоны, в районе метеостанции Хамар-Дабан, были датированы прежде методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ [Rasskazov et al., 2003]. Для оливинового толеита из основания разреза получен возраст плато 18.09 ± 0.12 млн лет, совпадающий с изохронным возрастом 18.07 ± 0.13 млн лет (СКВО = 1.1, начальное $^{40}Ar/^{36}Ar = 296.1 \pm 8.8$). Для гавайита верхней части разреза определен возраст плато 17.55 ± 0.14 млн лет, совпадающий в пределах погрешности измерений с

изохронным возрастом 17.65 ± 0.07 млн лет (СКВО = 1.8, начальное $^{40}Ar/^{36}Ar = 280.6 \pm 1.2$). В нижнем пакете датировался самый ранний лавовый поток. Лавы этого пакета перемежались с линзами валунных галечников мощностью до 30 м, что свидетельствовало о неоднократном возобновлении извержений на фоне активных эрозионных процессов. Время накопления нижнего пакета, по-видимому, было растянуто, а финальная фаза извержений была кратковременной. Мы относим нижний пакет в целом к временному интервалу 18.1–17.7 млн лет назад, а финальную фазу – к эпизоду ~17.6 млн лет назад (рис. 9).

В центральной части хр. Камар выделены два лавовых пакета, заметно отличающихся между собой по составу. Базальты верхнего (преимущественно гавайитового) пакета датировались K–Ar-методом. По полученным датам 13.4 ± 0.5 млн лет и 11.7 ± 0.3 млн лет пакет отнесен к рубежу среднего – позднего миоцена. Лавы нижнего (оливин-толеитового) пакета коррелировались по составу с лавами, излившимися в центральной части Тункинской рифтовой долины в начале среднего миоцена, 16–15 млн лет назад [Rasskazov et al., 2000b].

Результаты K–Ar-датирования пород Култукского вулкана свидетельствуют о его активности в начале лавовых извержений в Становой вулканической зоне. Датировка долеритов основания постройки Култукского вулкана ~18 млн лет сопоставляется с Ar–Ar-

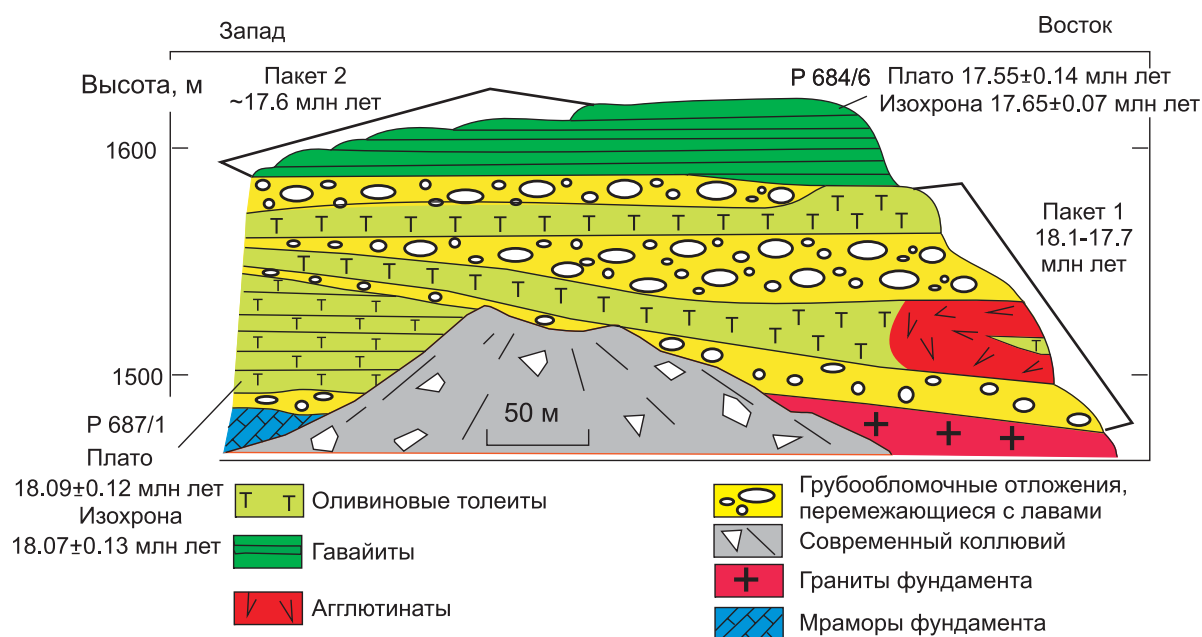


Рис. 9. Обнажение осадочно-вулканогенной толщи вулкана Метео в районе метеостанции Хамар-Дабан.

Разрез и характеристика состава пород приведены в монографии [Rasskazov, 1993], а ^{40}Ar – ^{39}Ar -датировки нижнего и верхнего лавовых потоков – в статье [Rasskazov et al., 2003].

Fig. 9. An outcrop of the volcano-sedimentary strata of the Meteo volcano near the Khamar-Daban Weather Monitoring Station.

The cross-section and characteristics of the rocks are published in [Rasskazov, 1993], ^{40}Ar – ^{39}Ar ages of lava flows at the foot and top of the sequence are published in [Rasskazov et al., 2003].

датировкой начала деятельности вулкана Метео. Датировка микродолеритов ~13 млн лет обозначает финальную фазу, проявившуюся по всей протяженности Камарской зоны.

4. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ПОРОД

Классификационное положение вулканических и субвулканических пород Култукского вулкана (таблица) в сопоставлении с близкими по возрасту породами Камарской, Становой и Быстринской зон рассматривается на диаграммах $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 10) и нормативных минералов в системе CIPW: $\text{Ne-Hy} - 100\text{An}/(\text{An} + \text{Ab})$ (рис. 11). Чтобы подчеркнуть пространственно-временную смену состава, на диаграммах А помещены данные о вулканических и субвулканических породах вулканов Култукского и Метео возрастом около 18 млн лет, а на диаграммах Б – данные о породах Камарской зоны возрастного диапазона 16–12 млн лет. Для сопоставлений на диаграммах А и Б нанесены породы Быстринской зоны. Все фигуративные точки пород распределились на диаграммах $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ в областях трахибазальта и базальта. Ни один состав не попал в поле тефрита-базанита. По нормативным минералам породы распределились в полях оливинового толеита (Ol-Hy -нормативного ба-

зальта), гавайита и щелочного оливинового базальта.

Лавы нижнего пакета вулкана Метео возрастом 18.1–17.7 млн лет находятся в поле базальта и обогащены SiO_2 (49.0–50.5 мас. %), лавы верхнего пакета возрастом 0–17.6 млн лет смещены в поле трахибазальта с относительным снижением SiO_2 до интервала 46.9–48.3 мас. %. Ранние лавы – оливин-толеитовые (Ol-Hy -нормативные), поздние – гавайитовые (Ne -нормативные). В ранних оливиновых толеитах содержания нормативного анортита сравнительно низкие (37–47 %), в поздних гавайитах – повышаются до интервала 45–49 %.

Долериты и подушечные лавы Култукского вулкана возрастом ~18 млн лет занимают промежуточное положение между базальтом и трахибазальтом при содержаниях SiO_2 49.0–50.5 мас. % и сумме щелочей 4.6–5.4 мас. %. Их состав – Ol-Hy -нормативный. Фигуративные поля пород Култукского вулкана перекрываются на этих диаграммах фигуративными полями оливиновых толеитов нижнего пакета южной части хр. Камар и резко отделяются от фигуративных полей гавайитов верхнего пакета. Иными словами, на Култукском вулкане находятся только породы, подобные по составу оливиновым толеитам южной части хр. Камар возрастом 18.1–17.7 млн лет, и отсутствуют породы, которые можно было бы сопоставить с гавайитами этой территории возрастом ~17.6 млн лет.

Петрогенные оксиды и и микроэлементы в породах Култукского вулкана

Petrogenic oxides and microelements in the rocks from the Kultuk volcano

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ образца	p659	KL-12-9	KL-12-8	KL-12-12	KL-12-11	KL-12-10	KL-12-6	KL-12-3	KL-12-7	KL-12-5	KL-12-5a	KL-12-2	KL-12-1	
SiO ₂ , мас. %	47.22	48.26	48.00	48.26	48.06	48.06	47.28	47.09	49.08	49.52	48.88	48.26	48.06	46.18
TiO ₂	1.97	1.95	2.00	2.24	2.32	2.26	2.29	2.17	2.43	2.42	2.41	2.48	2.40	2.58
Al ₂ O ₃	14.36	15.15	14.81	14.71	14.94	14.50	14.71	14.55	15.36	15.31	15.68	15.26	15.26	15.04
Fe ₂ O ₃	4.74	3.59	2.74	2.96	2.78	2.88	2.81	2.17	2.63	1.88	2.38	2.32	1.46	1.44
FeO	7.57	7.95	8.78	7.46	7.72	7.49	7.36	7.52	7.82	8.19	7.93	7.74	8.23	8.92
MnO	0.15	0.14	0.15	0.13	0.14	0.14	0.12	0.12	0.13	0.12	0.16	0.14	0.13	0.16
MgO	8.54	8.06	8.48	8.20	7.76	8.09	8.28	9.85	7.36	7.36	7.69	7.28	8.78	9.02
CaO	8.1	8.00	7.72	7.62	8.37	7.54	8.22	7.21	7.64	7.78	7.68	8.19	8.09	8.56
Na ₂ O	2.85	3.26	3.06	2.94	2.99	2.96	2.60	2.48	3.43	3.4	3.08	3.09	3.09	2.38
K ₂ O	1.16	1.09	1.17	1.69	1.60	1.86	1.85	1.92	1.86	1.75	1.57	1.85	1.92	1.74
P ₂ O ₅	0.29	0.34	0.34	0.58	0.56	0.63	0.62	0.63	0.62	0.62	0.63	0.68	0.66	0.66
H ₂ O ⁻	0.63	0.51	0.50	0.72	0.49	0.71	0.88	0.73	0.26	0.33	0.50	0.52	0.45	0.67
H ₂ O ⁺	2.85	1.67	2.58	2.49	2.07	2.82	3.26	3.31	1.10	1.24	1.69	2.02	1.45	2.63
Сумма	100.43	99.97	100.33	100.00	99.80	99.94	100.28	99.75	99.72	99.93	100.28	99.82	99.98	99.99
Be, мкг/г	H. o.	1.1	1.1	1.5	1.5	1.6	1.6	1.6	1.7	1.7	1.8	1.7	1.7	1.6
Sc	23	29	25	24	25	29	24	14	23	16	19	16	16	16.9
V	H. o.	197	195	173	184	174	190	172	181	180	187	191	190	204
Co	H. o.	48	43	44	47	44	44	46	42	42	44	41	43	42
Ni	H. o.	125	133	127	133	109	94	139	93	96	108	79	103	128
Cu	50	58	60	41	47	50	46	34	42	46	51	41	45	53
Ga	H. o.	20.5	20.2	21.5	19.2	21.7	21.0	19.2	22.1	21.6	21.6	21.5	21.3	20.0
Rb	18.0	11.0	14.7	14.8	15.4	19.0	19.8	16.7	17.5	16.9	13.4	18.2	19.3	22.3
Sr	527	447	460	1301	1645	1042	1157	1490	733	745	765	783	781	1603
Y	21.0	21.0	20.6	20.5	21.2	21.1	20.4	19.1	22.2	22.1	22.0	21.1	20.9	22.0
Zr	150	166	149	188	222	223	195	170	200	185	185	182	182	185
Nb	22.8	21.3	21.5	32.4	32.9	34.7	37.7	38.3	35.1	35.7	34.5	39.1	38.5	38.4
Cs	H. o.	0.13	0.14	0.28	0.33	0.25	0.24	0.19	0.33	0.32	0.29	0.31	0.31	0.23
Ba	209	213	222	281	324	293	326	360	311	276	281	323	321	357
La	15.5	16.0	16.6	23.7	23.7	25.1	26.1	24.4	25.1	25.1	24.9	26.5	26.5	25.8
Ce	32.9	34.9	35.8	51.3	51.1	54.6	56.0	51.7	54.6	54.5	53.9	57.5	57.0	56.5
Pr	4.05	4.65	4.75	6.65	6.32	6.99	6.89	6.55	7.04	6.99	6.93	7.21	7.06	7.10
Nd	20.0	20.4	20.7	28.4	27.7	29.9	29.7	28.0	30.5	30.5	30.6	30.6	29.9	30.7
Sm	4.75	4.99	5.15	6.57	6.15	6.89	6.56	6.37	6.97	7.03	6.94	6.77	6.70	6.99
Eu	1.65	1.72	1.71	2.14	2.12	2.18	2.14	2.03	2.24	2.30	2.31	2.23	2.20	2.36
Gd	5.03	4.98	4.95	5.77	5.67	6.05	5.81	5.58	6.11	6.13	6.23	6.10	6.02	6.24
Tb	0.75	0.75	0.77	0.86	0.86	0.91	0.87	0.83	0.90	0.91	0.92	0.91	0.90	0.95
Dy	3.80	4.22	4.23	4.33	4.37	4.56	4.31	4.06	4.57	4.52	4.62	4.50	4.42	4.72

О к о н ч а н и е т а б л и ц ы

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ образца	p659	KL-12-9	KL-12-8	KL-12-12	KL-12-11	KL-12-10	KL-12-6	KL-12-3	KL-12-7	KL-12-5	KL-12-5a	KL-12-4	KL-12-2	KL-12-1
Ho	0.71	0.82	0.82	0.81	0.84	0.84	0.82	0.76	0.87	0.87	0.86	0.84	0.83	0.86
Er	1.85	2.10	2.05	2.03	2.05	2.14	2.00	1.89	2.21	2.17	2.22	2.15	2.06	2.13
Tm	H. o.	0.29	0.31	0.27	0.29	0.29	0.28	0.26	0.30	0.30	0.30	0.30	0.28	0.29
Yb	1.53	1.73	1.71	1.50	1.57	1.70	1.57	1.45	1.71	1.71	1.63	1.63	1.58	1.64
Lu	0.21	0.23	0.24	0.20	0.21	0.21	0.21	0.191	0.23	0.23	0.24	0.22	0.22	0.21
Hf	3.37	4.36	4.03	4.73	5.45	5.51	4.75	4.21	5.06	4.61	4.64	4.56	4.61	4.65
Ta	1.5	1.4	1.4	1.9	2.0	2.1	2.2	2.2	2.1	2.3	2.1	2.3	2.3	2.30
Pb	H. o.	3.6	3.6	5.4	4.8	3.1	6.5	3.2	3.2	3.3	6.4	3.6	4.4	5.0
Th	1.80	1.81	1.87	2.06	2.39	2.13	2.61	2.67	2.20	2.12	2.21	2.63	2.49	2.35
U	0.47	0.50	0.54	0.74	0.73	0.86	0.89	1.29	0.74	1.15	1.26	1.14	0.97	0.79

Пр и м е ч а н и е. 1–3 – микродолериты субвулканического тела на вершине постройки; 4–8 – долериты; 9–13 – подушечные лавы и гиалокластиты; 14 – базальт лавового потока. H. o. – содержание не определялось.

Note. 1–3 – microdolerites of the sublatitudinal subvolcanic body at the top of the edifice; 4–8 – dolerites; 9–13 – pillow lava and hyaloclastites; 14 – basalts of the lava flow. H. o. – composition not determined.

Можно видеть некоторое отличие состава долеритов Култукского вулкана от состава его подушечных лав. Первые содержат меньше щелочей, чем вторые, и обогащены нормативным анортитом.

После эрозионного вреза, во временном интервале 16–15 млн лет назад, в средней части хр. Камар излились лавы, обедненные SiO_2 (45.7–48.5 мас. %) и суммой щелочей (3.6–4.3 мас. %). В нормативном составе этих лав рассчитывается *Ol-Hy* и *Ne* при относительном возрастании нормативного анортита до 63 %. Группа перекрывающих лав, которые относятся к Сухому вулкану, представлена тремя подгруппами. Подгруппа А близка по соотношению щелочи–кремнезем к лавам, излившимся 16–15 млн лет назад, подгруппа Б – смещена к лавам, излившимся 18.1–17.7 млн лет назад, а подгруппа В – к лавам, излившимся ~17.6 млн лет назад. Первые две подгруппы – *Ol-Hy*-нормативные, последняя – *Ne*-нормативная.

Обращаясь к породам Култукского вулкана, отметим сравнительно низкое содержание SiO_2 в базальте лавового потока (47.8 мас. %) с его резким отличием от трех других групп пород. По содержанию этого оксида и повышенному значению нормативного анортита (56 %) лавовый поток Култукского вулкана может сопоставляться с послезерозионной лавовой генерацией 16–15 млн лет средней части Камарской зоны. В группе микродолеритов Култукского вулкана возрастом ~13 млн лет содержания SiO_2 повышаются до интервала 48.9.0–49.5 мас. % при сумме щелочей 4.0–4.3 мас. %, а нормативный анортит снижается до интервала 46–50 %. Микродолериты Култукского вулкана близки по составу оливиновым толеитам подгруппы Б южной части Камарской зоны возрастом 13–12 млн лет.

В Быстринской зоне выделяются подгруппы Б31 и Б32. Породы первой подгруппы слагают Анчукский и Зыркузунский вулканы и по повышенным содержаниям кремнезема и низким содержаниям нормативного анортита наиболее близки к породам Култукского вулкана. Породы второй подгруппы встречены на Анчукском вулкане и в составе лавового покрова северного склона Хамар-Дабана. По низким содержаниям кремнезема и высоким – нормативного анортита они сопоставляются с породами центральной части Камарской зоны.

Большинство пород Камарской, Становой и Быстринской зон характеризуется нормально-щелочным составом. На диаграммах $\text{FeO}_{\text{общ.}}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ (рис. 12) фигуративные точки долеритов и подушечных лав Култукского вулкана и *Ol-Hy*-нормативных лав начальной фазы извержений вулкана Метео 18.1–17.7 млн лет назад расположены вблизи разделительной линии толеитовой и известково-щелочной серий. Точки других пород *Ol-Hy*- и *Ne*-нормативного состава смещены выше штриховой линии. Это смещение отражает пространственно-временную смену переходных базальтов толеитовой серии осевого рифта вне-

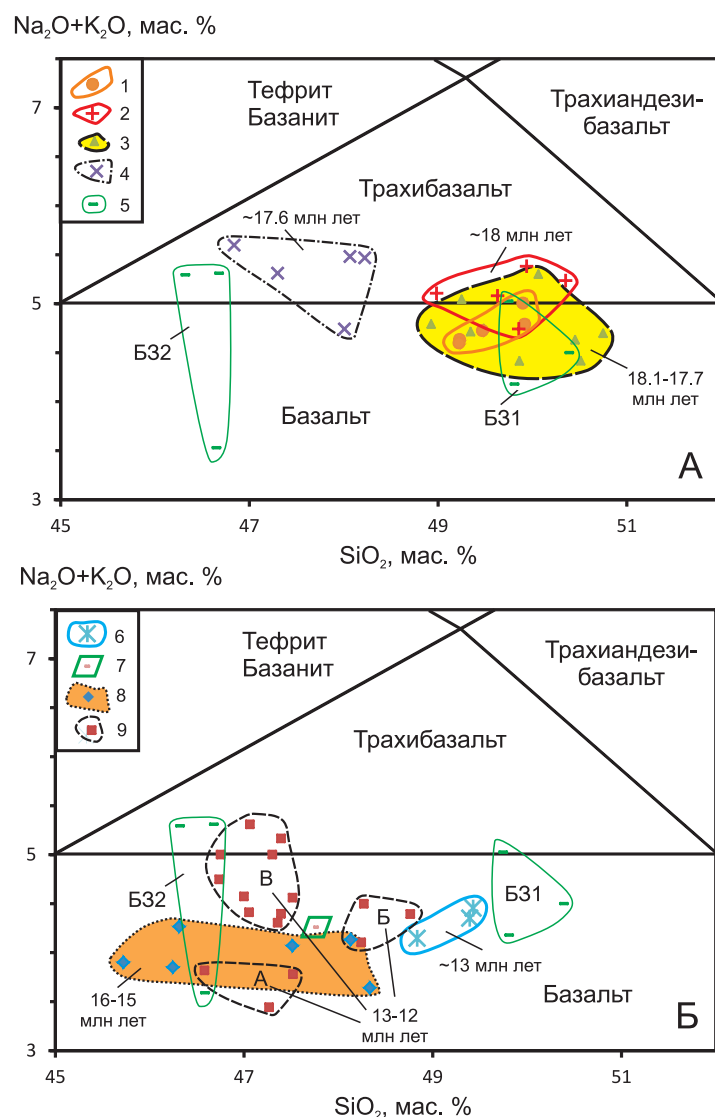


Рис. 10. Сопоставление четырех разновидностей пород Култукского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на классификационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 .

А: 1–2 – субвулканический долерит (1) и подушечная лава (2) Култукского вулкана (северное окончание Камарской зоны); 3–4 – нижний (3) и верхний (4) лавовые пакеты (вулкан Метео, южное окончание Становой зоны); 5 – породы Быстринской вулканической зоны, выделены контрастные подгруппы базальтов, обогащенных SiO_2 и обедненных щелочами (Б31), и трахибазальтов, обедненных SiO_2 и обогащенных щелочами (Б32). **Б:** 6–7 – микроделерит субширотного субвулканического тела (6) и базальт лавового потока (7) Култукского вулкана; 8–9 – нижний (8) и верхний (9) лавовые пакеты и пространственно связанные с ними субвулканические тела центральной и южной частей Камарской зоны, выделены контрастные подгруппы пород верхнего пакета: базальтов, обедненных SiO_2 и щелочами (подгруппа А), базальтов, обогащенных SiO_2 и щелочами (подгруппа Б), и базальтов–трахибазальтов, обедненных SiO_2 и обогащенных щелочами (подгруппа В). Для сопоставления нанесены контрастные по составу подгруппы пород Быстринской вулканической зоны (Б31 и Б32). На обеих диаграммах желтыми полями выделены послеерозионные генерации пород, начинающих последовательности в Камарской и Становой зонах. Использованы разделительные линии Международного союза геологических наук. Составы пород приведены к 100 % без потерь при прокаливании. Точки отбора проб Култукского вулкана обозначены на рис. 5, других вулканов и лавовых покровов Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон – в работе [Rasskazov, 1993].

Fig. 10. Comparisons of four species of volcanic rocks from the Kultuk volcano with rocks from the Kamar, Stanovaya, and Bystrinskaya volcanic zones in the classification diagram $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 .

A: 1–2 – subvolcanic dolerite (1) and pillow lava (2) from the Kultuk volcano (the northern terminus of the Kamar zone); 3–4 – lower (3) and upper (4) lava packages from the Meteo volcano (the southern terminus of the Stanovaya zone); 5 – rocks from the Bystrinskaya volcanic zone, contrasting subgroups of SiO_2 -rich basalts, alkali-depleted basalts (B31), and SiO_2 -depleted and alkali-enriched trachybasalts (B32). **B:** 6–7 – microdolerite from the subvolcanic body (6) and basalt from the lava flow (7) from the Kultuk volcano; 8–9 – lower (8) and upper (9) lava packages and spatially associated subvolcanic bodies from the central and southern portions of the Kamar zone, contrasting subgroups of rocks from the upper package: SiO_2 -alkali-depleted basalts (subgroup A), SiO_2 -alkali-rich basalts (subgroup B), SiO_2 -depleted and alkali-rich basalts–trachybasalts (subgroup B). Contrasting compositions of rocks from the Bystrinskaya volcanic zone (B31 and B32) are plotted for comparisons. In both diagrams, yellow fields highlight post-erosional rock generations that started sequences in the Kamar and Stanovaya zones. Dividing lines of the IUGS are used. The major oxides are recalculated to 100% without loss of ignition. Sampling sites at the Kultuk volcano are shown in Fig. 5. Locations of sampling sites at other volcanoes and lava covers in the Kamar, Stanovaya, and Bystrinskaya volcanic zones are published in [Rasskazov, 1993].

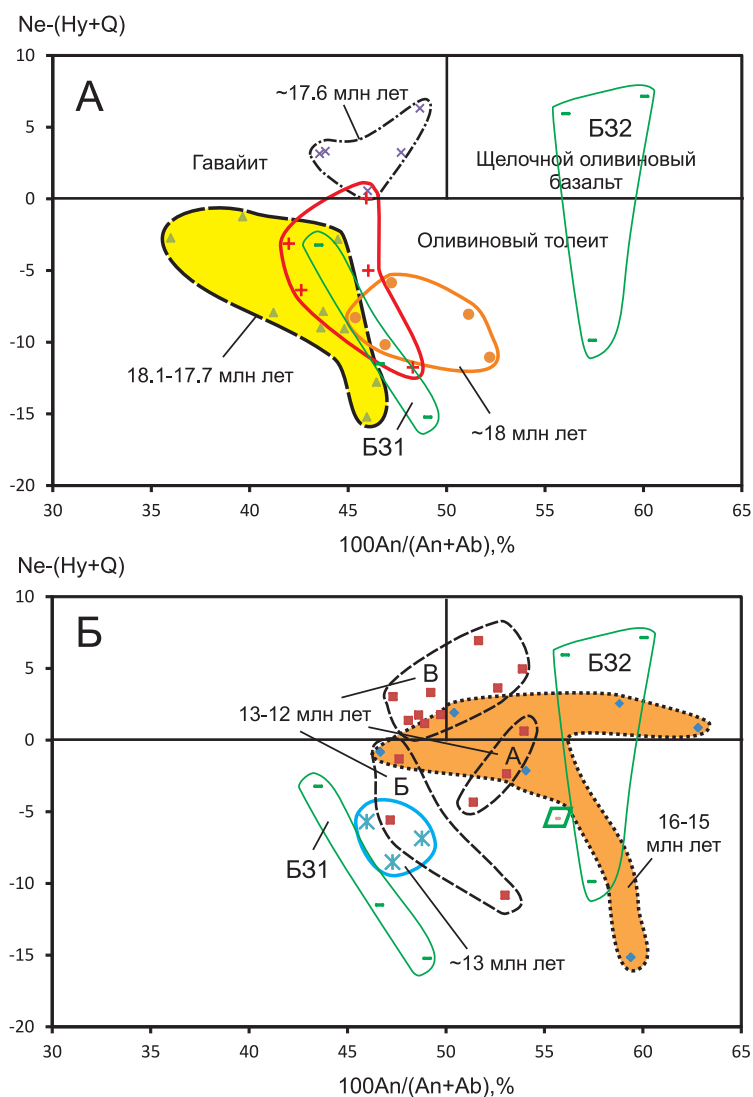


Рис. 11. Сопоставление четырех разновидностей пород Култукского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на диаграммах нормативных минералов $Ne-Hy - 100An/(An+Ab)$.

Усл. обозн. см. рис. 10.

Fig. 11. Comparisons of four species of volcanic rocks from the Kultuk volcano with rocks from the Kamar, Stanovaya, and Bystrinskaya volcanic zones in the diagrams of normative minerals $Ne-Hy$ vs. $100An / (An + Ab)$.

See the legend in Fig. 10.

осевыми толеитовыми и умереннощелочными базальтами.

На основе данных, приведенных на диаграммах рис. 12, А, Б, и 4, Б, можно сделать вывод о сходных условиях магматизма на вулканах Метео и Култукском в начальную фазу активности (18.1–17.7 млн лет назад). По-видимому, под обоими вулканами развивались процессы, характеризующие осевые рифтовые структуры. Рифтогенез был рассредоточенным. Но уже при завершении активности вулкана Метео ~17.6 млн лет назад в его лавах проявились признаки магматизма внеосевого типа. В ходе дальнейшей эволюции в интервале 16–12 млн лет назад магматизм внеосевого типа центральной и южной частей Камарской зоны

сопровождался магматизмом осевой рифтовой долины, представленным в извержениях лав Култукского вулкана. Подгруппа Б31 Быстринской зоны находится в области толеитовой серии, а подгруппа Б32 – в области внеосевых толеитовых и умереннощелочных базальтов.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основе полученных данных решаются вопросы оценки вертикальных и горизонтальных движений на западном побережье Байкала и выявления характера компонентного состава средне-позднемиоценового из-

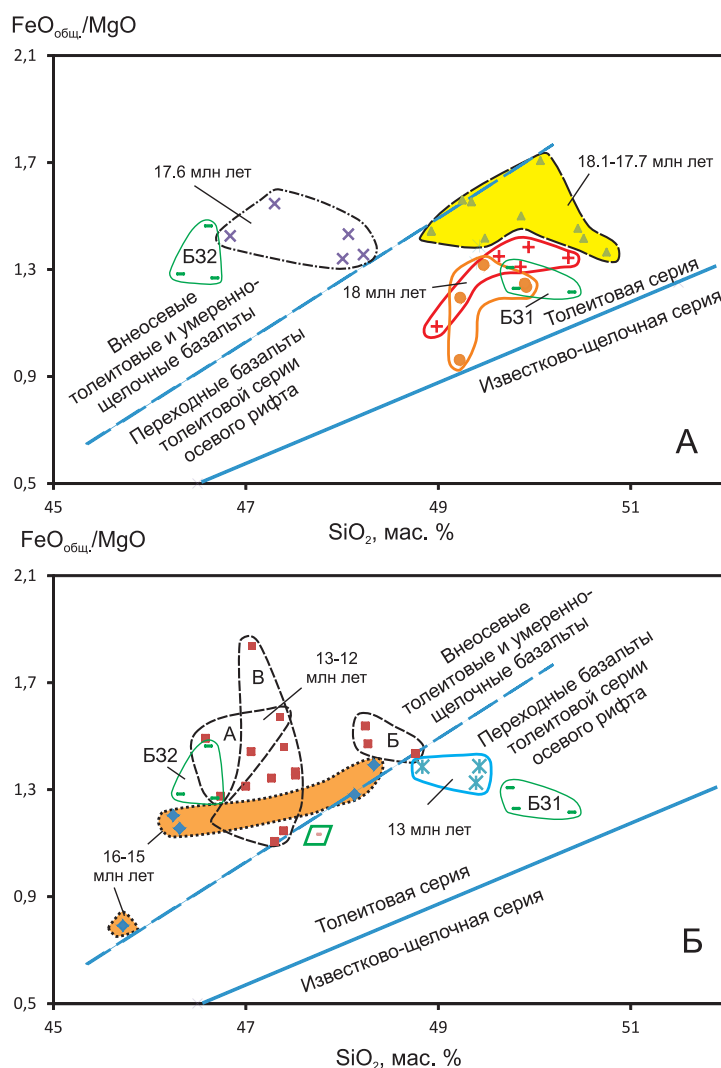


Рис. 12. Сопоставление четырех разновидностей пород Култукского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на диаграммах $\text{FeO}_{\text{общ.}}/\text{MgO}$ – SiO_2 .

Усл. обозн. см. рис. 10. Разделительная линия толеитовой и известково-щелочной серий из работы [Miyashiro et al., 1985].

Fig. 12. Comparisons of four species of volcanic rocks from the Kultuk volcano with rocks from the Kamar, Stanovaya, and Bystrinskaya volcanic zones in diagrams $\text{FeO}_{\text{tot.}}/\text{MgO}$ vs. SiO_2 .

See the legend in Fig. 10. The dividing line between tholeiitic and calc-alkaline series after [Miyashiro et al., 1985].

вергнутого материала. С использованием вулканических пород в качестве реперов обращается внимание на существенное выражение только вертикальных движений. При анализе пространственно-временных вариаций петрогенных оксидов и микроэлементов вулканических пород устанавливается роль выплавки литосферного и астеносферного материала и геохимическая специфика магматических источников корневой части Слюдянского блока, активизированной вследствие рифтогенеза.

5.1. ОЦЕНКИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Южно-Байкальская впадина – ядро Байкальской рифтовой зоны – наиболее развитая кайнозойская риф-

товая структура юга Сибири. Предполагалось, что возникновение Байкальского направления стока было предопределено формированием на ее месте пра-котловины уже в конце мела – начале палеогена [Logatchev, 1974, 2001]. Объяснение длительного существования стока по долине р. Селенги сталкивалось, однако, с проблемой отсутствия прямых доказательств в виде соответствующих отложений террас. Н.А. Логачев [Logatchev, 1974, p. 75–76] писал: «...имеются достоверные признаки существования глубокой прорези р. Селенги уже к началу эоплейстоцена, а наличие под красными толщами озерно-речных отложений указывает на связь Селенгинского бассейна с Байкалом уже в мио-плиоценовое время. Вряд ли можно сомневаться в существовании этой связи и на более ранних

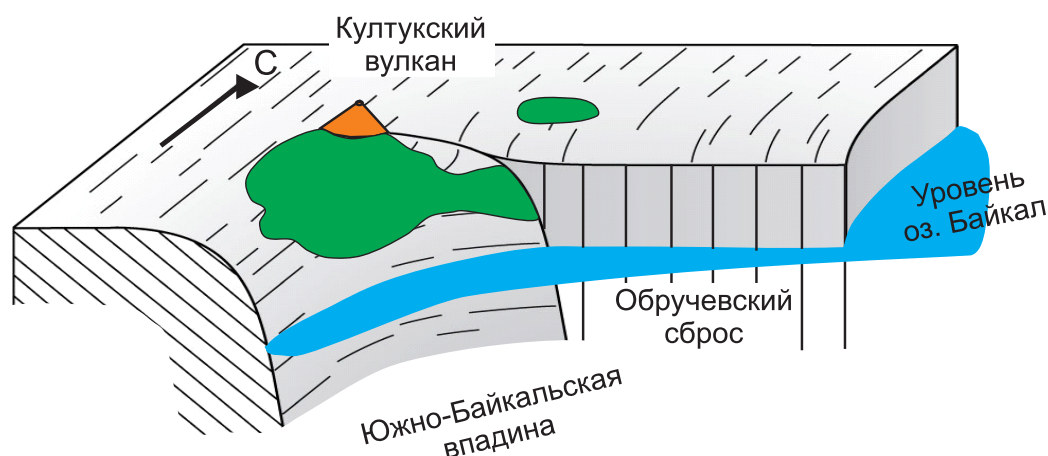


Рис. 13. Схематичная блок-диаграмма, иллюстрирующая шарнирный тектонический наклон лавовой поверхности и субвулканической части Култукского вулкана к Южно-Байкальской впадине на ее западном замыкании.

Fig. 13. A schematic block-diagram showing the hinge-type tectonic tilt of the lava surface and the subvolcanic part of the Kultuk volcano towards the South Baikal basin at its western circuit.

этапах кайнозойской истории, так как заполнение Южно-Байкальского прогиба в районе современной дельты Селенги могло быть обеспечено только очень крупной водной артерией...». Далее высказывалось предположение о том, что Селенгинская прорезь между хребтами Хамар-Дабан и Улан-Бургасы образовалась, когда разница высот между Южно-Байкальской впадиной «и центральной частью Селенгинского среднегорья достигла величины, необходимой для того, чтобы один из левых притоков пра-Итанцы путем попятной эрозии проник своими верховьями в пра-Селенгинский бассейн и начал обращение стока этой части Западного Забайкалья и Северной Монголии на запад» [Logatchev, 1974, p. 76]. Оставалось неясным время поднятия южного плеча Южно-Байкальской впадины и степень контрастности хребтов на том или ином этапе восходящих движений. Выявить их характер позволяет анализ распределения разновозрастных лавовых толщ, зафиксировавших эрозионный рельеф «вершинного пояса» хр. Камар – северного отрога Хамар-Дабанской горной системы (см. рис. 4). Интенсивные восходящие движения, сопровождавшиеся эрозионным расчленением территории, происходили в вершинном поясе гор в раннем и среднем миоцене и продолжают в настоящее время.

Суммарная амплитуда вертикальных движений складывалась из ранней фазы поднятия хр. Камар с эрозионным врезом относительно «вершинной» поверхности до 600 м, зафиксированным базальтовыми потоками во временном интервале 18.1–17.7 млн лет назад, фазы дальнейшего углубления эрозионных палеодолин, заполнявшихся лавами 16–12 млн лет назад еще на ~450 м, и послевулканических дифференцированных движений, обусловивших поднятие хр. Камар относительно тальвега долины р. Култучная на ~500 м.

Одновременно фундамент Южно-Байкальской впадины опустился на несколько километров с ее заполнением осадочными отложениями и водой.

Различными геофизическими методами мощность кайнозойских осадочных отложений, накопившихся в Южно-Байкальской впадине, оценивается в 6 км [Logatchev, Zorin, 1992; Krylov et al., 1995; Suvorov, Mishenkina, 2005]. Не вызывают сомнений существенные вертикальные кайнозойские движения верхней части коры. На рис. 5 можно видеть, что Култукский вулкан находится на ветви Обручевского разлома, выходящей по его простиранию. Быстрое затухание амплитуды вертикальных смещений вдоль разлома с востока на запад, сопровождающееся наклоном поверхности блока вулкана к востоку, свидетельствует о шарнирной кинематике движений (рис. 13).

Из предположения о крупноамплитудном Зыркузунском сдвиге (или сдвиге Главного Саянского разлома) в кайнозое, основанном на изгибе долины р. Иркут (см. рис. 3), следовала гипотеза о том, что сдвиг «обеспечивает расщепление Южной котловины Байкала в северном направлении» [Lamakin, 1968, p. 128]. Позже это же допущение было положено в основу палинспастических реконструкций ее раскрытия [Balla et al., 1990]. В модели трансформных разломов Байкальской рифтовой зоны также предполагались сдвиговые смещения, но не по Главному Саянскому разлому, а вдоль Тункинской рифтовой долины [Sherman, Levi, 1978]. В обеих схемах образования южно-байкальской части Байкальской рифтовой зоны придавалось решающее значение крупноамплитудным сдвигам. Гипотезы о таких сдвигах обсуждались при интерпретации пространственно-временного развития очаговых областей крупных землетрясений в Южно-Байкальской впадине [Radziminovich et al., 2006; Mel'nikova et al., 2012].

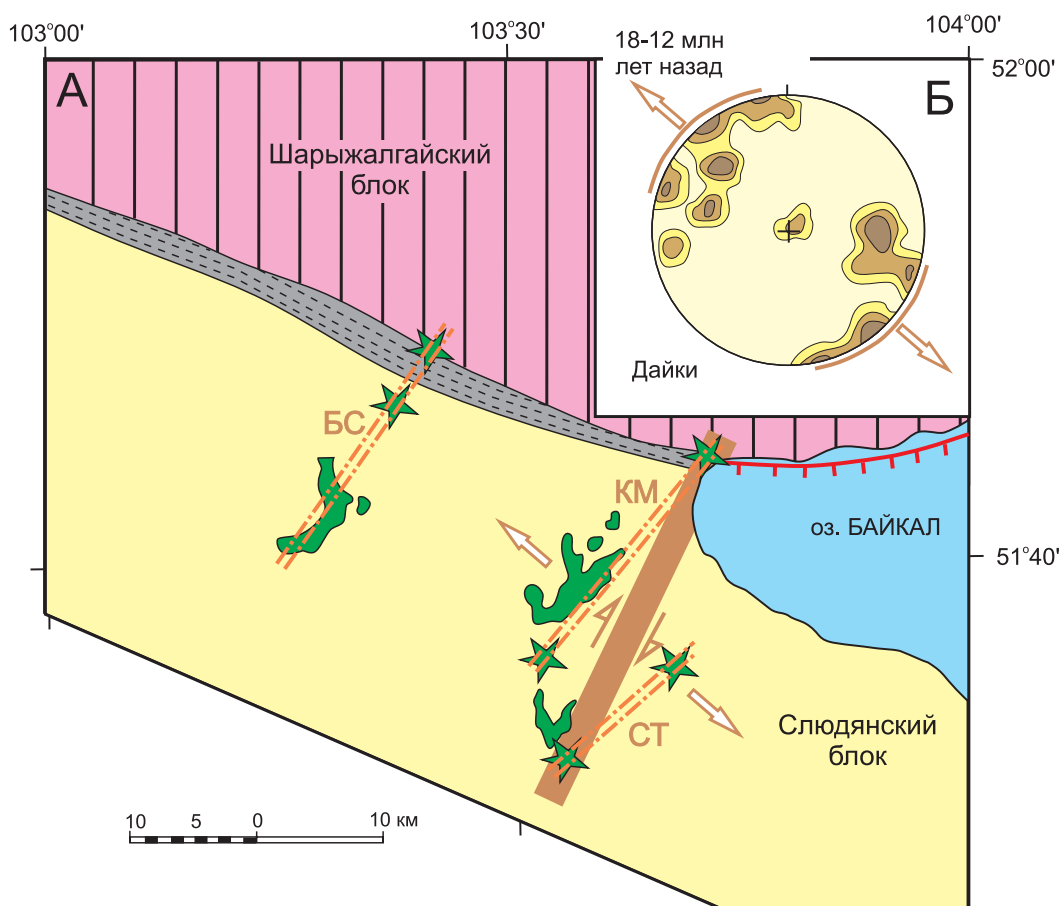


Рис. 14. Пространственная обособленность транстензионной системы Камарской (КМ) и Становой (СТ) вулканических зон от Быстринской (БС) зоны (А) с иллюстрацией сферограммой ориентировки кайнозойских даек, распространенных в пределах Слюдянского блока (Б).

Усл. обозн. см. рис. 2. Широкой полосой выделена магистральная часть области транстенсии, в которой на вулканах Култукском и Метео проявился начальный вулканизм ~18 млн лет назад. Сферограмма приведена по работе [Zamaraev et al., 1979; рис. 6]. Плотность точек 5, 10 и 15 %. Стрелками показано растяжение в верхней части коры в северо-западных румбах.

Fig. 14. (A) Spatial isolation of the trans-tensional system of the Kamar (KM) and Stanovaya (CT) volcanic zones from the Bystrinskaya (BC) zone. (B) A spherogram showing orientations of the Cenozoic dikes that are abundant in the Slyudyanka block.

See the legend in Fig. 2. The wide band shows the axial part of the trans-tensional area wherein the Kultuk and Meteo volcanoes manifested initial volcanism about 8 Ma ago. The spherogram is shown after [Zamaraev et al., 1979]. Densities of data points: 5 %, 10 %, and 15 %. The north-west extension of the upper crust is shown by arrows.

Между тем изгиб р. Иркут в Зыркузунском ущелье мог унаследовать неоднородности пород фундамента, на что в свое время указывал И.Д. Черский. Предполагаемые сдвиговые смещения на кайнозойском этапе в этом случае не играли никакой роли в изгибании речного русла.

Линейная конфигурация вулканических зон и разнесенных по высоте фрагментов вулканических и субвулканических тел использовалась в качестве геологических реперов для оценки боковых смещений. Такие смещения не были обнаружены. Кулисное расположение Камарской и Становой зон, а также вовлечение в плавление малоглубинной литосферной мантии в этих зонах при отсутствии малоглубинного плавления в Быстринской (см. разделы 5.3, 5.4) интерпретируются

как свидетельство транстенсии в субмеридиональной системе Камарской и Становой зон, существовавшей во временном интервале 18–12 млн лет назад (рис. 14).

С учетом пространственно-временного распределения вулканизма мы принимаем модель сегментного строения и неравномерного пространственно-временного развития Байкальской рифтовой системы [Raskazov, 1996; Logatchev et al., 1996], согласующуюся с гипотезой генерального относительного вращения в ней Сибирского кратона и Забайкалья вокруг полюса, расположенного на ее северо-восточном структурном окончании [Zonenshain et al., 1978; Zorin, Cordell, 1991]. Центральная и северо-восточная части Байкальской рифтовой зоны вращались вдоль края Сибирского кратона и были отделены от ее западной части (не уча-

ствовавшей во вращении) транстензионной системой Камарской и Становой зон, поперечной по отношению к простиранию рифтовых структур.

5.2. МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ, ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО И ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА В СООТНОШЕНИЯХ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ КОМПОНЕНТОВ

Согласно численному моделированию [Watanabe et al., 1999], внедрение магмы зависит от тектонических усилий, приложенных к литосфере, и/или теплового потока, регистрируемого на земной поверхности. Растягивающие усилия концентрируются вдоль реологической границы, поэтому латеральное распространение разрыва ведет к внедрению магматических расплавов вдоль нее. Такой контроль осуществляется в случае существенного приложения тектонического стресса к литосфере ($>10^{11}$ N/m). При относительно низком тепловом потоке (<80 mW/m²) раздел Мохо действует как ловушка для поднимающихся мантийных расплавов, а в случае высокого теплового потока (>80 mW/m²) стресс в мантии ослабевает, поэтому расплавы поднимаются беспрепятственно.

Исследуемая территория находится в области значительных концентраций растягивающих усилий, которые в конечном итоге обеспечили образование глубочайшей Южно-Байкальской впадины Байкальской рифтовой зоны. Фактор приложения к литосфере тектонических усилий должен был сыграть решающую роль в ее проницаемости для мантийных магм. В численном моделировании использовалась кондуктивная составляющая теплового потока. В Байкальской рифтовой зоне, однако, установлено существенное искажение его измеряемых значений в верхней части коры конвективной составляющей [Golubev, 2007]. Более того, со времени миоценового вулканизма на западном побережье Байкала тепловой поток мог существенно измениться. Более реальные оценки влияния теплового потока на магмопроницаемость раздела Мохо могут быть сделаны только непосредственно по компонентному составу и теплосодержанию излившихся магматических расплавов.

Из общего соответствия ориентировки миоценовых даек простиранию Южно-Байкальской впадины (см. рис. 14, А, Б) следует, что вулканизм проявился в условиях растяжения коры, обусловившего образование впадины. Вулканизм западного побережья оз. Байкал отражал сложившееся в позднем кайнозое напряженно-деформированное состояние Слюдянского блока в зонах магматической проницаемости, протянувшихся поперек его простирания. Три магматических импульса (~18, 16–15 и 13–12 млн лет назад) проявились приблизительно через 2.5 млн лет. Такая повторяемость характерна для магматических процессов позднего кайнозоя всей Азии [Rasskazov et al., 2000b, 2012].

Первый импульс обозначился в наиболее ослаблен-

ных северной и южной пограничных частях Слюдянского блока. Литосфера Байкальской рифтовой зоны еще не испытала существенного разогрева, поэтому подъем магматических расплавов задерживался из-за реологической смены на границе Мохо, что влекло за собой захват нижнекорового материала, обогащенного SiO₂. Об этом свидетельствуют низкие Ce/Pb. Магматический импульс сочетался с поднятием и эрозионным расчленением территории. Из факта перемежаемости излившихся лав первого пакета вулкана Метео с осадочными линзами мы делаем вывод о неоднократном поступлении начальных мантийных расплавов, прерывавшемся временными интервалами, в течение которых шло накопление обломочных отложений. Именно эти излившиеся расплавы были контаминированы нижнекоровым материалом. В заключительную фазу извержений вулкана Метео, около 17.6 млн лет назад, примесь корового материала в излившихся расплавах резко уменьшилась, что отразилось в снижении SiO₂ и смещении фигуративных точек от состава нижней коры к составу океанических (мантийных) составов (рис. 15).

Новой фазе воздымания территории и ее эрозионному расчленению 16–15 млн лет назад сопутствовала существенная перестройка магматической системы в связи с тепловой подпиткой области магомобразования. В это время излилась высокомагнезиальная порция расплава (MgO = 15.27 мас. %) с ликвидусной температурой кристаллизации оливина 1305–1321 °C. Температура оценивается как минимальная исходя из предположения о безводном составе магмы по двум уравнениям: T (°C) = $1056.6 + 17.34 \times \text{MgO}$ и T (°C) = $1000 + 20 \times \text{MgO}$, соответственно [Kutolin, 1966; Arndt et al., 2008]. С учетом присутствия в расплавах воды и легкоплавких компонентов, реальная температура ликвидуса могла быть выше и приближаться к интервалу расчетных температур ксенолитов пегматоидных ортопироксенитов и вебстеритов со структурами распада твердых растворов, распространенных в породах подводящих каналов вулкана Сухого. При распаде твердых растворов пироксенов температуры снижались от интервала 1350–1450 °C до температур мантии шпинелевой фации (~1000–1100 °C) [Rasskazov, 1985; Rasskazov et al., 1994]. По содержаниям петрогенных и малых элементов пегматоидные ортопироксениты и вебстериты сопоставимы с бонинитами дуги Тонга [Yasnygina et al., 2010]. Высокомагнезиальный базальт хр. Камар отличался от типичных пикритобазальтов повышенными содержаниями SiO₂, что характерно для выплавов из пироксенитового источника [Sobolev et al., 2005; Herzberg, 2011]. В целом, петрогенетические соотношения между высокотемпературными излившимися базальтовыми расплавами и закристаллизовавшимися на глубине пегматоидными пироксенитами пока недостаточно ясны, но важно, что и те, и другие могут свидетельствовать об относительном возрастании температуры среднемиоценовых мантийных процессов.

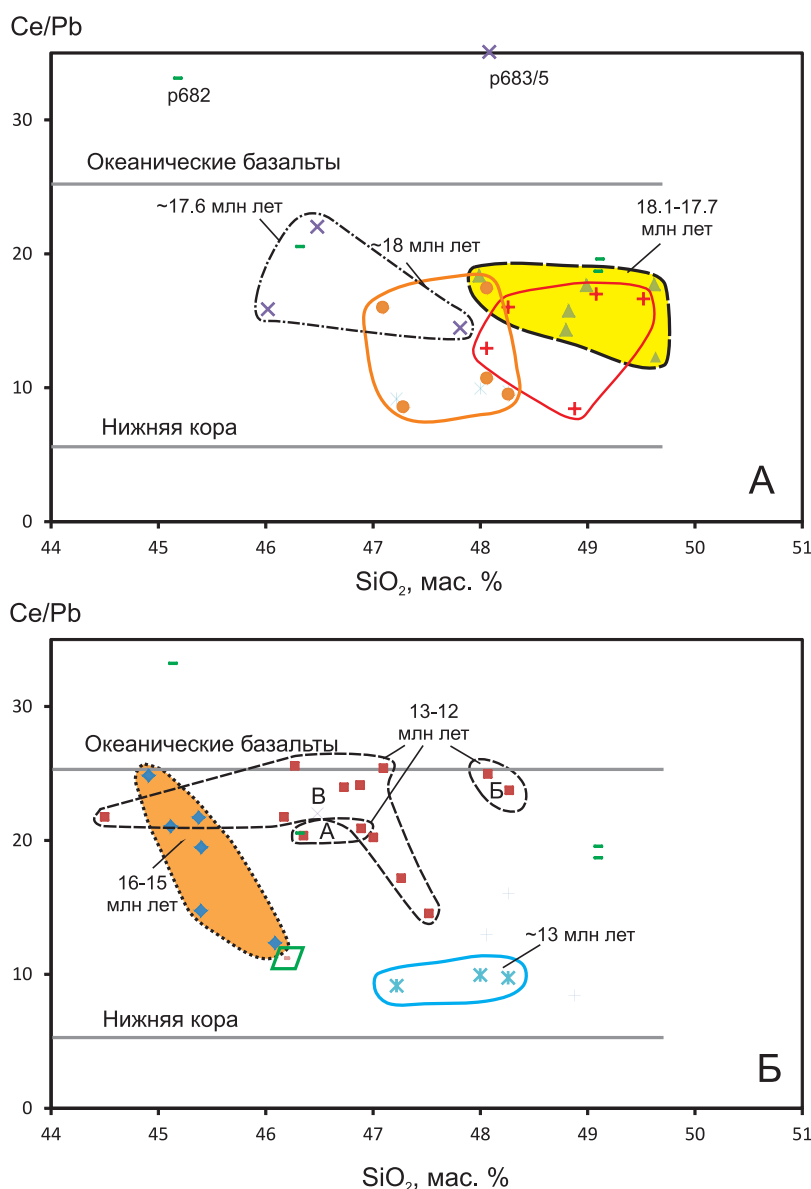


Рис. 15. Распределение фигуративных полей вулканических пород по отношениям Ce/Pb между составами океанических базальтов ($Ce/Pb = 25 \pm 5$ [Hofmann et al., 1986]) и нижней части коры ($Ce/Pb = 4.8$ [Rudnick, Fountain, 1995]).

Усл. обозн. см. рис. 10. Для построения диаграммы использованы измеренные содержания SiO₂.

Fig. 15. Distribution of data points for volcanic rocks as per Ce/Pb ratios between compositions of oceanic basalts ($Ce/Pb = 25 \pm 5$ [Hofmann et al., 1986]) and the lower crust ($Ce/Pb = 4.8$ [Rudnick, Fountain, 1995]).

See the legend in Fig. 10. The diagrams are based on measured concentrations of SiO₂.

На рис. 15, Б, наблюдается смещение фигуративных точек вулканических пород центральной и южной частей Камарской зоны возрастом 16–12 млн лет от состава нижней коры к составу океанических базальтов с возрастанием Ce/Pb и снижением SiO₂. Такой характер смещения точек отражал повышение роли мантийных выплавок и уменьшение – коровых. Расплавы не задерживались на разделе Мохо. Между тем породы Култуковского вулкана отличались сравнительно низкими Ce/Pb. В них существенную роль играл коровый компонент.

5.3. ОЦЕНКИ ГЛУБИНОСТИ ВЫПЛАВОК ПО РОЛИ ГРАНАТА В ИСТОЧНИКАХ ПОД ВУЛКАНОМ МЕТЕО

Для оценки вариаций глубинности мантийных выплавок обычно использовались уравнения регрессий, выведенные для источника перидотитового состава. Достоверность выводов таких расчетов вызывает сомнения, поскольку в источниках часто преобладает неперидотитовый материал. Более уверенные относительные оценки глубинности магматизма можно получить по определениям роли граната в источнике.

Предполагается, что малоглубинная мантия сложена безгранатовыми породами, по мере возрастания плотности мантии начинает появляться гранат, содержания которого с глубиной увеличиваются [Rasskazov et al., 2012]. Гранатосодержащие и безгранатовые источники отчетливо различаются в области растяжения на западе США по U–Th-изотопной систематике. Безгранатовый источник дает равновесный уран ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=1$). Неравновесность обусловлена разными коэффициентами распределения U и Th в системе гранат–расплав [Asmerom, 1999].

Для выяснения роли граната в эволюции магматизма рассматриваемой территории ключевое значение имеют вариации состава лав вулкана Метео, на которых источники шпинелевой фации резко сменились источниками гранатовой фации. Смена выявляется по спектрам редкоземельных элементов (РЗЭ). Базальты нижней-средней частей пакета 1 умеренно обогащены легкими лантаноидами и венчаются потоком обр. р684/3, в котором наблюдается относительное параллельное снижение линии нормированных концентраций РЗЭ, свидетельствующее о финальном развитии процессов дифференциации. По сравнению с базальтами пакета 1, базальты пакета 2 обогащены легкими лантаноидами и в заключительных порциях обнаруживают резко выраженную положительную цериевую аномалию (рис. 16, А). Такая же аномалия выявляется в базанитах Быстринской вулканической зоны (рис. 16, Д).

На диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_n - (\text{Yb})_n$ (рис. 17) фигуративные точки пород первого пакета вулкана Метео распределяются в основном вдоль модельной линии с разной степенью равновесного плавления безгранатового источника ($F = 14\text{--}23\%$), а второго – вдоль модельной линии с одинаковой степенью равновесного плавления ($F = 8\%$), но с варьирующимися содержаниями граната (1.0–1.7 %) в источнике. Отдельные точки лав первого пакета смещены к линии с содержанием граната 1 % при более высокой степени плавления, чем в источнике второго пакета. Общий разброс точек свидетельствует о начальном отделении выплавов под вулканом Метео из малоглубинного мантийного источника шпинелевой фации и гранат-шпинелевого перехода и в последующем – из более глубинного источника гранатовой фации. Сначала степень плавления материала источника была высокой и сильно варьировалась, затем снижалась и стабилизировалась на одном уровне, хотя выплавки отделялись на разных глубинах.

Доля ортопироксена в составе модельного источника принимается равной 25 %, остальное – оливин. Концентрации La и Yb в апатите, использованные в модели для расчета состава, обогащенного относительно недифференцированной мантии источника, рассчитывались как средние величины для апатитов типа А на основе данных [O'Reilly, Griffin, 2000].

Нужно обратить внимание на значение смены ис-

точников пакетов 1 и 2 вулкана Метео как перехода от литосферных выплавов к астеносферным. Обычно нижняя граница прочного слоя литосферы выделяется по уменьшению скорости сейсмических волн, связанной с уменьшением вязкости и прочности мантийного материала. В отличие от физически неоднородной литосферы, астеносфера обладает свойством физической однородности. Учитывая K–Ta–La-характеристики источников дивергентного и конвергентного типов (см. рис. 12), мы предполагаем, что вариации степени плавления малоглубинной мантии под вулканом Метео в интервале 18.1–17.7 млн лет назад были обусловлены эффектом растяжения литосферы. При снятии этого эффекта ~17.6 млн лет назад малоглубинное плавление уже не возобновлялось, но в течение короткого эпизода реализовалось поступление магматических выплавов из более глубокой части астеносферной мантии, отвечающей однообразным (фоновым) условиям магмоотделения на разных глубинах при частичном плавлении около 8 %. Такая последовательность отвечает «пассивному» типу глубинных процессов (рис. 18).

Приведенные оценки вариаций граната в источниках являются относительными. Модельные расчеты, представленные на рис. 19, Б, показывают зависимость распределения РЗЭ от соотношений в источнике граната и клинопироксена. При низких содержаниях последней фазы доля первой при тех же соотношениях La и Yb возрастает. Возможное присутствие в источнике амфибола и/или флогопита при моделировании не учитывалось.

5.4. ОБЩИЕ СООТНОШЕНИЯ АКТИВНОСТИ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ И БЕЗГРАНАТОВЫХ ИСТОЧНИКОВ ПОД КАМАРСКОЙ, СТАНОВОЙ И БЫСТРИНСКОЙ ЗОНАМИ

Подобно породам вулкана Метео Становой зоны, вулканические породы всей Камарской зоны были производными источников разноточинных уровней гранатовой и шпинелевой фаций. При подлитосферном адиабатическом поднятии материала, сопровождавшемся его частичным плавлением, отделение расплава становилось возможным в случае, если плавучесть частичных выплавов превышала плавучесть кристаллических фаз. В результате расплав высвобождался из кристаллической матрицы, мигрировал вверх и изливался на земной поверхности. Под вулканом Метео теплосодержание системы было небольшим, поэтому рифтогенное утонение литосферы способствовало декомпрессионному плавлению с отделением расплава на сравнительно малых глубинах. Возрастание температуры мантийного материала 16–15 млн лет назад с повышением его теплосодержания выражалось в эффекте плавучести частичных выплавов с их отделением от кристаллической матрицы в более глубокой части верхней мантии.

Распределение фигуративных точек долеритов и

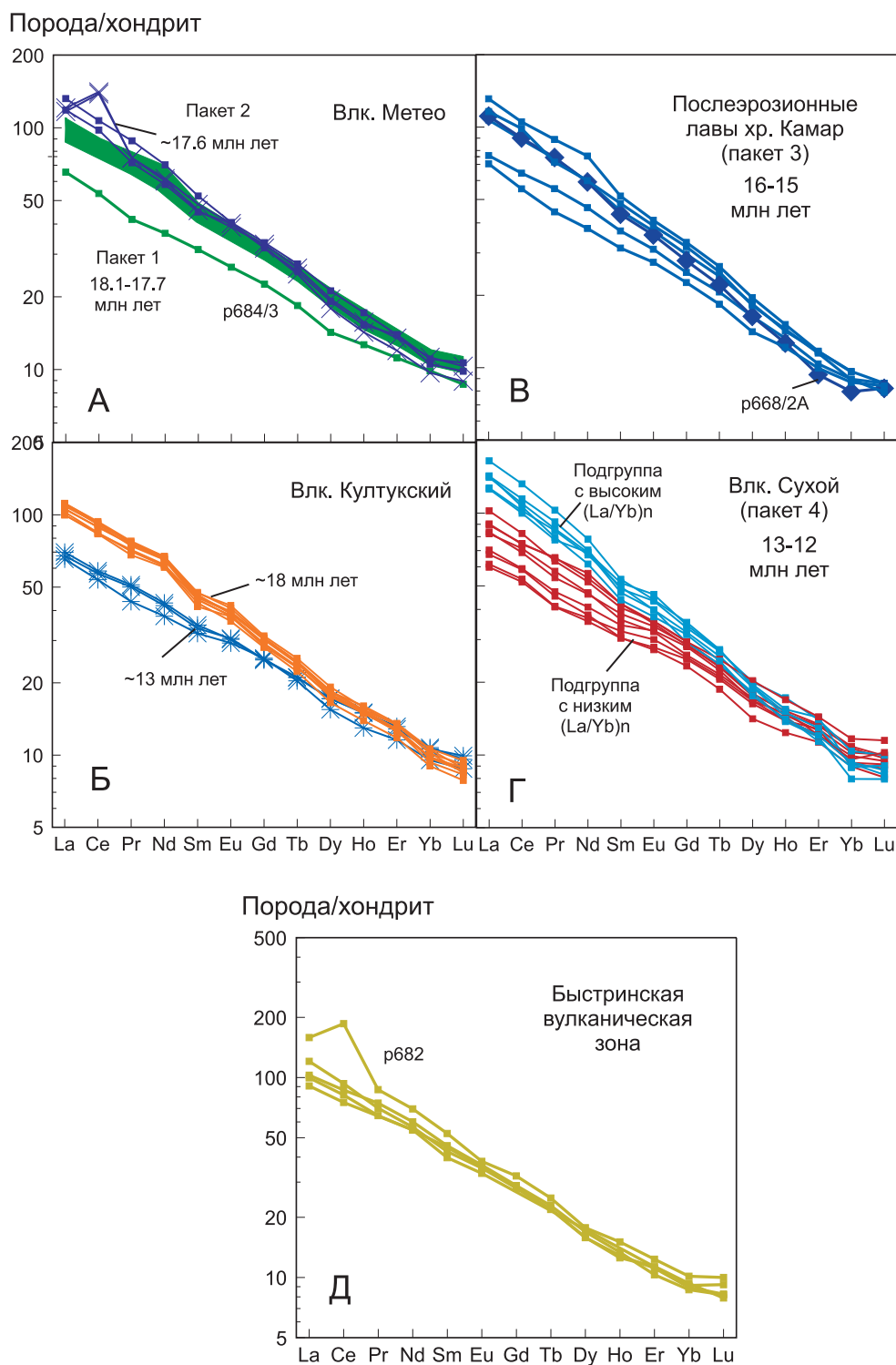


Рис. 16. Нормированные к хондриту спектры редкоземельных элементов для пород Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон.

Сопоставление пород: А – двух пакетов начальных извержений на южном окончании Становой зоны; Б – начальных и заключительных извержений на северном окончании Камарской зоны; В – высокомагнезиального базальта (обр. р668/2) с другими послеэрозионными базальтами (пакет 3) центральной части Камарской зоны; Г – подгрупп пород с высокими и низкими (La/Yb)_n южного окончания Камарской зоны (пакет 4); Д – вулканических пород Быстринской зоны. Для нормирования спектров РЗЭ использован состав хондрита [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 16. Chondrite-normalized REE spectra of rocks from the Kamar, Stanovaya, and Bystrinskaya volcanic zones.

Comparisons of rocks: А – two packages of initial eruptions at the southern terminus of the Stanovaya zone; Б – eruptions of initial and final phases at the northern terminus of the Kamar zone; В – high-Mg basalt (sample p668/2) with other post-erosional basalts (package 3) from the central part of the Kamar zone; Г – subgroups of rocks with high and low (La/Yb)_n from the southern terminus of the Kamar zone (package 4); Д – volcanic rocks from the Bystrinskaya zone. The REE were normalized to the chondrite composition [Sun, McDonough, 1989].

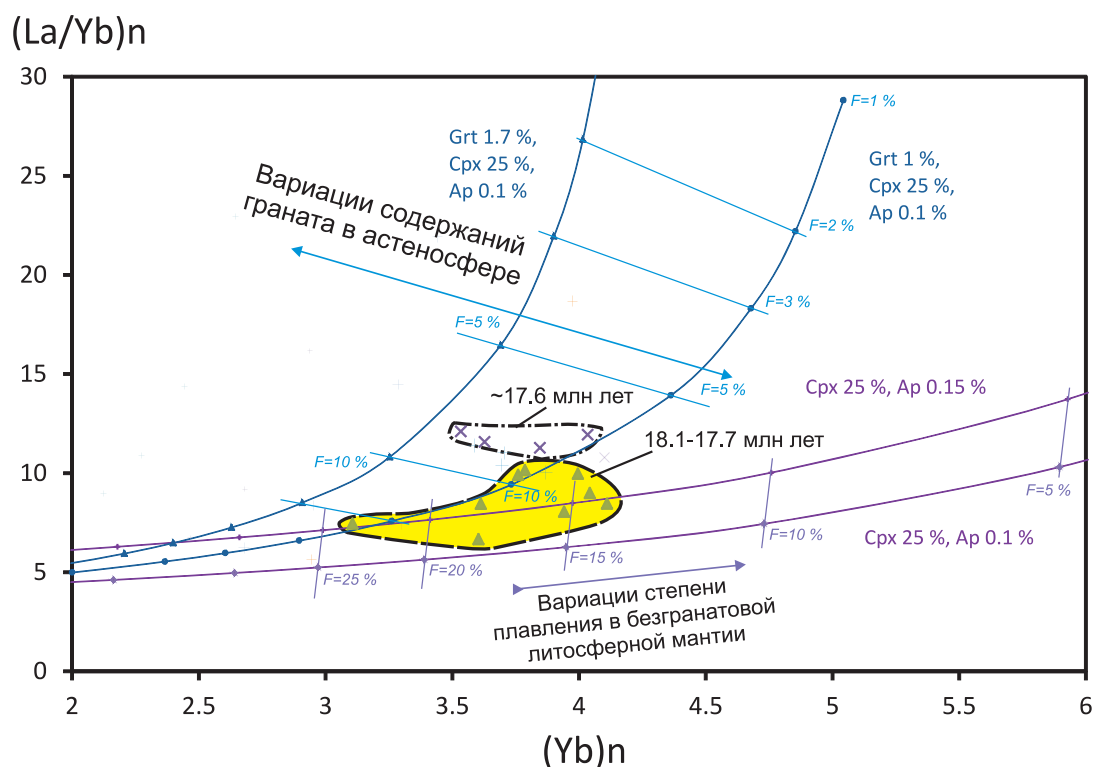


Рис. 17. Интерпретация фигуративных точек диаграммы $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ для пород двух фаз активности вулкана Метео.

Усл. обозн. см. рис. 10. Базальты первой фазы (18.1–17.7 млн лет назад) являются производными высокой и существенно варьирующей степени частичного плавления литосферной мантии, а гавайиты второй фазы – фонового плавления астеносферы ($F \sim 8\%$) при варьирующихся содержаниях граната, связанных с изменениями глубины источника. Модельные кривые равновесного частичного плавления рассчитаны по уравнению [Shaw, 1970] с использованием коэффициентов распределения минерал–расплав, приведенных в других моделях [Rasskazov et al., 2012; Chuvashova et al., 2012]. Для нормирования La и Yb использован состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 17. Interpretation of data points in the diagram $(La/Yb)_n$ vs. $(Yb)_n$ for two phases of activity in the Meteo volcano.

See the legend in Fig. 10. Basalts of the first phase (18.1–17.7 Ma) are derivatives of the high and sufficiently varied degree of partial melting in the lithospheric mantle; hawaiites of the second phase are given for background melting of the asthenosphere ($F \sim 8\%$) for contents of garnet which vary with depth of the source. Model curves of equilibrium partial melting are based on calculations from the equation published in [Shaw, 1970] with application of mineral–melt distribution coefficients given in other models [Rasskazov et al., 2012; Chuvashova et al., 2012]. La and Yb are normalized to the primitive mantle composition [Sun, McDonough, 1989].

подушечных лав Култукского вулкана на рис. 19 интерпретируется как свидетельство равномерного равновесного плавления ($F = 9\%$) в источнике с меняющимися содержаниями граната (1.0–1.7 %), а базальтов подгруппы В31 из Быстринской вулканической зоны – слегка повышенное плавление ($F = 9–10\%$) при более высоких содержаниях граната (от 1.5 до 2.0 %). По характеру плавления в источнике эти выплавки были подобны финальным выплавкам под вулканом Метео, т.е. отвечали условиям магмообразования в фоновых условиях астеносферного слоя. Содержания граната в источниках этих пород несколько варьировались; они были минимальными в источнике под вулканом Метео, максимальными – в источнике под Быстринской вулканической зоной и промежуточными – в источнике под Култукским вулканом.

Фигуративные точки послеерозионных лав, излившихся в хр. Камар 16–15 млн лет назад, резко раз-

делились между собой. Четыре из них дали тренд, соответствующий постоянной степени частичного плавления в источнике с варьирующимися содержаниями граната ($F = 8\%$) в условиях астеносферной мантии, а две другие, с низким значением $(La/Yb)_n$, – попали в область малоглубинного источника с низким содержанием граната или без граната при повышенной степени частичного плавления (соответственно, $F = 15$ или 22%).

Высокомагнезиальный базальт р668/2А возрастной генерации 16–15 млн лет выплавился из источника с максимальным содержанием граната. В модели равновесного плавления точка находится на линии $Grt = 1.7\%$ для источника с максимально возможным содержанием $Crx = 25\%$ (или на линии $Grt = 4.3\%$ для источника с относительно низким содержанием $Crx = 2\%$) (см. рис. 19, Б). Линия нормированных концентраций РЗЭ этого образца имеет самый крутой

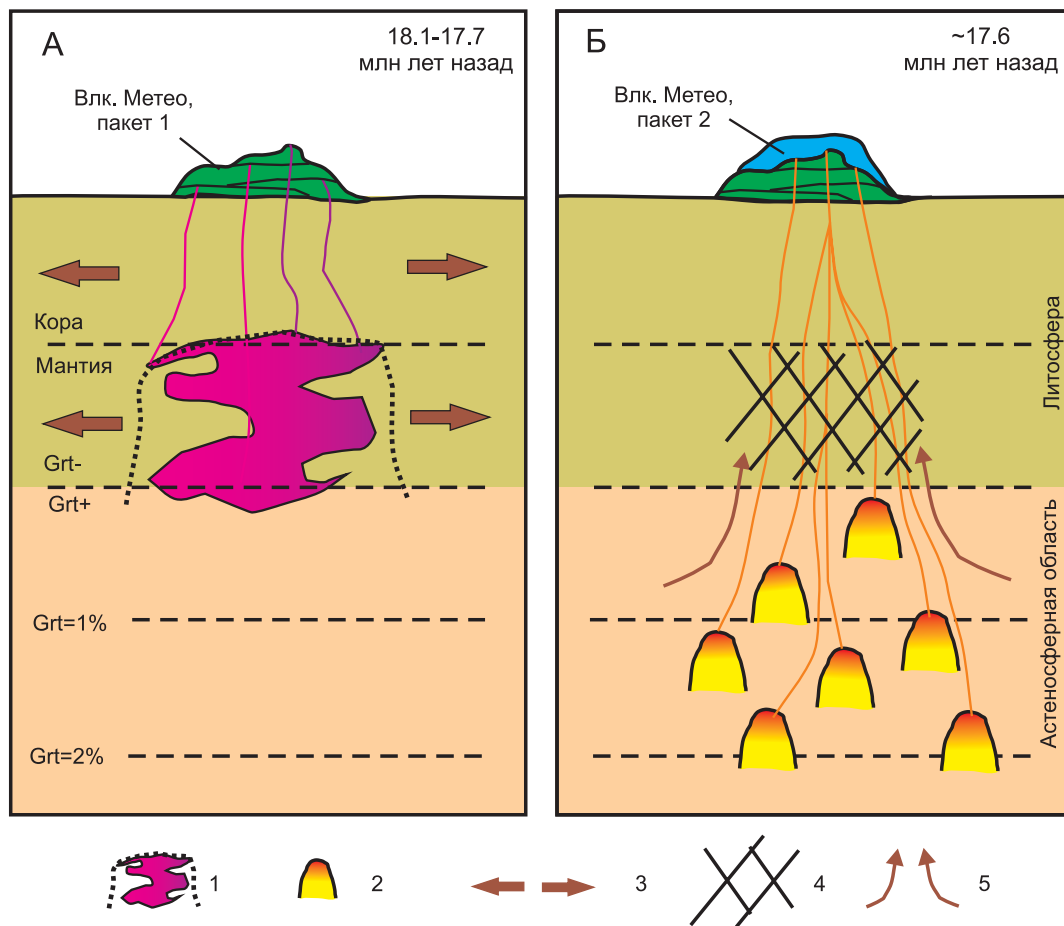


Рис. 18. Иллюстрация «пассивного» характера рифтогенного магматизма под вулканом Метео – смены компонентов мало-глубинного литосферного источника (А) компонентами источника подстилающей астеносферы (Б).

1 – частичное плавление литосферы высоких степеней ($F = 14-23\%$) в малоглубинной мантии – образование выступа со свойствами, подобными астеносфере; 2 – выдержанная степень плавления в подлитосферных разноглубинных источниках ($F = 8\%$); 3 – импульс растяжения литосферы; 4 – релаксация процессов в выступе области плавления; 5 – вовлечение в магнеобразование подстилающей физически однородной (астеносферной) мантии, спровоцированное импульсом растяжения литосферы.

Fig. 18. Illustration of the 'passive' nature of rift-related magmatism beneath the Meteo volcano – components from the shallow lithospheric source (A) are replaced with those from the underlying asthenosphere (B).

1 – high-degree partial melting ($F = 14-23\%$) at the shallow mantle – formation of the ledge which properties are similar to those of the asthenosphere; 2 – homogeneous degree of partial melting ($F = 8\%$) in sub-lithospheric sources located at different depths; 3 – lithospheric extension impulse; 4 – relaxation of processes in the melting ledge; 5 – involvement in melting of the underlying physically homogeneous (asthenospheric) mantle, which is triggered by the lithospheric extension impulse.

наклон (см. рис. 16, В). Высокомагнезиальная выплавка, по-видимому, отделилась от кристаллической матрицы в нижней части астеносферной магнегенерирующей области при ее фоновой степени частичного плавления ($F = 8\%$, в источнике с низким содержанием клинопироксена F снижается до 6%). Поступлению высокотемпературных наиболее глубоких выплавов на земную поверхность могло благоприятствовать подготовленное ослабленное реологическое состояние вышележащей зоны проницаемости астеносферной и литосферной мантии и коры.

В лавовой генерации вулкана Сухого возрастом 13–12 млн лет отчетливо обособились составы, производные плавления источника с низким содержанием гра-

ната (1% при $F = 8-15\%$) и/или без граната с более высокой степенью плавления ($F = 15-22\%$). По максимальному значению F (в безгранатовой фации – 22%) они соответствовали предшествующей литосферной малоглубинной генерации 16–15 млн лет, а по минимальному значению F (в гранатовой фации – 8%) – фоновым условиям плавления в астеносферной мантии. Породы подгруппы А с низкими содержаниями кремнезема и щелочей (см. рис. 10) характеризовались пониженным $(La/Yb)_n$ и относились к безгранатовому литосферному источнику. Лавы возрастом 13–12 млн лет обнаруживали снижение степени частичного плавления относительно степени плавления предшествовавших процессов 16–15 млн лет назад. В источнике

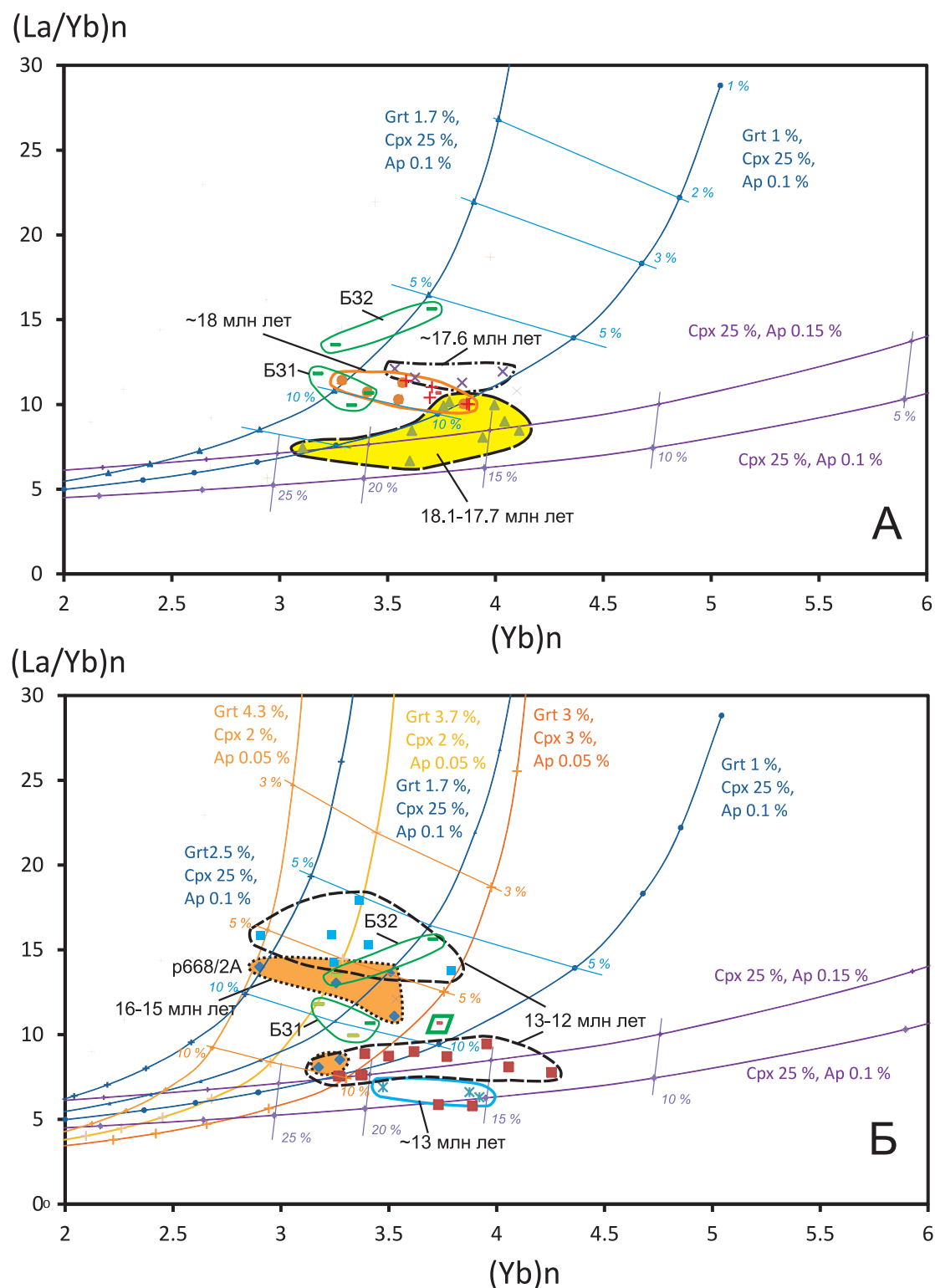


Рис. 19. Сопоставление данных по породам вулканов Метео и Култукского с данными по другим породам Камарской и Быстринской зон на диаграммах $(La/Yb)_n - (Yb)_n$.

Усл. обозн. см. рис. 10 и 17. В пакете 4 хр. Камар (вулкана Сухого) различаются подгруппы пород с высокими и низкими $(La/Yb)_n$, выделенные, так же как на рис. 16, Г, голубыми и коричневыми квадратами. Для нормирования La и Yb использован состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 19. Comparisons of volcanic rocks from the Meteo and Kultuk volcanoes with other rocks from the Kamar and Bystrinskaya volcanic zones in the diagrams $(La/Yb)_n - (Yb)_n$.

See the legend in Figures 10 and 17. In package 4 from the Khamar zone (Sukhoi volcano), distinguished are subgroups of rocks with high and low $(La/Yb)_n$, which are shown by blue and brown squares (as in Fig. 16, Г). La and Yb are normalized to the primitive mantle composition [Sun, McDonough, 1989].

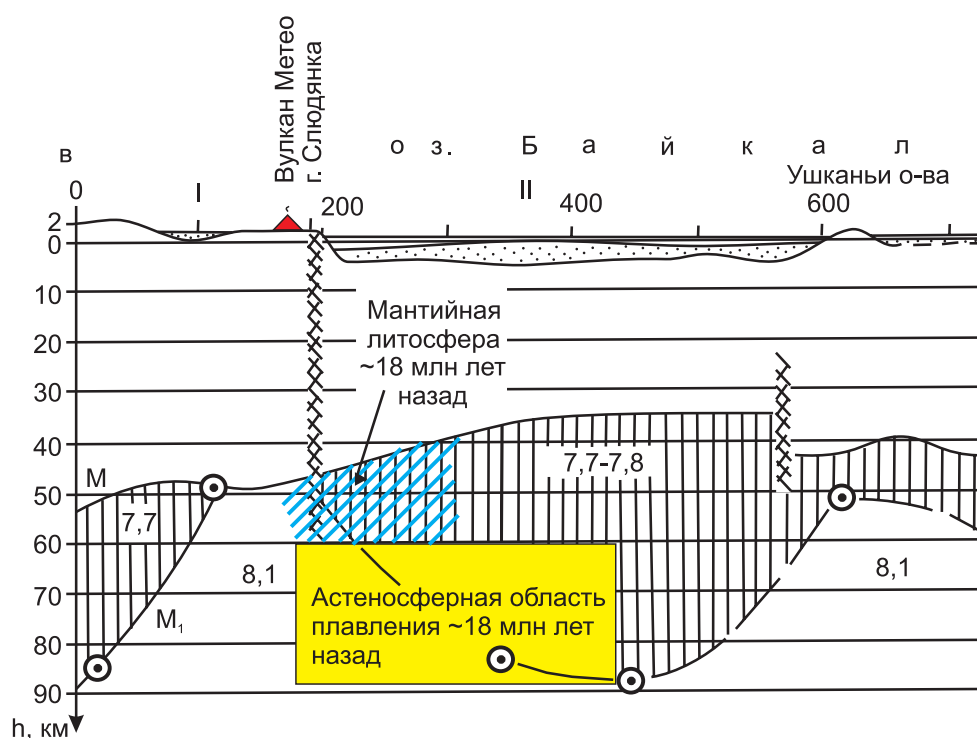


Рис. 20. Глубинное положение магмогенерирующей астеносферной области, реконструированной по выплавкам, излившимся на вулкане Метео около 18 млн лет назад, на сейсмическом разрезе, построенном вдоль Байкальской рифтовой зоны [Krylov et al., 1981].

Разрез демонстрирует современное положение раздела Мохо и наличие низкоскоростных линз под Тункинской (I) и Южно-Байкальской (II) осевыми впадинами.

Fig. 20. Deep position of the asthenospheric region (as reconstructed from the data on melts erupted from the Medeo volcano at ~18 Ma) in the seismic section along the Baikal rift zone [Krylov et al., 1981].

The seismic section shows the current position of the Moho discontinuity and low-velocity lenses beneath the Tunka (I) and South Baikal (II) axial basins.

гранатовой фации значения F составляли 5–6 % при содержаниях граната: от 1.4 до 2.7 % ($C_{\text{рх}} = 25$ %) или 4–5 % при содержании граната от 3 до 4.5 % ($C_{\text{рх}} = 2$ %).

Лавовый поток Култукского вулкана сопоставляется с лавами из гранатосодержащих источников Камарской и Становой зон, а микродолериты – с лавами из безгранатовых источников при $F = 15$ –20 %. Повышенная степень плавления была обусловлена рифтогенной магмогенерацией в литосфере. Лавы подгруппы Б32 из Быстринской зоны характеризовались повышенными $(La/Yb)_n$, отражая сравнительно низкую степень частичного плавления мантийного материала, и были подобны в этом отношении лавам южной части Камарской зоны возрастом 13–12 млн лет.

5.5. МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА

По данным глубинного сейсмического зондирования [Krylov et al., 1981], под Южно-Байкальской впадиной, в самой верхней части мантии, на глубинах от 93 до 35 км, выделена линза низких скоростей (7.7–7.8

км/с). Подобная низкоскоростная линза показана под Тункинской впадиной, но между впадинами получены повышенные скорости (8.1 км/с) (рис. 20). Снижение скоростей под впадинами в виде линз подтверждено более поздними сейсмическими моделями [Mordvinova et al., 2007; Mordvinova, Artemyev, 2010]. Существование нормальной мантии между Тункинской и Южно-Байкальской впадинами согласуется с разрывом в распределении позднекайнозойских вулканических полей этой территории. Вулканизм Камарской, Становой и Быстринской зон пространственно связан с низкоскоростной структурой Южного Байкала, а серия полей центральной и западной частей Тункинской рифтовой долины – с подобной структурой Тункинской впадины.

На сейсмическом разрезе выражена латеральная скоростная неоднородность верхней мантии под центральной частью Байкальской рифтовой зоны в глубинном интервале от границы Мохо (34–54 км) до 90 км. На раннем этапе рифтогенеза, около 18 млн лет назад, в этом интервале глубин активизировались источники выплавов, извергавшихся на вулкане Метео.

Различались малоглубинные (литосферные) и более глубинные (астеносферные) процессы. Неоднородная магмогенерирующая область литосферной мантии ограничивалась снизу гранат-шпинелевым переходом. По Р–Т-оценкам мантийных парагенезисов переход соответствовал интервалу давлений 16–19 кбар (или интервалу глубин 51–65 км) и мог варьироваться в зависимости от температуры, содержаний Сг и некоторых других параметров. При температуре 1100 °С давление перехода могло составлять 17–18 кбар (~60 км). Под активным вулканом Метео была сравнительно мощная литосфера, достигавшая шпинель-гранатового перехода (т.е. ~60 км) и подстилавшаяся на уровне 60–90 км материалом с астеносферными свойствами.

5.6. СМЕНА НАСЫЩЕННОСТИ–НЕДОСЫЩЕННОСТИ КРЕМНЕЗЕМОМ ПО ЛАТЕРАЛИ РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ

Извергнутые и закристаллизовавшиеся в субвулканической фации расплавы вулканов Култукского и Метео возрастом около 18 млн лет назад были обогащены SiO_2 и характеризовались *Ol–Hy*-нормативными составами. Но уже при завершении активности вулкана Метео, ~17.6 млн лет назад, в излившихся лавах резко возросла недосыщенность кремнеземом с их переходом к *Ne*-нормативным составам. В центральной и южной частях Камарской зоны состав лав в интервале 16–12 млн лет назад был преимущественно *Ne*-нормативным, хотя изредка извергались и *Ol–Hy*-нормативные расплавы. Между тем извергнутые выплавки Култукского вулкана были по-прежнему *Ol–Hy*-нормативными (см. рис. 4).

Латеральная смена недосыщенных кремнеземом (*Ne*-нормативных) щелочных вулканических пород насыщенными (*Ol–Hy*-нормативными), нормально щелочными в осевых впадинах характерна для континентальных рифтовых зон Восточной Африки, Западной Европы, Байкальской и Рио-Гранде [Lipman, 1969; Rasskazov, 1993]. Западная оконечность Южно-Байкальской впадины не была исключением в этом отношении. Отметим только, что обычно латеральная смена насыщенности–недосыщенности кремнеземом проявлялась в вулканических породах рифтовых долин на продвинутом (плиоцен-четвертичном) этапе их развития. В рассматриваемом нами случае латеральный рифтогенный ряд базальтовых выплавок сложился уже в раннем-среднем миоцене из-за близости к ядру Байкальской рифтовой зоны – Южно-Байкальской впадине.

Для идентификации вулканических пород осевой рифтовой впадины и внеосевых структур нами использовалась также диаграмма $\text{FeO}_{\text{общ.}}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ (см. рис. 12). На диаграмме этого типа прежде подчеркивались фундаментальные различия между толеитовыми и известково-щелочными магмами в общей петрохимической зональности надсубдукционного вулканизма островных дуг – смена толеитового магматизма фронтальной

части дуги известково-щелочным и далее щелочным в ее тыловой части [Miyashiro et al., 1985]. Распределение фигуративных точек долеритов и подушечных лав Култукского вулкана и лав начальной фазы извержений вулкана Метео характеризует их переходный (*Ol–Hy*-нормативный) тип с принадлежностью к толеитовой серии. Снижение SiO_2 в *Ol–Hy*- и *Ne*-нормативных породах при сохраняющемся диапазоне $\text{FeO}_{\text{общ.}}/\text{MgO}$ отражает пространственно-временную смену переходных базальтов толеитовой серии осевого рифта внеосевыми толеитовыми и умеренно-щелочными базальтами.

5.7. РОЛЬ КОМПОНЕНТОВ С ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ПОРОД ДИВЕРГЕНТНЫХ И КОНВЕРГЕНТНЫХ ОБСТАНОВК В ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА КАМАРСКОЙ, СТАНОВОЙ И БЫСТРИНСКОЙ ЗОН

Пространственно-временные вариации состава вулканических пород в районе западной оконечности Южно-Байкальской впадины связаны с тектонической активизацией Слюдянского блока. Поперечные по отношению к нему Камарская, Становая и Быстринская зоны пересекают этот блок и не находят своего продолжения за его пределами. Такой жесткий контроль вулканических зон отражает избирательную магматическую активизацию литосферы.

Вулканизм отражал сложившееся в позднем кайнозое напряженно-деформированное состояние Слюдянского блока, пространственно соответствовавшего одноименному субтеррейну составного Хамардабанского террейна. Предполагается, что вулканогенно-осадочная толща Слюдянского субтеррейна накапливалась в задуговом бассейне, заложенном на тонкой континентальной коре. В составе слюдянской серии значительную долю составляют метаморфизованные вулканические породы с геохимическими характеристиками, близкими Е-MORB. В отличие от Слюдянского бассейна, Хангарульский был преимущественно амагматичным. Его большая часть сложена метатерригенными породами. Только в основании залегают вулканокластические породы, образовавшиеся за счет размыва андезитов [Belichenko et al., 2006]. При жестком коллизии взаимодействии Хамардабанского террейна с Шарыжалгайским выступом кристаллического фундамента Сибирской платформы породы Слюдянского субтеррейна испытали метаморфизм гранулитовой фации [Vasilyev et al., 1981]. Время высокоградиентного метаморфизма (и, следовательно, коллизии события) оценивается интервалом 488–478 млн лет по U–Pb-датировкам синметаморфических гранитоидов [Kotov et al., 1997; Salnikova et al., 1998].

В Камарской и Становой зонах вулканизм начался около 18 млн лет назад в активизированных южной и северной пограничных частях Слюдянского блока, на вулканах Метео и Култукском. Первый расположен в

слабометаморфизованной части Слюдянского субтеррейна, второй – в зоне Обручевского разлома, отделяющего его от кристаллического фундамента Сибирской платформы. Последующее распространение магмовыводящих разрывов в Слюдянском блоке обусловило извержение выплавок материала из области, расположенной непосредственно под ним.

Обратимся к диаграмме $10^{-3} \cdot K/Ta - La/Ta$, на которой эмпирически выделялись источники вулканических пород континентальных областей дивергенции (растяжения) и конвергенции (зон субдукции и коллизии). В качестве эталона рифтогенного тренда служило линейное распределение точек при $K/La = \text{const}$ и варьирующихся K/Ta и La/Ta в позднекайнозойских вулканических породах из рифтовых структур Северо-Восточного Китая. Эталонный тренд тыловой области зоны коллизии был обозначен для вулканических пород из Северного Тибета, под которым произошло обогащение надслэбового источника в результате преимущественного выноса из слэба La по отношению к Ta . Излившиеся лавы обогащенного источника дали диапазон $La/Ta = 55-120$. Тренд обогащения надслэбовой области с преимущественным выносом из него La вместе с K по отношению к Ta под фронтальной частью зоны конвергенции определен на примере вулканических пород Курильских островов [Rasskazov et al., 2008, 2012].

На рис. 21, А, фигуративные точки лав вулкана Метео распределяются вдоль линии $K/La = 540$. Распределение точек аппроксимируется линией, отвечающей тренду источников базальтов рифтогенного типа (тренду I). Фигуративные точки лав Быстринской зоны отклоняются от этого тренда при низких $10^{-3} \cdot K/Ta$ и La/Ta с относительным уменьшением значений обоих отношений (тренд II), что свойственно выплавкам из источников фронтальной части зоны конвергенции (субдукции или коллизии). Породы Култукского вулкана возрастом ~ 18 млн лет находятся в верхней правой части тренда II и обнаруживают слабую тенденцию вариаций La/Ta при $10^{-3} \cdot K/Ta = \sim 7$ (долериты) и относительное снижение этого отношения до ~ 6 (подушечные лавы).

На рис. 21, Б, фигуративные точки лав центральной и южной частей Камарской зоны возрастом 16–15 млн лет образуют некоторый разброс, а точки вышележащих лав возрастом 13–12 млн лет распределяются от них с относительным возрастанием La/Ta до 13.0 и снижением до 8.5 при значении $10^{-3} \cdot K/Ta = \sim 6$ (тренд III). На этом тренде находится состав недифференцированной мантии. По аналогии с процессами под Северным Тибетом, мы предполагаем, что La и другие легкие редкоземельные элементы были извлечены вследствие обогащения гранатом источника корневой мантийной части Слюдянского субтеррейна при его раннепалеозойском коллизионном сдавливании. Вследствие выноса La в верхнюю часть коллизионного террейна его корневая часть оказалась обедненной

лантаном относительно тантала. Наличие недифференцированного мантийного материала в литосферной мантии Юго-Западного Прибайкалья подтверждается распространением ксенолитов шпинелевых лерцолитов с примитивными химическими характеристиками в местонахождении глубинных включений «Козья шейка» [Rasskazov et al., 2000a]. Три точки пород вулкана Сухого, смещенные ниже тренда III, представляют собой отдельную совокупность пород тренда IV, отражающую тенденцию разделения источников фронтальной и тыловой частей коллизионной зоны по значениям $10^{-3} \cdot K/Ta$ [Rasskazov et al., 2012].

Распределение фигуративных точек микродолеритов и базальтов лавового потока Култукского вулкана на диаграмме Б рис. 21 приблизительно соответствует положению точек долеритов и подушечных лав этого вулкана на диаграмме А рис. 12. Породы ни одной фазы активности Култукского вулкана в интервале 18–13 млн лет назад не обнаружили заметного тренда $K/La = \text{const}$, свойственного рифтогенным выплавкам.

Из общего анализа диаграмм рис. 21, А, Б, следует вывод о зависимости компонентного состава выплавок исследуемой территории, прежде всего, от местоположения вулкана в вулканической зоне, пересекавшей Слюдянский блок. Между компонентами Камарской, Становой зон, с одной стороны, и Быстринской зоны, с другой, имелись существенные различия. Под первыми вовлекалась в плавление литосфера и подлитосферная мантия, под второй – только подлитосферная мантия (см. раздел 5.3). Лавы Становой зоны представлены компонентами рифтогенного типа, а Камарской – компонентами коллизионного типа. В Быстринской зоне к рифтогенным подлитосферным могут относиться компоненты лав ее северной части. Принимая во внимание относительное снижение $10^{-3} \cdot K/Ta$ и La/Ta в лавах южной части этой зоны, свойственное выплавкам из слэбов, мы рассматриваем вариации состава лав вдоль нее как отражение подлитосферной слэбово-надслэбовой динамики (рис. 22). Подобным сочетанием компонентов слэбового и надслэбового типа характеризуются, например, позднекайнозойские вулканические породы Кильчу-Менчхонского грабена в Северной Корее [Rasskazov et al., 2012].

Выявленная пространственно-временная смена компонентов Камарской и Становой зон объясняется разным характером северной и южной границ Слюдянского субтеррейна. Если северная граница представляла собой зону его раннепалеозойского фронтального взаимодействия с кратонным кристаллическим фундаментом, то южная – приблизительно совпадала с тыловым контуром зоны синколлизии сжатия. Соответственно, эффект кайнозойского рифтогенеза в терминах диаграммы $10^{-3} \cdot K/Ta - La/Ta$ получил выражение только в тыловой пограничной области раннепалеозойской коллизии, причем в самом начале активизации позднекайнозойского вулканизма. В ходе его дальнейшего развития в пределах Слюдян-

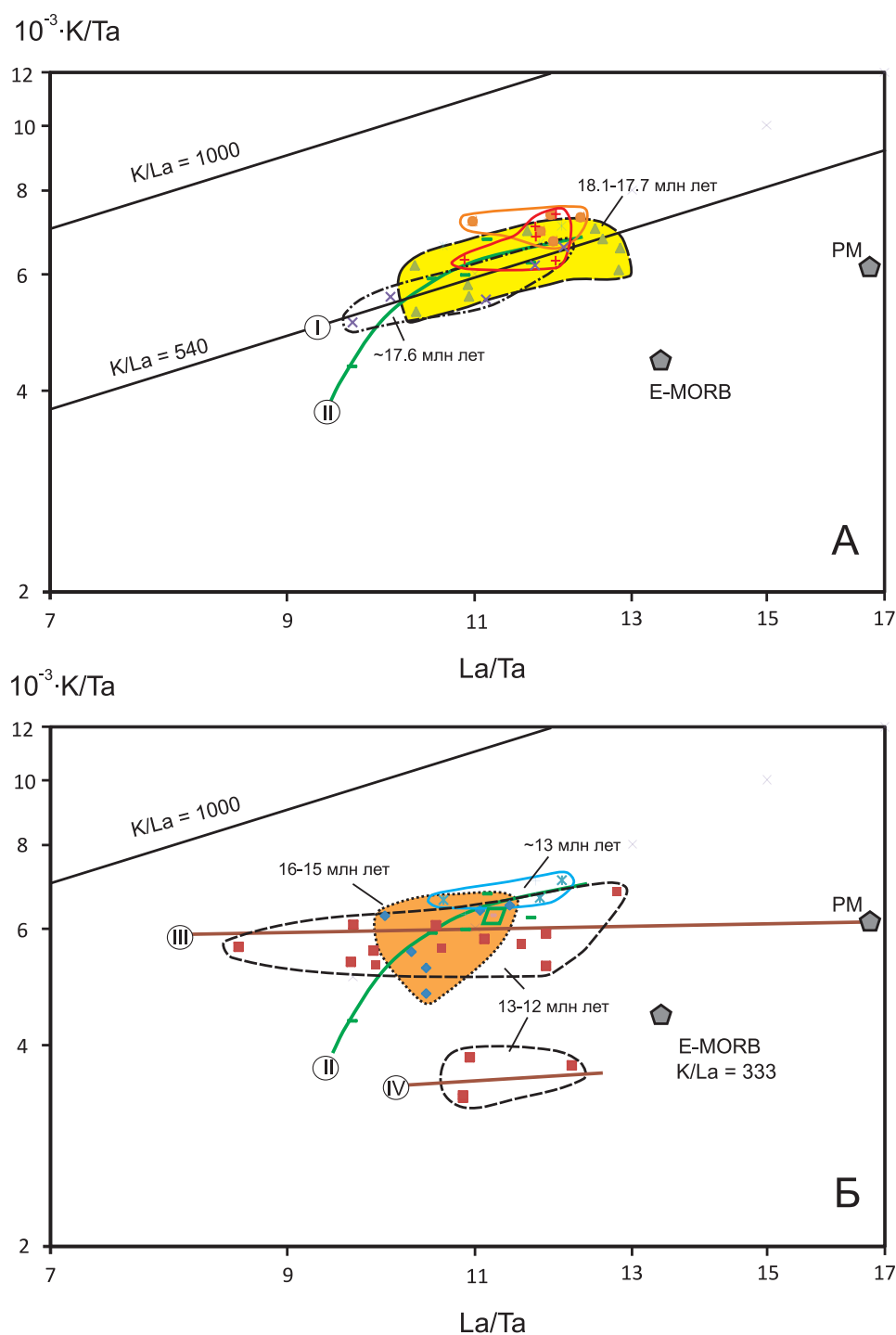


Рис. 21. Сопоставление четырех разновидностей пород Култукского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на диаграммах $10^{-3} \cdot K/Ta$ – La/Ta .

Усл. обозн. см. рис. 10. Римскими цифрами в кружках обозначены тренды источников: I – рифтогенного типа, нижний пакет вулкана Метео; II – фронтальной части зоны конвергенции, верхний пакет вулкана Метео (IIA) и все породы Быстринской вулканической зоны (IIB); III, IV – тыловой области зоны коллизии, центральная и южная части Камарской зоны. Повышенные значения $10^{-3} \cdot K/Ta$ и La/Ta в породах Култукского вулкана могут отражать эффект привноса крупноионных литофильных элементов водными флюидами в источник фронтальной части раннепалеозойской зоны конвергенции.

Fig. 21. Comparisons of four species of volcanic rocks from the Kultuk volcano with rocks from the Kamar, Stanovaya, and Bystrinskaya volcanic zones in the diagrams $10^{-3} \cdot K/Ta$ vs. La/Ta .

See the legend in Fig. 10. Roman numerals in circles refer to trends of the sources: I – rift-related type, the lower package from the Meteo volcano; II – frontal part of the zone of convergence, the upper package from the Meteo volcano (IIA) and all the rocks from the Bystrinskaya volcanic zone (IIB); III, and IV – the back-side of the collision zone, and the central and southern parts of the Kamar zone. Higher values $10^{-3} \cdot K/Ta$ and La/Ta in rocks from the Kultuk volcano may reflect a slight effect of large-ion lithophile elements being brought by water fluids into the source of the frontal part of the Early Paleozoic zone of convergence.

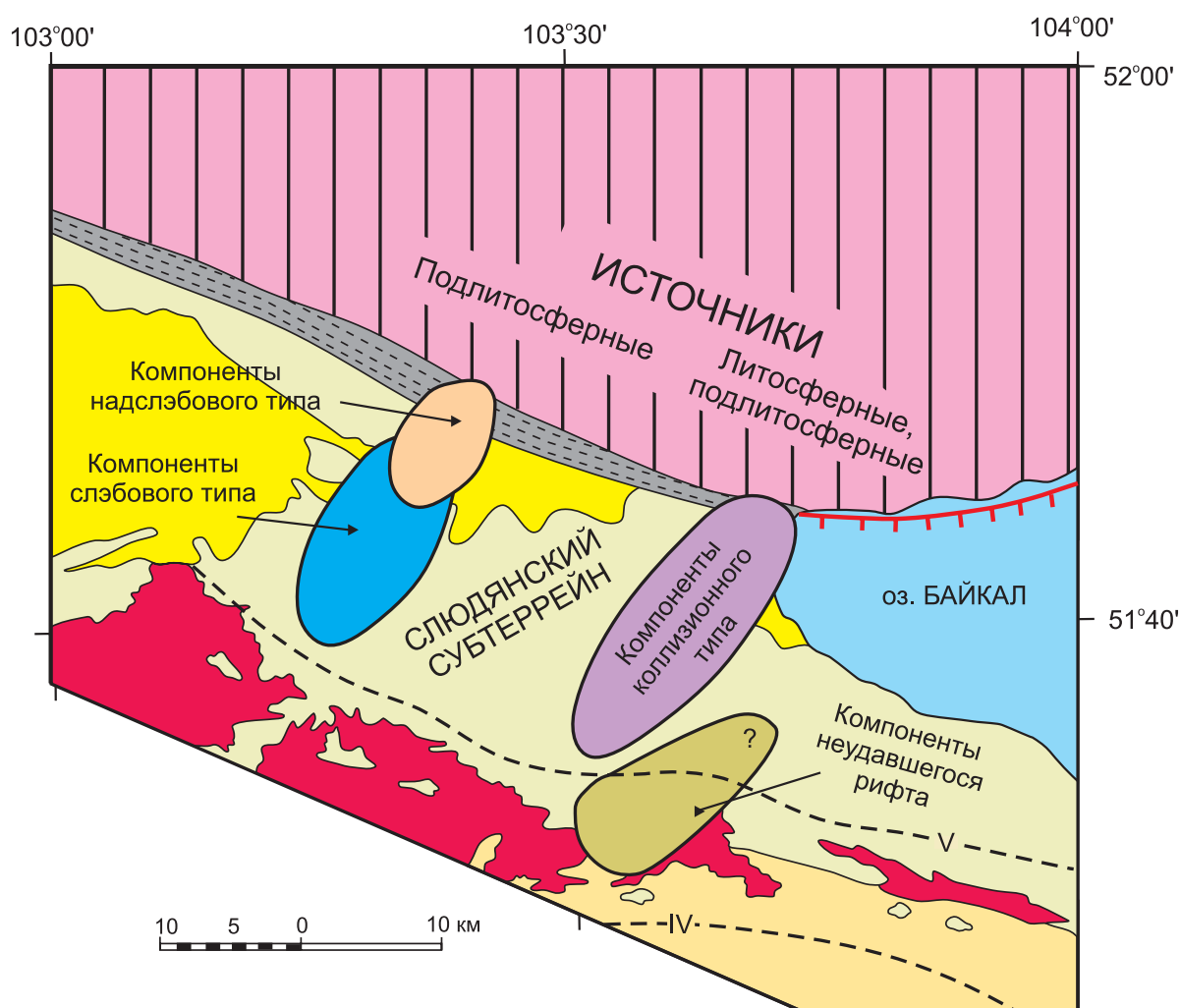


Рис. 22. Пространственные соотношения геохимических типов источников вулканических пород.

Усл. обозн. см. рис. 2. В вулканических породах Камарской и Становой зон представлены литосферные и подлитосферные компоненты коллизионного и рифтогенного типа, а Быстринской зоны – подлитосферные компоненты слэбового и надслэбового типа. Область утонения литосферы, пространственно связанная с образованием впадины Южного Байкала, ограничена метаморфизованной частью Слюдянского субтеррейна. Состав источника северной части Становой зоны не определялся, что обозначено знаком вопроса (?).

Fig. 22. Spatial relations between volcanic rock sources of different geochemical types.

See the legend in Fig. 2. Lithospheric and sublithospheric components of collision- and rift-related types are contained in volcanic rocks from the Kamar and Stanovaya zones contain, while volcanic rocks from the Bystrinskaya zone contain sublithospheric components of slab- and above-slab types. The lithospheric thinning area, that is spatially related with formation of the South Baikal basin, is bordered by the metamorphosed part of the Slyudyanka subterranean. A question mark (?) means that the composition of the source in the northern part of the Stanovaya zone has not been determined.

ского блока существенную роль играло плавление материала, испытавшего раннепалеозойские синколлизонные преобразования.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных работ получены новые факты, подтверждающие точку зрения А.В. Львова о вулканическом происхождении Чертовой горы в районе пос. Култук. На Култукском вулкане выявлены фации субвулканических тел, подводных извержений

подушечных лав и гиадокластитов и наземных лавовых извержений. Установлен контроль выходов вулканических пород затухающей ветвью Обручевского разлома, вертикальная амплитуда которой быстро уменьшается в западном направлении. Определено время активности вулкана в начале и при завершении лавовых извержений в Камарской и Становой зонах.

Из рассмотрения геоморфологических условий размещения разновозрастных вулканических пород на западном побережье оз. Байкал сделан вывод о ярко выраженных вертикальных движениях коры, проявленных на этой территории в раннем миоцене и продол-

жающихся до настоящего времени. Анализ геологических реперов, в качестве которых использовались авторские реконструкции линейной конфигурации вулканических зон и разнесенных по высоте фрагментов вулканических и субвулканических тел, позволил предложить интерпретацию позднекайнозойской геологической ситуации, основанную на доминировании в изученном районе вертикальных движений без привлечения существенных горизонтальных перемещений по Главному Саянскому или Тункинскому разломам.

Намечены следующие пространственно-временные закономерности активности магматических источников:

1. Малоглубинные выплавки формировались в мантийной части литосферы между границей Мохо и зоной шпинель-гранатового перехода (на уровне 48–60 км) с существенной примесью нижнекорового компонента, а более глубинные – в астеносферной мантии гранатовой фации (на уровне 60–90 км). На малых глубинах магматизм получил развитие в Камарской и Становой вулканических зонах, а на больших глубинах распространялся не только в них, но и в Быстринской. Локализация малоглубинного магматизма в Камарской и Становой зонах была пространственно связана с трансензией литосферы западного окончания Южно-Байкальской впадины и свидетельствовала об ограниченном характере рифтогенного утонения литосферы непосредственно под впадиной без его распространения под территорию Быстринской междувпадинной перемычки.

2. Под западной оконечностью Южно-Байкальской впадины выделен импульс магматических процессов около 18 млн лет назад с пассивным сценарием и два импульса во временном интервале 16–12 млн лет назад – с активным. Утонение литосферы не обеспечивалось пассивным механизмом ее начальной активизации, а закреплялось только последующим включением активного механизма.

3. При малом теплосодержании мантии под южным окончанием Становой зоны первоначально, 18.1–17.7 млн лет назад, растяжение литосферы под вулканом Метео обеспечивало малоглубинное отделение выплавок с высокой степенью плавления ($F = 14\text{--}23\%$). При его ослаблении ~17.6 млн лет назад под вулканом отделялись финальные фоновые выплавки ($F = 8\%$) из подстилающей астеносферы. В условиях прекратившегося растяжения литосферы магматизм уже больше не возобновлялся. Смена выплавок под вулканом Метео свидетельствовала о произошедшей релаксации нижней части литосферы без ее утонения. Одновременно с магматическими процессами под южным окончанием Становой зоны, под Култукским вулканом северного окончания Камарской зоны обеспечивалось сравнительно глубинное отделение частичных выплавок от кристаллической матрицы в фоновых условиях астеносферы. Со временем растяжение литосферы возрастало. В фазу завершения вулканизма, ~13 млн

лет назад, отделились малоглубинные литосферные выплавки при высокой степени равновесного частичного плавления. Смена глубины плавления под Култукским вулканом отражала процесс утонения литосферы.

4. Под центральной частью Камарской зоны мантийный магматизм начался 16–15 млн лет назад и отличался более высокими температурами. Выплавки отделялись на менее глубинном (литосферном) и более глубинном (астеносферном) уровнях. При новом магматическом импульсе 13–12 млн лет назад продуктивность обоих источников сохранялась с относительным снижением степени частичного плавления материала. Активность малоглубинного источника центральной и южной частей Камарской зоны сочеталась с активностью такого же источника ее северного окончания. Утонение литосферы осевой рифтовой структуры закреплялось в корневой части Слюдянского литосферного блока, соответствовавшего раннепалеозойскому субтеррейну Хамардабанского составного террейна. Слюдянский субтеррейн испытал раннепалеозойский синколлизийный метаморфизм. Миоценовые базальтовые выплавки унаследовали его компонентный состав, свойственный породам коллизийных обстановок.

Источники вулканизма Южно-Байкальской впадины, отразившие процесс активного среднемиоценового утонения нижней части литосферы, были резко обособлены от таких же источников синхронного вулканизма Тункинской впадины, сопровождавших подобное утонение литосферы. Очевидно, что активные рифтогенные процессы под обеими крупными осевыми структурами Байкальской рифтовой зоны обусловили энергетическую индивидуальность развития впадин. Более мелкие структуры, образовавшиеся вдоль оси рифтовой зоны и соединившие впадины между собой, были в дальнейшем наложены на первичную структуру активного растяжения литосферы. Будущие исследования должны быть направлены на выяснение характера пространственно-временного развития структурного соединения осевых впадин.

Култукский вулкан – единственный, извергавшийся в Южно-Байкальской впадине. В связи с его уникальностью в геологической истории этой структуры имеется вероятность разноса вулканического материала в виде шлаков или пеплов, которые могут быть обнаружены в разрезах осадочных толщ возрастного диапазона 18–12 млн лет. Датированные прослои тефры могут служить надежной основой для решения проблемных вопросов стратиграфии.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по проекту ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы», соглашение № 14.B37.21.0583.

8. ЛИТЕРАТУРА

- Arndt N., Lesher C.M., Barnes S.J., 2008. Komatiite. Cambridge University Press, Cambridge, 458 p. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511535550>.
- Asmerom Y., 1999. Th–U fractionation and mantle structure. *Earth and Planetary Science Letters* 166 (3–4), 163–175. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00008-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00008-4).
- Balla Z., Kuzmin M.I., Levi K.G., 1990. Kinematics of the Baikal opening. *Geotektonika* 2, 80–91 (in Russian) [Балла З., Кузьмин М.И., Леви К.Г. Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника. 1990. № 2. С. 80–91].
- Belichenko V.G., Reznitsky L.Z., Makrygina V.A., Barash I.G., 2006. Terranes of the Baikal–Khubsugul fragment of the Central Asian mobile belt of Paleozooids. The state of the problem. In: Geodynamic evolution of the lithosphere in the Central Asian mobile belt (from the ocean to the continent). Proceedings of the meeting. IEC SB RAS, Irkutsk, V. 1, p. 37–40 (in Russian) [Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А., Бараш И.Г. Террейны Байкал–Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палеозойд. Состояние проблемы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. С. 37–40].
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnigina T.A., Mikheeva E.A., 2012. High-mg lavas from the Dariganga volcanic field in the south-eastern Mongolia: petrogenetic model of magmatism at the asthenosphere–lithosphere boundary. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (4), 385–407. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081>.
- Florensov N.A., Solonenko V.P., Logatchev N.A., 1968. Cenozoic volcanism of rift zones. In: Volcanism and tectogenesis. Nauka, Moscow, p. 146–151 (in Russian) [Флоренсов Н.А., Солоненко В.П., Логачев Н.А. Кайнозойский вулканизм рифтовых зон // Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968. С. 146–151].
- Golubev V.A., 2007. Conductive and Convective Heat Output in the Baikal Rift Zone. Academic publishing house "GEO", Novosibirsk, 222 p. (in Russian) [Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2007. 222 p.].
- Herzberg C., 2011. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origins. *Journal of Petrology* 52 (1), 113–146. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq075>.
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79 (1–2), 33–45. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5).
- Kiselev A.I., Medvedev M.E., Golovko G.A., 1979. Volcanism of the Baikal Rift Zone and Problems of Deep Magma Formations. Nauka, Novosibirsk, 200 p. (in Russian) [Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 200 с.].
- Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kozakov I.K., Yakovleva S.Z., Kovach V.P., Reznitsky L.Z., Vasil'yev E.P., Berezhnaya N.G., 1997. Age of metamorphism of the Slyudyanka crystalline complex, southern Baikal area: u–pb geochronology of granitoids. *Petrology* 5 (4), 338–349.
- Krugovaya A.N., Snopkov S.V., 2006. Devil's Mountain volcanic neck. In: Baikal Ring: Proceedings of the Regional Scientific Conference of Pupils. Irkutsk, 2007. V. 1, p. 9–17 (in Russian) [Круговая А.Н., Снопков С.В. Вулканический неек «Чертова гора» // Байкальское кольцо: Материалы областной научно-практической конференции учащихся. Иркутск, 2007. Часть 1. С. 9–17].
- Krylov S.V., Mandelbaum M.M., Mishen'kin B.P., Mishen'kina Z.R., Petrik G.V., Seleznev V.S., 1981. The Earth's Interior beneath Baikal from Seismic Data. Nauka, Novosibirsk, 105 p. (in Russian) [Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.].
- Krylov S.V., Seleznev V.S., Solovyev V.M., Petrik G.V., Shelud'ko I.F., 1995. Study of the Baikal rift depression by the method of seismic tomography from refracted waves. *Doklady AN* 345 (5), 674–677 (in Russian) [Крылов С.В., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Изучение Байкальской рифтовой впадины методом сейсмической томографии на преломленных волнах // Доклады АН. 1995. Т. 345. № 5. С. 674–677].
- Kutolin V.A. 1966. To the problem of the order and temperatures of mineral crystallization in rocks of basic compositions. *Geologiya i Geofizika* (11), 42–51 (in Russian) [Кутолин В.А. К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного состава // Геология и геофизика. 1966. № 11. С. 42–51].
- Lamakin V.V., 1968. Neotectonics of the Baikal Basin. In: Proceedings of the Geological Institute. Nauka, Moscow. Issue 187, 247 p. (in Russian) [Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины // Труды Геологического института. М.: Наука, 1968. Вып. 187. 247 с.].
- Lipman P.W., 1969. Alkaline and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, Southern Colorado and Northern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 80 (7), 1343–1354. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1969\)80\[1343:AATBVR\]2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1969)80[1343:AATBVR]2.0.CO;2).
- Logatchev N.A., 1974. Sayan-Baikal and Stanovoy Uplands. In: Uplands of Pribaikalie and Transbaikalie. Nauka, Moscow, p. 16–162 (in Russian) [Н.А. Логачев Саяно-Байкальское и Становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 16–162].
- Logatchev N.A., 1977. Volcanogenic and Sedimentary Formations of Rift Zones in East Africa. Nauka, Moscow, 183 p. (in Russian) [Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.].

- Logatchev N.A., 2001. Historic core of the Baikal Rift Zone. *Doklady Earth Sciences* 376 (1), 43–46.
- Logatchev N.A., Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Levi K.G., Bukharov A.A., Kashik S.A., Sherman S.I., 1996. The Cenozoic rifting of the continental lithosphere. In: *The Lithosphere of Central Asia*. Nauka, Novosibirsk, p. 57–80 (in Russian) [Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В., Леви К.Г., Бухаров А.А., Кашик С.А., Шерман С.И. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1996. С. 57–80].
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A., 1992. Baikal Rift Zone: structure and geodynamics. *Tectonophysics* 208 (1–3), 273–286. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90349-B](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90349-B).
- Mel'nikova V.I., Gileva N.A., Aref'yev S.S., Bykova V.V., Masal'sky O.K., 2012. The 2008 Kultuk Earthquake with Mw = 6.3 in the South of Baikal: Spatial–Temporal Analysis of Seismic Activation. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (7–8), 594–614. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312060031>.
- Milanovsky E.E., 1976. Rift Zones of Continents. Nedra, Moscow, 279 p. (in Russian) [Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с].
- Miyashiro A., Aki K., Sengör A., 1985. Orogenesis. Mir, Moscow, 288 p. (in Russian) [Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. М.: Мир, 1985. 288 с.].
- Mordvinova V.V., Artemyev A.A., 2010. The three-dimensional shear velocity structure of lithosphere in the southern Baikal rift system and its surroundings. *Russian Geology and Geophysics*. 51 (6), 694–707. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2010.05.010>.
- Mordvinova V.V., Deschamps A., Dugarmaa T., Deverchére J., Ulziibat M., Sankov V.A., Artem'ev A.A., Perrot J., 2007. Velocity Structure of the Lithosphere on the 2003 Mongolian Baikal Transect from SV Waves. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 43 (2), 119–129. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351307020036>.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L., 2000. Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. *Lithos* 53 (3–4), 217–232. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00026-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00026-8).
- Radziminovich N.A., Melnikova V.I., San'kov V.A., Levi K.G., 2006. Seismicity and seismotectonic deformations of the crust in the Southern Baikal basin. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 42 (11), 904–920. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351306110048>.
- Rasskazov S.V., 1985. Basaltoids of Udokan. Nauka, Siberian branch of RAS, Novosibirsk, 142 p. (in Russian) [Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение РАН, 1985. 142 с].
- Rasskazov S.V., 1993. Magmatism of the Baikal Rift System. Nauka, Siberian publishing firm, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.].
- Rasskazov S.V., 1996. Volcanism and structure of the north-eastern flank of the Baikal Rift System. *Geologiya i Geofizika* 37 (4), 60–70 (in Russian) [Рассказов С.В. Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 4. С. 60–70].
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., 2012. The Cenozoic Potassic and Potassic-Sodic Volcanic Series of Asia. Academic publishing house "GEO", Novosibirsk, 310 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. 340 с.].
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Fefelov N.N., Brandt I.S., Brandt S.B., 2008. Slab-derived and above-slab Late Cenozoic melts from convergent boundary zones of Asia and East Hangay, Central Mongolia. *Izvestiya Irkutskogo Gosudarstvennogo Universiteta, Seriya Nauki o Zemle* 1 (1), 129–149 (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н., Брандт И.С., Брандт С.Б. Слэбовые и надслэбовые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае (Центральная Монголия) // Известия Иркутского государственного университета, Серия «Науки о Земле». 2008. Т. 1. № 1. С. 129–149].
- Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I., 1994. Composition of orthopyroxenes and typification of deep inclusions from lavas of the Upper-Oka and Tunka segments of the Baikal rift system. *Doklady AN* 338 (5), 649–654 (in Russian) [Рассказов С.В., Иванов А.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Состав ортопироксенов и типизация глубинных включений из лав Верхнеокинского и Тункинского сегментов Байкальской рифтовой системы // Доклады АН. 1994. Т. 338. № 5. С. 649–654].
- Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Demonerova E.I., 2000a. Deep-seated inclusions from the Zun-Murin basanites (Tunka rift valley, Prebaikalia). *Geologiya i Geofizika* 41 (1), 100–110.
- Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., 2000b. Geochronology and Geodynamics of the Late Cenozoic (South Siberia – South and East Asia). Nauka, Siberian branch of RAS, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука. Сибирское отделение РАН, 2000b. 288 с.].
- Rasskazov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Demonerova E.I., Boven A.A., Kunk M., Housh T., Dungan M.A. 2003. Late Cenozoic volcanism in the Baikal rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress // International Symposium - Speciation in Ancient Lakes, SIAL III. Irkutsk, September 2–7, 2002. p. 33–48.
- Rudnick R.L., Fountain D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33 (3), 267–309. <http://dx.doi.org/10.1029/95RG01302>.

- Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P., 1998. U–Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, Eastern Siberia. *Gondwana Research* 1 (2), 195–205. [http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70830-3](http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70830-3).
- Shaw D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34 (2), 237–243. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8).
- Sherman S.I., Levi K.G., 1978. Transform faults of the Baikal rift zone and seismicity of its flanks. In: Tectonics and seismicity of continental rift zones. Nauka, Moscow, p. 7–18 (in Russian) [Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18].
- Sherman S.I., Medvedev M.E., Ruzhich V.V., Shmotov A.P., 1973. Tectonics and Volcanism of South-Western Part of the Baikal Rift Zone. Nauka, Moscow, 136 p. (in Russian) [Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Шмотов А.П. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1973. 136 с.].
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K., 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* 434 (7033), 590–597. <http://dx.doi.org/10.1038/nature03411>.
- Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London. Special Publication* 42, 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Suvorov V.D., Mishenkina Z.R., 2005. Structure of sedimentary cover and basement beneath the South basin of Lake Baikal inferred from seismic profiling. *Geologiya i Geofizika* 46 (11), 1141–1149.
- Vasilyev E.P., Reznitskiy L.Z., Vishnyakov V.N., Nekrasova E.A., 1981. The Slyudyanka Crystalline Complex. Nauka, Novosibirsk, 197 p. (in Russian) [Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.].
- Watanabe T., Koyaguchi T., Seno T., 1999. Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91 (1), 65–78. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00054-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00054-2).
- Yasnygina T.A., Rasskazov S.V., Markova M.E., Ivanov A.V., Demonterova E.I., 2003. Definition of trace elements by the ICP–MS method using microwave acid decomposition for basic and intermediate volcanic rocks. In: Applied Geochemistry. Analytical Studies. IMGRE RAS, Moscow, Issue 4, p. 48–56 (in Russian) [Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Определение микроэлементов методом ICP–MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Аналитические исследования. М.: ИМГРЭ, 2003. Вып. 4. С. 48–56].
- Yasnygina T.A., Vysotsky S.V., Rasskazov S.V., 2010. Boninites and high-temperature orthopyroxenites: similarity of geochemical characteristics and genesis. In: Magmatism and metamorphism in the Earth's history. The 11th All-Russia Petrographic Meeting with participation of foreign scientists. Ekaterinburg, V. II, p. 374–375 (in Russian) [Ясныгина Т.А., Высоцкий С.В., Рассказов С.В. Бониниты и высокотемпературные ортопироксениты: сходство геохимических характеристик и генезиса // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. XI Всероссийское петрографическое совещание с участием зарубежных ученых. Екатеринбург, 2010. Т. II. С. 374–375].
- Zamarayev S.M., Vasilyev E.P., Mazukabzov A.M., Ruzhich V.V., 1979. The Relationship Between Ancient and Cenozoic Structures in the Baikal Rift Zone. Nauka, Siberian branch, Novosibirsk, 125 p. (in Russian) [Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1979. 125 с.].
- Zonenshain L.P., Savostin L.A., Misharina L.A., Solonenko N.V., 1978. Plate tectonics of the Baikal Mountain Area and the Stanovoy Ridge. *Doklady AN* 240 (3), 669–672 (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Доклады АН. 1978. Т. 240. № 3. С. 669–672].
- Zorin Yu.A., Cordell L., 1991. Crust extension in the Baikal Rift Zone according to gravimetric data. *Izvestiya AN SSSR. Seriya Fizika Zemli* (5), 3–11 (in Russian) [Зорин Ю.А., Корделл Л. Растяжение земной коры в Байкальской рифтовой зоне по гравиметрическим данным // Известия АН СССР. Серия Физика Земли. 1991. № 5. С. 3–11].



Рассказов Сергей Васильевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, зав. лабораторией

Институт земной коры СО РАН

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Тел. (3952)511659; ✉ e-mail: rassk@crust.irk.ru

Иркутский государственный университет, геологический факультет, зав. кафедрой динамической геологии

Rasskazov, Sergey V., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Head of Laboratory

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS

128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia

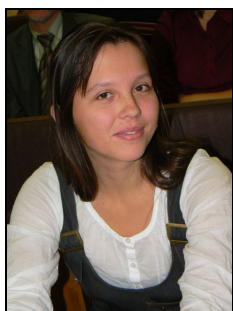
Tel. +7(3952)511659; ✉ e-mail: rassk@crust.irk.ru

Head of Dynamic Geology Chair, Geological Faculty, Irkutsk State University



Ясныгина Татьяна Александровна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. 8(3952)511659; e-mail: ty@crust.irk.ru

Yasnuygina, Tatiana A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. 8(3952)511659; e-mail: ty@crust.irk.ru



Чувашова Ирина Сергеевна, канд. геол.-мин. наук, н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659; e-mail: chuvashova@crust.irk.ru
Иркутский государственный университет, геологический факультет, старший преподаватель
кафедры динамической геологии

Chuvashova, Irina S., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659; e-mail: chuvashova@crust.irk.ru
Senior Lecturer of Dynamic Geology Chair, Geological Faculty, Irkutsk State University



Михеева Екатерина Андреевна, старший лаборант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. +7(3952)511659
Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант

Mikhееva, Ekaterina A., Senior Lab Assistant
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659
Candidate for Master Degree, Geological Faculty, Irkutsk State University



Снопков Сергей Викторович, канд. геол.-мин. наук, доцент кафедры геологии и геофизики
Иркутский государственный университет, геологический факультет
664003, Иркутск, ул. Ленина, 3, Россия

Snopkov, Sergei V., Candidate of Geology and Mineralogy, Associate Professor
Irkutsk State University, Geological Faculty, Geology and Geophysics Chair
3 Lenin street, Irkutsk 664003, Russia



IDENTIFICATION OF EARTHQUAKE AFTERSHOCK AND SWARM SEQUENCES IN THE BAIKAL RIFT ZONE

N. A. Radziminovich¹, M. G. Ochkovskaya²

¹ *Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia*

² *Baikal Division of Geophysical Survey, SB RAS, Irkutsk, Russia*

Abstract: The catalog of earthquakes ($K_R \geq 6.6$) which occurred in the Baikal rift zone (BRZ) was declustered, and the results are presented in the article. Aftershocks of seismic events ($K_R \geq 12.5$) were determined by the software developed by V.B. Smirnov (Lomonosov Moscow State University) with application of the algorithm co-authored by G.M. Molchan and O.E. Dmitrieva. To ensure proper control of the software application, aftershocks were also selected manually. The results of declustering show that aftershocks of the earthquakes ($K_R \geq 12.5$) account for about 25 per cent of all seismic events in the regional catalog. Aftershocks accompanied 90 per cent of all the earthquakes considered as main shocks. Besides, earthquake swarms, including events with $K_R \geq 11$, were identified. The results of this study show that, in the BRZ, the swarms and strong events with aftershocks are not spatially separated, and this conclusion differs from the views of the previous studies that reviewed data from a shorter observation period. Moreover, it is noted that the swarms may consist of several main shocks accompanied by aftershocks. The data accumulated over the last fifty years of instrumental observations support the conclusion made earlier that the swarms in BRZ occur mainly in the north-eastward direction from Lake Baikal and also confirm the trend of a small number of aftershocks accompanying earthquakes in the south-western part of the Baikal rift zone.

Key words: Baikal rift zone, seismicity, aftershocks, earthquake swarms, catalogue declustering.

Recommended by V.S. Imayev

Citation: Radziminovich N.A., Ochkovskaya M.G. 2013. Identification of earthquake aftershock and swarm sequences in the Baikal rift zone. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 169–186. doi:10.5800/GT-2013-4-2-0096.

ВЫДЕЛЕНИЕ АФТЕРШОКОВЫХ И РОЕВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Н. А. Радзиминович¹, М. Г. Очковская²

¹ *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

² *Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН, Иркутск, Россия*

Аннотация: В статье приведены описание и результаты декластеризации каталога землетрясений Байкальской рифтовой зоны ($K_R \geq 6.6$). Идентификация афтершоков для событий с $K_R \geq 12.5$ осуществлялась с использованием программы В.Б. Смирнова (МГУ им. М.В. Ломоносова), в которой реализован алгоритм, разработанный Г.М. Молчан и О.Е. Дмитриевой. Для контроля работы программы афтершоки выбирались также вручную. Результаты декластеризации показали, что афтершоки землетрясений с $K_R \geq 12.5$ составляют примерно 25 % всех событий в региональном каталоге. Афтершоками сопровождались 90 % всех землетрясений, рассматриваемых в качестве главных толчков. Были выделены также рои землетрясений, в которых есть события с $K_R \geq 11$. Результаты данной работы показывают,

что и рои, и сильные толчки с афтершоками в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) пространственно не разобщены, как это считалось в предыдущих работах по данным меньшего по длительности периода наблюдений. Более того, отмечается, что рои могут состоять из нескольких главных толчков со своими афтершоками. Материалы наблюдений за пятидесятилетний период инструментальных наблюдений подтверждают сделанные ранее выводы о том, что рои в БРЗ происходят в основном к северо-востоку от озера Байкал, а также о тенденции к малому количеству афтершоков у землетрясений юго-западного фланга БРЗ.

Ключевые слова: Байкальская рифтовая зона, сейсмичность, афтершоки, рои землетрясений, декластеризация каталога.

1. ВВЕДЕНИЕ

Афтершоковые и роевые последовательности землетрясений представляют значительную часть сейсмического процесса и приводят к отклонению от пуассоновского распределения, характерного для «независимых» или фоновых землетрясений [Gardner, Knopoff, 1974]. В то же время для решения многих задач, например при оценке сейсмического риска, изменения скорости сейсмического потока, при разработке алгоритмов прогноза сильных событий, требуется каталог, отвечающий стационарному пуассоновскому процессу и, следовательно, очищенный от группирующихся взаимосвязанных или взаимообусловленных землетрясений, коими и являются форшоки, афтершоки и рои. Наиболее однозначным примером зависимых землетрясений служат афтершоки, поэтому процедура очистки каталогов, или декластеризация, направлена на выделение главного толчка и проверку наличия у него афтершоков. Выделение роев землетрясений представляет собой более сложную задачу, так как входящие в них события являются фактически независимыми друг от друга, хоть их возникновение и обусловлено одним процессом.

Следует отметить, что, несмотря на кажущуюся простоту выделения группирующихся событий вследствие их концентрации в пространстве и времени, в большинстве случаев невозможно достоверно отнести индивидуальные толчки к фоновым или афтершокам (роевым событиям), особенно на периферии кластера и на начальных и терминальных стадиях активности. Тем не менее именно расстояние и время между соседними событиями являются основой большинства методов выделения группирующихся землетрясений. Например, такой метод для выделения роев в сейсмологическом каталоге предложен в работе [Waite, 1999]. Для идентификации афтершоков используется также зависимость длительности последовательности и размера эпицентрального поля от магнитуды главного толчка. Такой способ декластеризации, называемый оконным, был использован в работе [Gardner, Knopoff, 1974]. Ярким примером оконного метода служит метод А.Г. Прозорова [Prozorov, 1986]. Другим известным алгоритмом выделения афтершоков является кла-

стерный метод. Наибольшую популярность получил метод Резенберга [Reasenberga, 1985], который позволяет выделять не только афтершоки, но и форшоки. Нововведением в данном подходе является использование закона Омори для определения временных рамок последовательности. К методам такого типа принадлежит и алгоритм, разработанный Г.М. Молчан и О.Е. Дмитриевой [Molchan, Dmitrieva, 1991, 1992]. Примером совершенно другого класса методов декластеризации служат стохастические алгоритмы [Zhuang et al., 2002]. В целом, существует большое количество методов и алгоритмов выделения группирующихся событий, однако при использовании любого из них решающее значение имеет полнота и качество каталога.

Байкальская рифтовая зона (БРЗ) характеризуется коровой сейсмичностью с сейсмическим потенциалом, превышающим магнитуду 7 [Khromovskikh et al., 1996]. Практически все сильные землетрясения, как исторические, например Цаганское 1862 г. с $M=7.5$ [Kondorskaya, Shebalin, 1982], так и зарегистрированные инструментально, сопровождались афтершоками. С развитием региональной сети сейсмологических наблюдений появились также описания роевых последовательностей [Kochetkov et al., 1987; Deverchere et al., 1991]. Однако началом изучения группирующихся землетрясений следует, по-видимому, считать все же 1959 г., когда для регистрации афтершоков Среднебайкальского землетрясения с $M=6.8$ были выставлены дополнительные временные станции [Solonenko, Treskov, 1960; Misharina, 1961; Golenetskii, 1961; Pshennikov, 1962]. С этого времени накоплен и проанализирован обширный сейсмологический материал [Pshennikov, 1962; Gaitsky, 1997; Golenetskii, 1977; Sankov et al., 1991; Kochetkov et al., 1977; Solonenko N.V., Solonenko A.V., 1987; Melnikova et al., 2010; Radziminovich et al., 2013]. В этом ряду особо стоит работа Иркутского сейсмолога К.В. Пшенникова [Pshennikov, 1965], в которой не только обобщены известные на тот период данные об афтершоках, но и предпринята попытка объяснить их возникновение уменьшением вязкости среды в очаге сильного землетрясения.

Проблемой выделения последовательностей взаимосвязанных событий в БРЗ занималась Н.С. Боровик

[Borovik, 1970, 1972, 1978]. Площадь, занятая афтершоками и роями, определялась ею по сгущению их эпицентров, но для выделения афтершоковых и роевых серий во времени использовался разный подход. Для оценки длительности афтершоковой активности предлагалось сравнивать средние значения суммарной энергии землетрясений, выделенной за определенный промежуток времени в области очага рассматриваемого главного толчка, тогда как для роев ориентиром служило среднее число толчков в единицу времени. Н.С. Боровик выделяла также группы землетрясений, под которыми понимались совокупности из двух-трех слабых толчков, произошедших на площади радиусом до 10 км (максимальная погрешность определения эпицентров для основной части БРЗ в тот период времени) в течение не менее трех часов. Если выборка состояла из четырех землетрясений и более, то она относилась к роевой последовательности.

Последней наиболее полной и обобщающей работой, посвященной афтершоковым и роевым последовательностям землетрясений в БРЗ, является монография Н.В. Солоненко и А.В. Солоненко [Solonenko N.V., Solonenko A.V., 1987]. В работе были выделены афтершоковые последовательности для землетрясений с $K_p \geq 12.5$ и рои с $K_{p\max} > 11.0$ за двадцатилетний период времени (с 1962 по 1982 г.). Выборки групп землетрясений производились на основании качественного сопоставления сейсмической активности в ареале группы и фоновой сейсмичности. Однако задачи, рассматриваемые в монографии, как пишут сами авторы, не требовали абсолютно точного оконтуривания пространственно-временных областей роев и афтершоков. Основное внимание было уделено сравнительному анализу условий возникновения и характера проявления афтершоковых последовательностей и роев землетрясений. Среди прочих был сделан вывод о пространственной разобщенности сильных толчков с афтершоками и роев землетрясений.

Цель данной работы заключалась в том, чтобы выделить из регионального каталога землетрясений БРЗ афтершоковые и роевые последовательности, проанализировать их пространственное распределение и оценить их вклад в сейсмический процесс.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Большую роль при декластеризации играют качество каталога (его представительность и полнота), а также точность локализации гипоцентров. В данной работе использовался региональный каталог землетрясений Байкальского филиала (для западной части территории использовались также данные Алтае-Саянского филиала) Геофизической службы СО РАН за период с 1962 по 2008 г., произошедших на территории, ограниченной координатами: $\varphi = 50.0^\circ - 60.0^\circ \text{с.ш.}$, $\lambda = 96.0^\circ - 122.0^\circ \text{в.д.}$ Каталог нерелоцированный, однако он по-

лучен по единой для всего региона и периода времени методике локализации эпицентров и определения энергетического класса K_p (по номограмме Т.Г. Раутиан; далее по тексту будет обозначаться как K). Точность определения горизонтальных координат землетрясений в большинстве случаев находится в пределах 5 км. Глубина очагов вследствие больших ошибок определения в каталоге не указывается; укажем только, что наиболее сейсмоактивным является диапазон глубин 10–25 км [Radziminovich, 2010].

Для построения карт представительности в Байкальском регионе используются графики дальности регистрации землетрясений разных энергетических классов по методике, описанной в [Mirzoev et al., 2000]. Значимое изменение условий регистрации произошло в начале 2000-х годов с переходом на цифровую запись, что привело к увеличению числа надежно регистрируемых событий младших классов. В соответствии с картой представительности (карта доступна на сайте Байкальского филиала ГС СО РАН <http://www.seis-bykl.ru>), мы анализировали землетрясения с $K \geq 6.6$ ($K \geq 7$ до 1982 г., когда была введена точность определения класса до десятичного знака). Согласно работе [Mel'nikova et al., 2010], события 7-го класса были представительны для землетрясений непосредственно БРЗ (то есть для районов рифтовых впадин и их ближайшего горного окружения) и для периода аналоговой регистрации, что подтверждается графиком повторяемости для того периода. Тем не менее необходимо отметить, что специальные исследования представительности каталога БРЗ и пространственно-временной изменчивости этого показателя не проводились, поэтому принятое для анализа значение $K \geq 6.6$, возможно, для некоторых районов и некоторых периодов времени является переоцененным.

В качестве предполагаемых главных толчков из каталога были отобраны события с $K \geq 12.5$; всего таких событий оказалось 177 (рис. 1). Сильнейшим событием за рассматриваемый период на данной территории является Тас-Юряхское землетрясение с $M=7$, произошедшее 18 января 1967 г. на левобережье р. Олекма в Становом нагорье. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками, только за первые двое суток было зарегистрировано около 400 толчков с $K > 7$ [Kochetkov et al., 1975]. Однако в региональном каталоге информация об афтершоках отсутствует, в связи с чем Тас-Юряхское землетрясение выпало из анализа. Таким образом, сильнейшими событиями в анализируемой выборке оказались Бусийнгольское землетрясение 1991 г. с $M_w=6.3$ и Култукское 2008 г. с $M_w=6.2$.

Для выделения афтершоковых серий использовалась программа В.Б. Смирнова (МГУ им. М.В. Ломоносова), в которой реализован алгоритм, разработанный Г.М. Молчан и О.Е. Дмитриевой [Molchan, Dmitrieva, 1991, 1992]. Данный метод основан на поиске компромисса между ошибками двух родов: пропуск

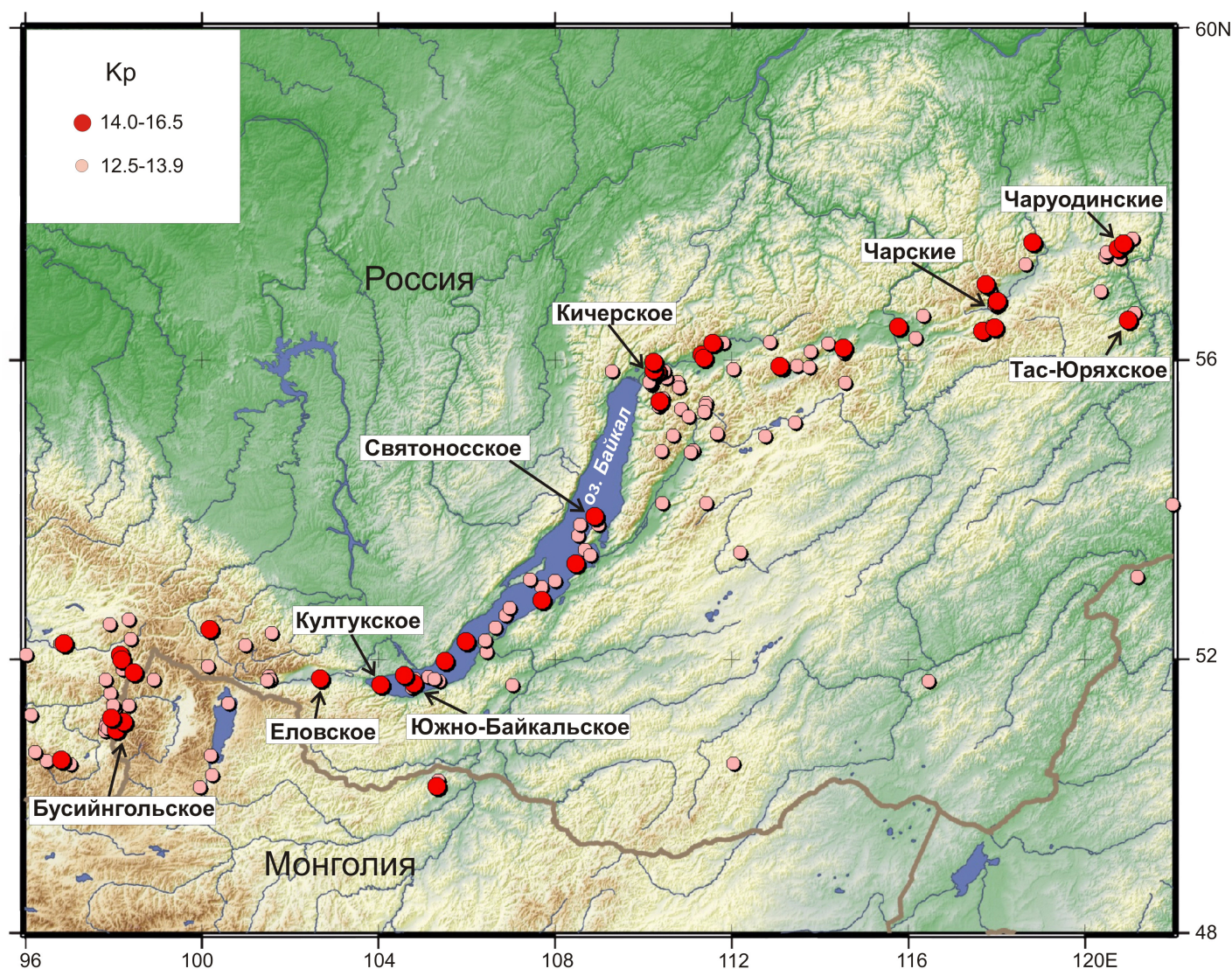


Рис. 1. Эпицентры землетрясений, протестированных на статус главного толчка и наличие афтершоков.

Даны названия землетрясений, упоминающихся в тексте.

Fig. 1. Epicentres of earthquakes studied for the status of main shock and presence of aftershocks.

Earthquakes' names are given in the text.

афтершоков и, наоборот, захват фоновых событий в качестве афтершоков. Для выборки афтершоков учитывается их распределение в пространстве (эллиптическое рассеяние) и по времени (в соответствии с законом Омори). Функции их распределения сравниваются с таковыми для фоновой сейсмичности. Программа, основанная на этом методе, успешно применялась для декластеризации каталогов Северного Кавказа [Smirnov, Gabsatarova, 2000], Курильского региона [Andreeva et al., 2009] и Камчатки [Saltykov, Kravchenko, 2010; Baranov, Chebrov, 2012].

Для контроля работы программы афтершоки выбирались также вручную с использованием программы визуализации сейсмического процесса «EQ», разработанной в ИЗК СО РАН (авторы: И.Г. Менакер, Е.А. Ле-

вина, В.В. Данилов). Очевидно, что и при формальной процедуре очистки каталога, и при интуитивном ручном способе абсолютно корректная идентификация афтершоков невозможна.

Выделение роев землетрясений – задача, еще более неопределенная в силу отсутствия четкой привязки к главному толчку, поэтому в настоящей работе выбирались только те роевые последовательности, в которых есть события с $K \geq 11.0$. Такой же подход к выделению роев (а также к выбору землетрясений с $K \geq 12.5$ в качестве главных толчков для афтершоковых серий) был использован в работе [Solonenko N.V., Solonenko A.V., 1987]. Для отбора роев использовался каталог, уже очищенный от афтершоков. Затем все оставшиеся события с $K \geq 11.0$ рассматривались отдельно также с ис-

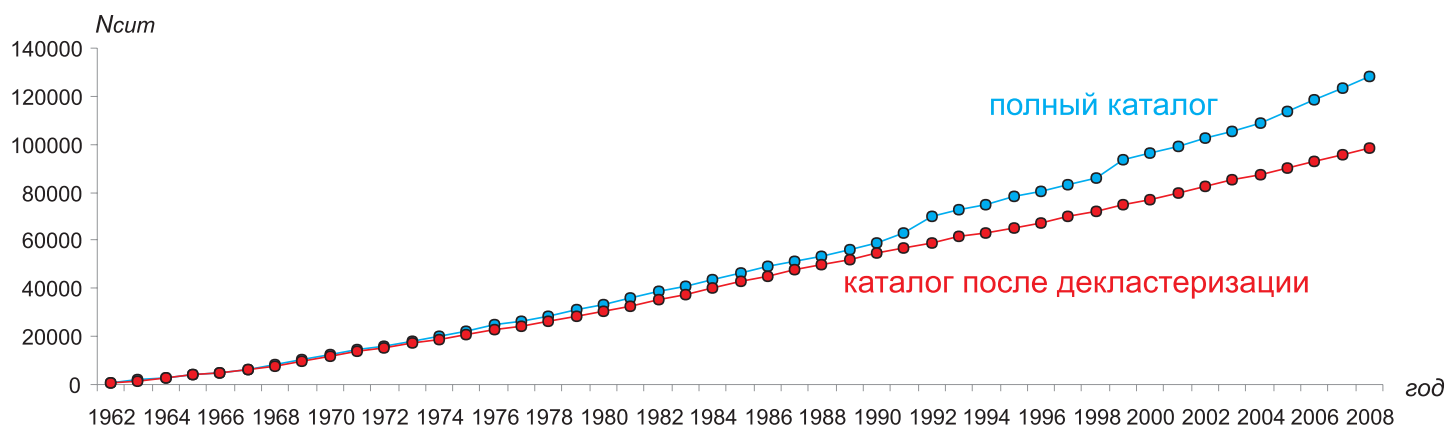


Рис. 2. Кумулятивные графики числа землетрясений для полного и декластеризованного каталогов.

Fig. 2. Cumulative curves of the number of earthquakes as per records in the complete and declustered catalogues.

пользованием вышеупомянутой программы визуализации каталога. В качестве роев выбирались совокупности, состоящие из не менее чем 10 толчков, образующих единое эпицентрально поле в определенный промежуток времени.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты декластеризации показали, что афтершоки землетрясений с $K \geq 12.5$ составляют примерно 25 % всех событий в региональном каталоге с $K \geq 6.6$. Как видно из рис. 2, кумулятивные графики полного и «очищенного» каталогов до середины 1970-х годов фактически совпадают. На графике полного каталога четко выражены две ступени, связанные с интенсивными афтершоковыми сериями: в 1992 г. за счет многочисленных афтершоков Бусийнгольского землетрясения 27.12.1991 г., $M_w=6.3$, и в 1999 г. в результате двух землетрясений с $M_w=6.0$: Южно-Байкальского 25 февраля и Кичерского 21 марта. Собственно, именно после 1992 г. и начинается значимое расхождение графиков. Действительно, Бусийнгольское и Кичерское землетрясения, будучи лидерами по числу повторных толчков, внесли основной вклад в процент афтершоков от всех событий каталога.

Всего из 177 проанализированных землетрясений статус главных толчков получили 126 событий, остальные сами являлись афтершоками более сильных землетрясений. В случае ручной выборки число главных толчков оказалось меньше по причине субъективной дефиниции разного рода группирующихся событий. Например, следуя стереотипу и принятым определениям, мы отделяем форшоки и/или рои от афтершоков. В этом смысле формальное выделение главных толчков более оправданно и точно по смыслу, поскольку, строго говоря, и в форшоковых сериях, и в роевых последовательностях могут быть сильные

толчки, сопровождавшиеся своими афтершоками. В связи с этим, в данном случае будем считать, что выделено 126 главных событий.

Из данных 126 землетрясений афтершоками сопровождалось 93 толчка (рис. 3). Однако при сравнении с результатами ручной выборки было выяснено, что только после 12 землетрясений действительно не было афтершоков, по крайней мере с $K \geq 6.6$. Остальные характеризовались малым количеством повторных толчков – от 1 до 12 событий. Таким образом, если приравнять малое количество афтершоков (до 12) к их фактическому отсутствию, то афтершоками сопровождалось 74 % землетрясений с $K \geq 12.5$; если же подходить более строго и учитывать даже единичные повторные события, то таковых будет уже 90 % (114 из 126 толчков). Все относительно сильные землетрясения сопровождались афтершоками, но следует отметить два события с $K=14$: землетрясение 09.08.1972 г. с эпицентром в центральной части оз. Байкал, которое было одиночным, и Еловское землетрясение 29.06.1995 г. в Тункинской впадине, характеризовавшееся малым количеством афтершоков, к тому же достаточно «разбросанных» и удаленных от главного толчка, что дало основание усомниться в их афтершоковой природе [Golenetskii, 2001]. С понижением класса главного толчка снижается и процентное отношение событий, сопровождавшихся афтершоками. С одной стороны, это объясняется тем, что для слабых событий области подготовки и релаксации напряжений меньше и, соответственно, меньше воздействие главных толчков на соседние разломы. С другой стороны, этот факт может быть следствием вводимого в анализ значения порогового класса: чем меньше класс главного толчка, тем более должен быть снижен класс землетрясений, рассматриваемых в качестве предполагаемых афтершоков, что, к сожалению, ограничивается уровнем представительности каталога. Наши результаты показывают, что среди землетрясений с $13.0 \leq K \leq 13.4$ 86 % событий бы-

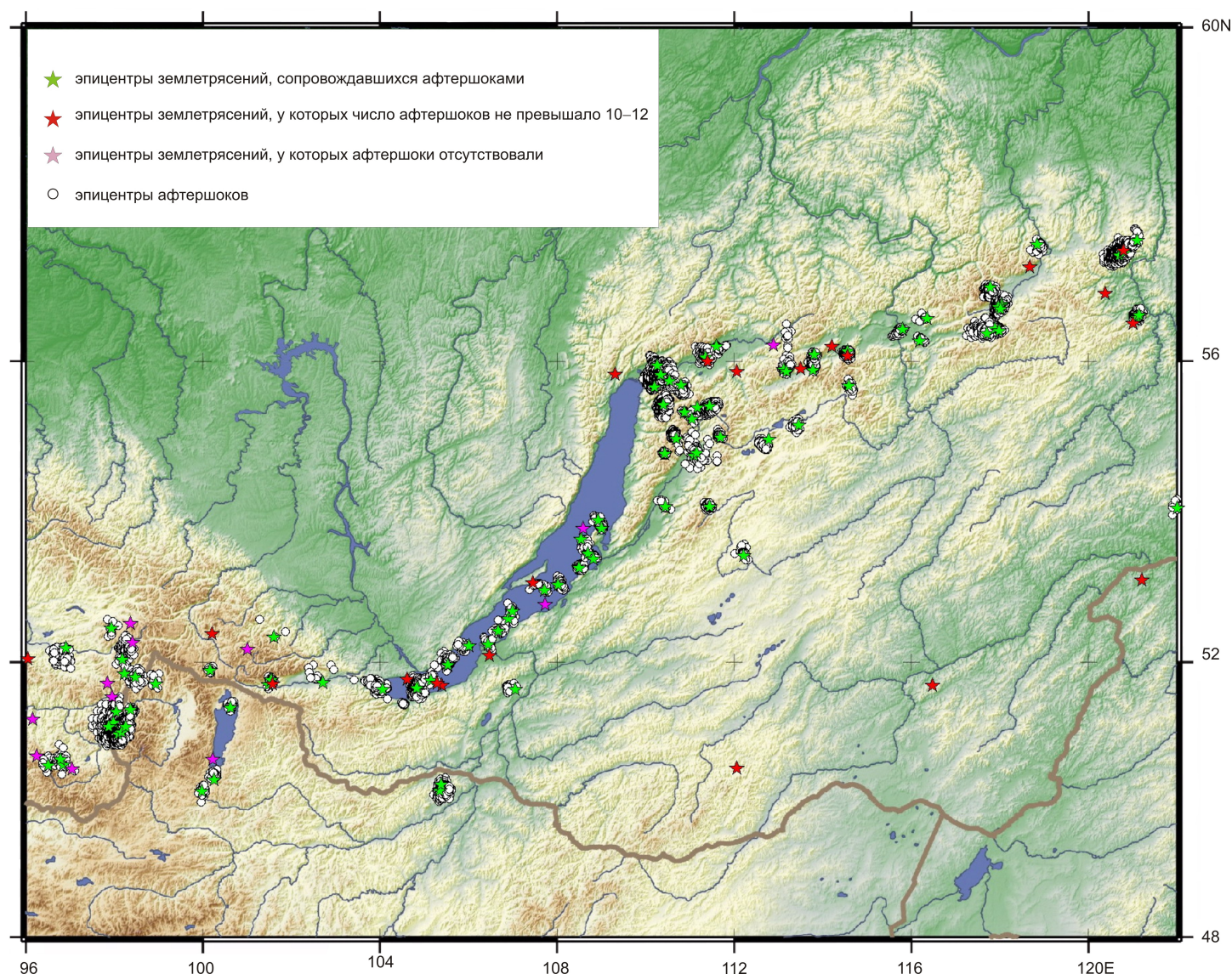


Рис. 3. Афтершоковые последовательности, выделенные по программе В.Б. Смирнова.

Звездочками отмечены главные толчки ($K \geq 12.5$).

Fig. 3. Aftershock sequences revealed by the software developed by V.B. Smirnov.

Main shocks ($K \geq 12.5$) are marked by stars.

ли с афтершоками, а среди $12.5 \leq K \leq 12.9$ – 76 %.

Другим нюансом, выявленным при использовании программы для декластеризации каталога, является тенденция к захвату большего числа афтершоков во времени по сравнению с ручной выборкой. В качестве яркого примера можно указать последовательность для землетрясения 31 августа 1968 г. с $K=14$, произошедшего в Муйской впадине. При визуальном анализе было выделено 26 афтершоков, затухание активности которых произошло фактически через месяц, тогда как по результатам формальной выборки афтершоки продолжались 970 суток и их общее количество достигло 51. Понятно, что столь малое количество афтершоков неизбежно оказывается «размазанным» на таком дли-

тельном отрезке времени и вряд ли может соответствовать типичной картине затухания афтершоков. На рис. 4 видно, что непосредственные афтершоки действительно завершились в течение месяца после главного толчка, а последующие толчки в эпицентральной области произошли после перерыва в несколько месяцев. Другой пример – землетрясение 31 мая 2000 г. с $K=13.4$, произошедшее в эпицентральной области Южно-Байкальского землетрясения с $M_w=6.0$. Толчок 31.05.2000 г. формально определяется как его афтершок, но и в этом случае наблюдается большой перерыв между спаданием активности непосредственных афтершоков и данным толчком. Отметим, кстати, что и само землетрясение 31 мая сопровождалось собствен-

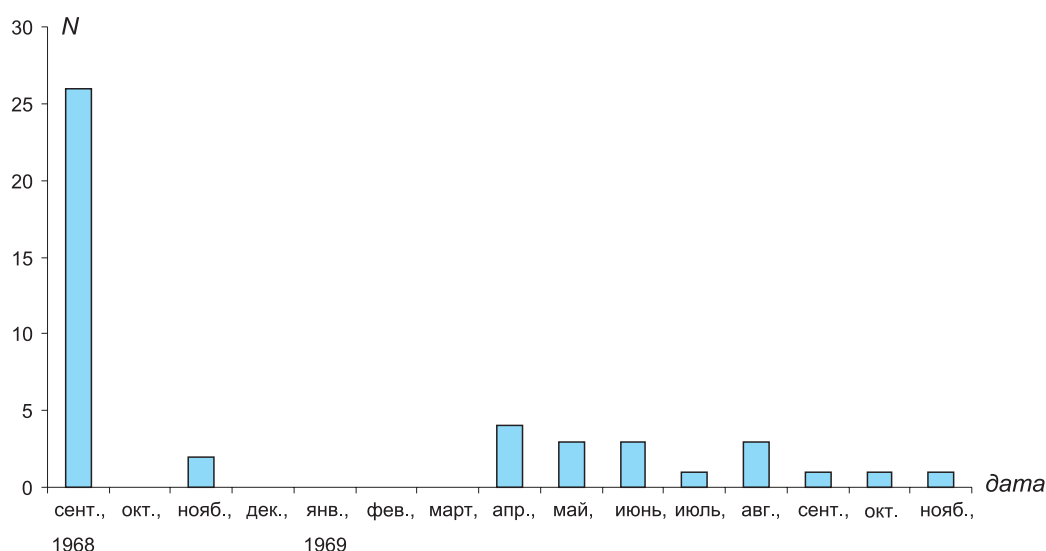


Рис. 4. Гистограмма распределения числа повторных толчков для землетрясения 31.08.1968 г.

В столбец «сентябрь 1968 г.» включены и толчки 31 августа 1968 г.

Fig. 4. The histogram showing distribution of the number of aftershocks for the earthquake of 31 August 1968.

Data on shocks that occurred on 31 August 1968 are also included in column «September 1968».

ными афтершоками. В приведенных примерах отчетливо видно, что сильное землетрясение может приводить не только к возникновению непосредственных афтершоков, но и к последующей активизации в его эпицентральной области.

По пространственному критерию выборки афтершоков с использованием программы можно отметить небольшую зависимость результата от размера заданного района для анализа, что, вероятно, связано с различием в оценке фоновой сейсмичности.

Результаты показывают, что землетрясения юго-западного фланга БРЗ характеризуются меньшим числом повторных толчков по сравнению с территорией к северо-востоку от оз. Байкал (см. рис. 3). Это относится, в первую очередь, к району Тункинских впадин, но и в пределах впадин Северной Монголии, которые, по мнению многих исследователей, также относятся к БРЗ, велико число «одиночных» событий. Исключением являются землетрясения, произошедшие в Бусингольской впадине и ее окрестностях. Относительно малое количество повторных толчков характерно и для Южного Байкала. Например, Южно-Байкальское землетрясение 1999 г. с $M_w=6.0$ сопровождалось более чем 800 афтершоками, в то время как Кичерское событие 1999 г. (с эпицентром в одноименной впадине к северу от Байкала) такой же магнитуды вызвало чуть менее 5000 афтершоков. После сильнейшего за инструментальный период наблюдений землетрясения на юге Байкала, Култукского 2008 г. с $M_w=6.2$, было идентифицировано всего 423 повторных толчка. Еще раз отметим, что, говоря об отсутствии или малочисленности афтершоков, подразумеваем только земле-

трясения начиная с представительного класса. Вполне возможно, что истинно «одиночных» сильных и умеренной силы коровых землетрясений не бывает вообще. При благоприятных условиях регистрации, как в случае с Култукским землетрясением, удалось снизить представительный класс до $K \geq 4$, и в общей сложности было записано 1790 афтершоков [Melnikova et al., 2012]. Однако в данной работе мы вынуждены оперировать событиями, как уже упоминалось, с $K \geq 6.6$, т.е. единым уровнем для всех рассматриваемых последовательностей.

Результаты выделения роев представлены на рис. 5. Всего по описанным выше критериям выделено 39 роев. Среди них находится Олдонгсинский рой 1997–1999 гг. на северо-восточном замыкании БРЗ (рис. 5 и 6а). Ситуация интересна тем, что при декластеризации два сильнейших события данной последовательности, 24.10.1997 г. с $K=13.0$ и 08.09.1999 г. с $K=13.3$, определены как главные толчки с афтершоками. Действительно, распределение числа последующих толчков после этих сильнейших землетрясений, по крайней мере на начальной стадии, подчиняется закономерностям, присущим афтершоковым сериям (рис. 6б). Более того, из рис. 6в видно, что между этими двумя активизациями был небольшой период затишья. Однако, исходя из распределения землетрясений по классам, компактности в пространстве и времени данная последовательность классифицировалась как роевая [Radziminovich et al., 2004, 2006; Kozmin, 2003]. Дополнительную сложность в определение типа активности добавляет тот факт, что землетрясение 24.10.1997 г. было не первым в последовательности: активизация

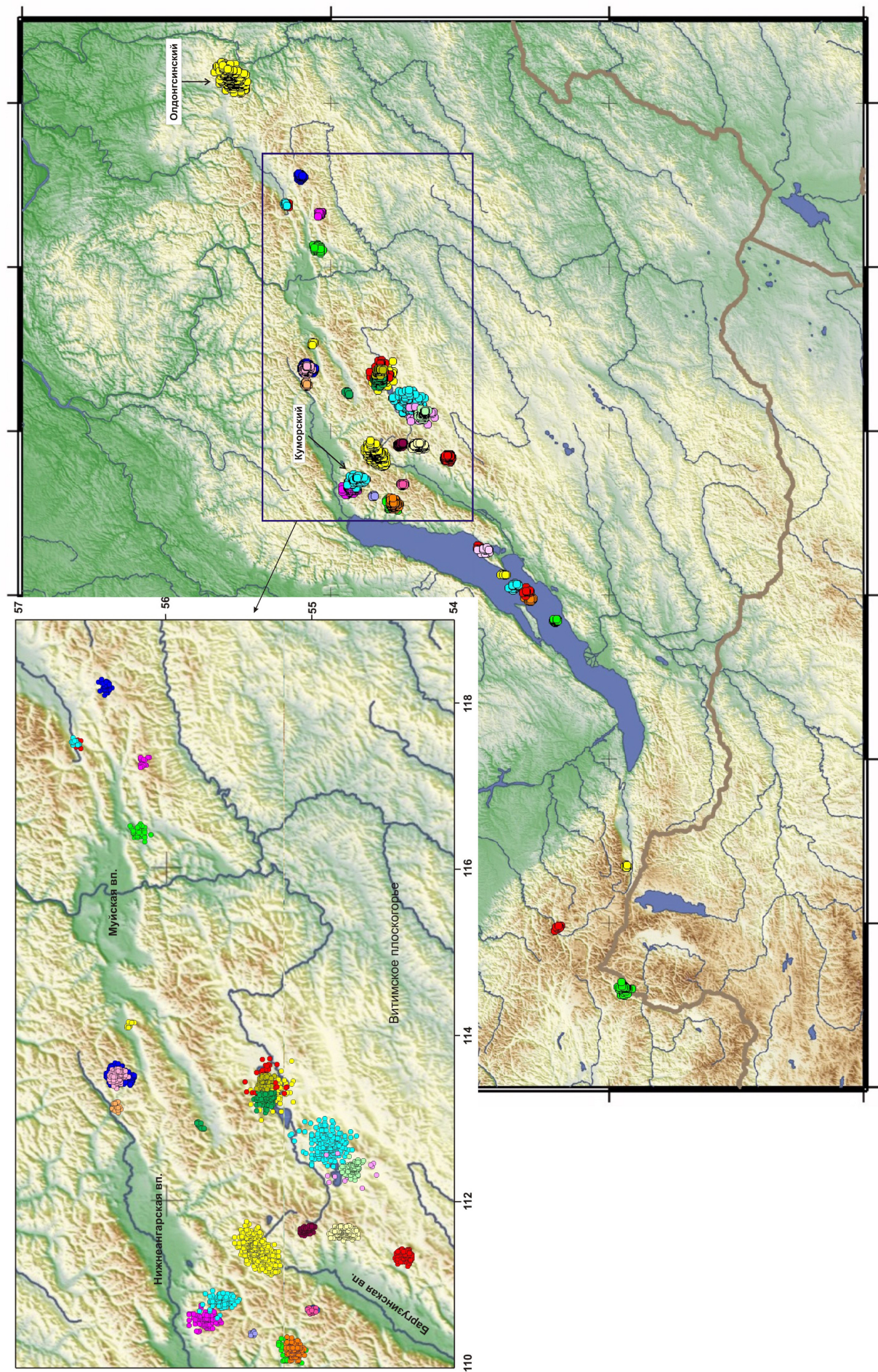


Рис. 5. Эпицентры выделенных роев землетрясений. Эпицентры показаны разным цветом из-за наложения эпицентральных полей. На врезке показана область максимальной концентрации роев.

Fig. 5. Epicentres of the revealed earthquake swarms. Different colours are used as the epicentral fields are overlapping. The inset shows the region of the maximum concentration of swarms.

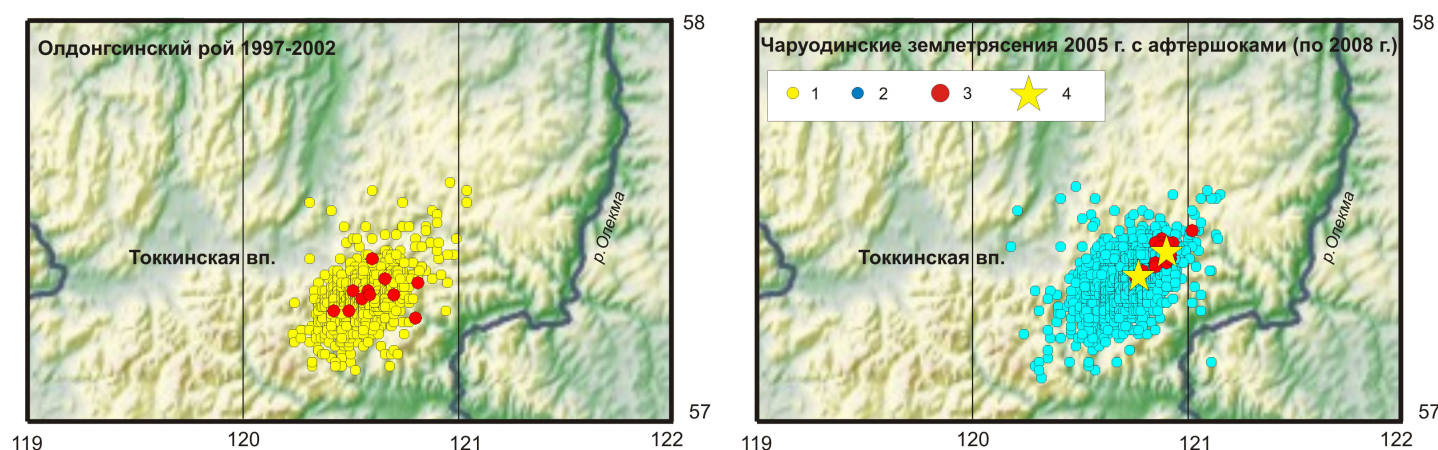


Рис. 6а. Эпицентральные поля Олдонгсинского роя и афтершоков Чаруодинских землетрясений.

1 – эпицентры роя; 2 – эпицентры афтершоков; 3 – землетрясения с $K>12$; 4 – эпицентры главных толчков.

Fig. 6a. Epicentral fields of the Oldongsinsky swarm of earthquakes and aftershocks of the Charuodinsky earthquakes.

1 – epicentres of the swarm; 2 – epicentres of the aftershocks; 3 – earthquakes with $K>12$; 4 – epicentres of main shocks.

началась в конце сентября – начале октября 1997 г., что может трактоваться как в пользу роя, так и в пользу форшоковой-афтершоковой серии. Олдонгсинский рой землетрясений практически затух к 2003 г., но в 2005 г. в этом же месте произошли два сильных толчка: 10 ноября с $M_w=5.8$ ($K=15.7$) и 11 декабря с $M_w=5.6$ ($K=14.8$) (рис. 6а, 6б). Землетрясения названы Чаруодинскими [Radziminovich et al., 2006]. На возможную связь всех перечисленных событий указывает единство эпицентральной области, а также тот факт, что до 1997 г. непосредственно в этом районе фоновая активность за инструментальный период была низка. Таким образом, эти сейсмические последовательности

если и не взаимосвязаны, то, по меньшей мере, являются единым процессом деструкции земной коры в данном районе.

Другим примером роя, состоящего из активизаций, связанных с сильнейшими толчками в последовательности, служит Куморский рой землетрясений 1966–1967 гг. В рое было 2 толчка 13-го класса и 4 землетрясения с $K=11$, причем три из них произошли до первого сильнейшего события. Из рис. 7 видно, что пики на графике количества землетрясений совпадают с пиками по энергии, т.е. с сильнейшими событиями.

Типичные рои, в которых не наблюдается закономерного распределения землетрясений по количеству

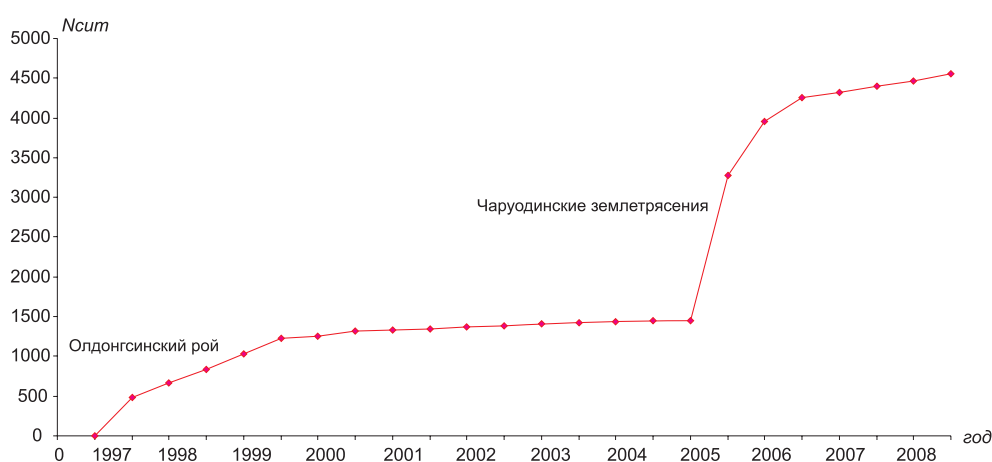


Рис. 6б. Кумулятивный график числа землетрясений в эпицентральной области рассматриваемых последовательностей.

Fig. 6b. The cumulative curve of the number of earthquakes in the epicentral area of the sequences under study.

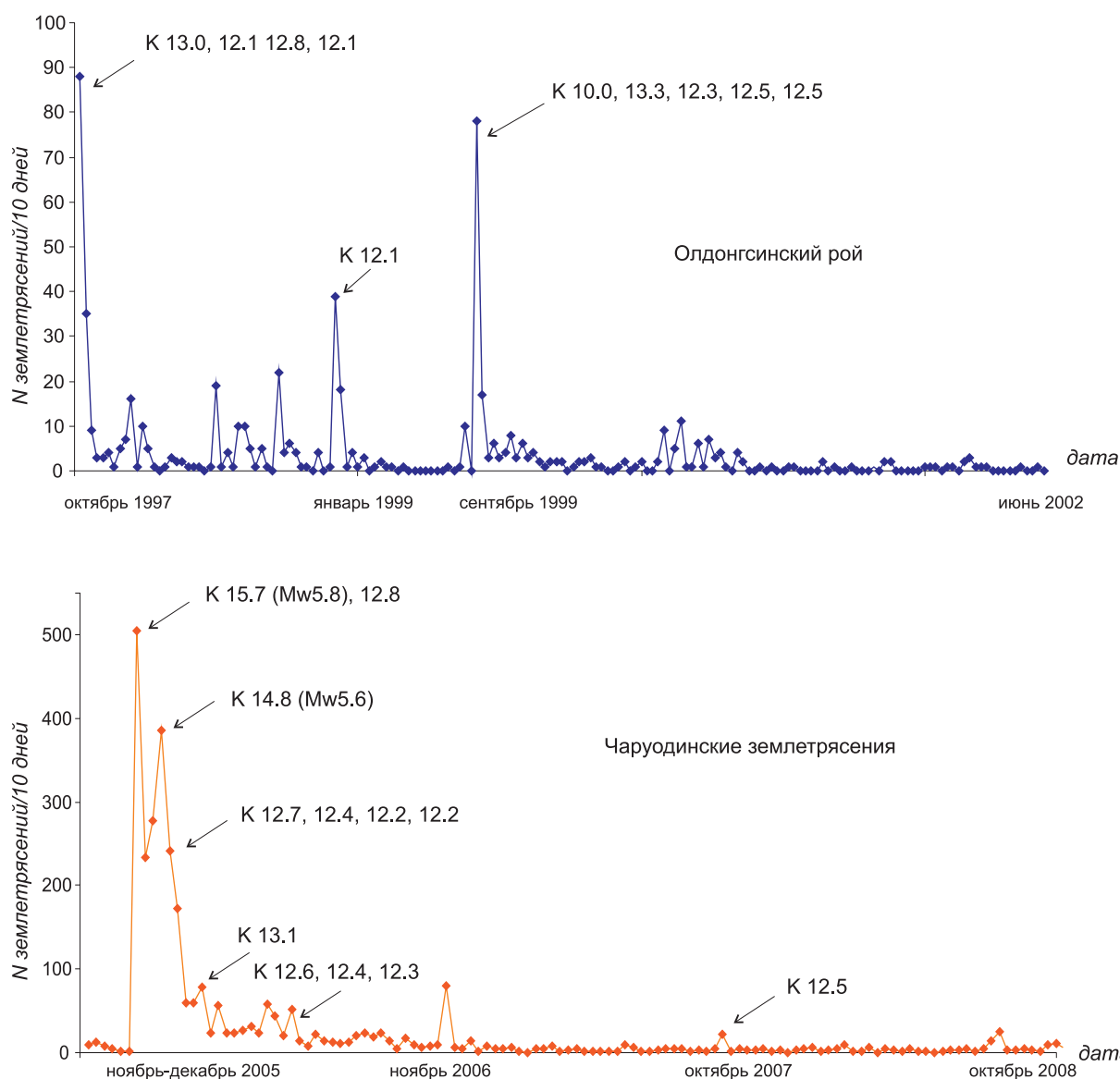


Рис. 6в. Распределение числа землетрясений по 10 дней в Олдонгсинском рое и Чаруодинской афтершоковой серии.

Стрелками указаны пики, обусловленные событиями с $K > 12$. Графики показывают различие в распределении числа толчков и сильных землетрясений в роевой и афтершоковой последовательностях.

Fig. 6в. Distribution of the number of earthquakes by 10-day period in the Oldongsinsky swarm and the Charuodinsky aftershock series.

Arrows indicate peaks due to events with $K > 12$. The curves show the difference in distribution of the number of strong earthquakes and aftershocks in the swarm and aftershock sequences.

и энергии, также имеют место быть в сейсмическом процессе БРЗ. Но все же они более характерны для последовательностей, состоящих из толчков только слабых классов.

В данной работе не рассматривался сейсмический режим перед сильными землетрясениями, поэтому мы не выделяли форшоки. Однако стоит отметить, что полученные предварительные результаты [Radziminovich et al., 2008] показали, что непосредственные форшоки обычно малочисленны (от нескольких событий до нескольких десятков) и вероятность их возникнове-

ния выше, если перед этим в эпицентральной области будущего главного толчка была активизация либо в виде роя, либо в виде предыдущего недавнего сильного землетрясения с афтершоками, например в случае парных событий (Чарские события 24 апреля с $M_w=5.4$ и 22 августа с $M_w=6.0$ в 1994 г. или же Чаруодинские толчки 2005 г.). В районах с постоянно повышенной сейсмической активностью форшоки часто не наблюдаются вовсе. Здесь, вероятно, среда уже достаточно раздроблена и фоновые события принимают на себя роль форшоков. Ситуация осложняется тем, что в

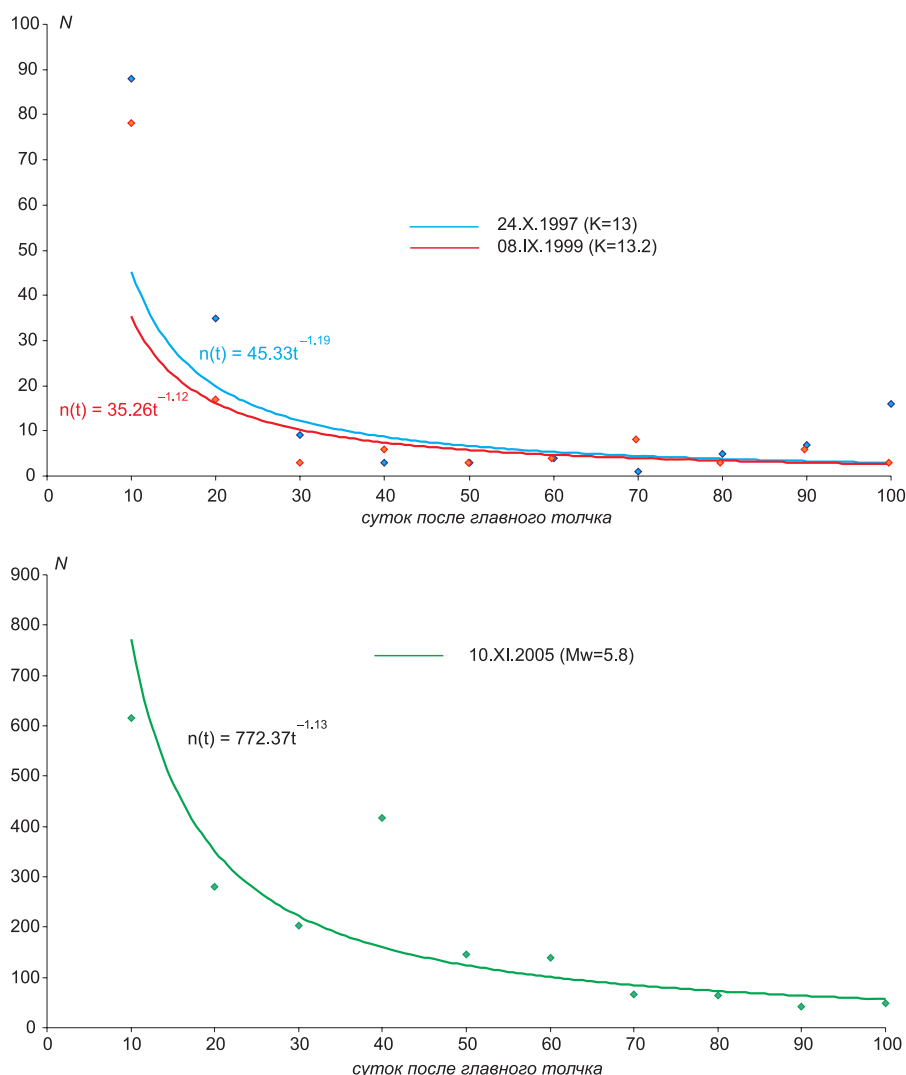


Рис. 6г. Затухание повторных толчков для сильнейших землетрясений Олдонгсинского роя (вверху) и Чаруодинского события (внизу).

Fig. 6g. Decay of repeated shocks of the strongest earthquakes of the Oldongsinsky swarm (top) and the Charuodinsky seismic event (bottom).

таких районах трудно отличить форшоки от фона. Наряду с активизацией перед возникновением сильных землетрясений нередко отмечается эффект сейсмического затишья. Эта закономерность выявлена ранее для Прибайкалья, в том числе и для средних по силе ($M < 6$) событий [Borovik, 1970]. Однако уверенно выделить долговременные затишья, связанные с подготовкой сильного события, нам удалось только в нескольких случаях, причем на фоне затишья главные толчки происходили без форшоков.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на то, что метод Г.М. Молчан и О.Е. Дмитриевой «наиболее эффективен для выделения больших афтершоковых последовательностей» [Molchan,

Dmitrieva, 1991], сравнение с результатами ручной выборки показало его применимость и для событий с $M \geq 4.7$. Сопоставление также показало, что разница в числе выделенных афтершоков находится в пределах 2 % (24–26 %), что является очень высоким показателем. Таким образом, программа В.Б. Смирнова подходит для декластеризации каталога БРЗ в целом, а также для статистического анализа параметров выделенных последовательностей. Вместе с тем, в случае изучения индивидуальных афтершоковых серий, визуальный контроль (или ручная выборка) все же необходим, тем более что в условиях БРЗ, где на сегодняшний день магнитуда сильнейших землетрясений за период инструментальных наблюдений не превышала 7, это не составляет особых сложностей по сравнению, например, с зонами субдукции, где афтершоки сильнейших землетрясений исчисляются тысячами и процесс релак-

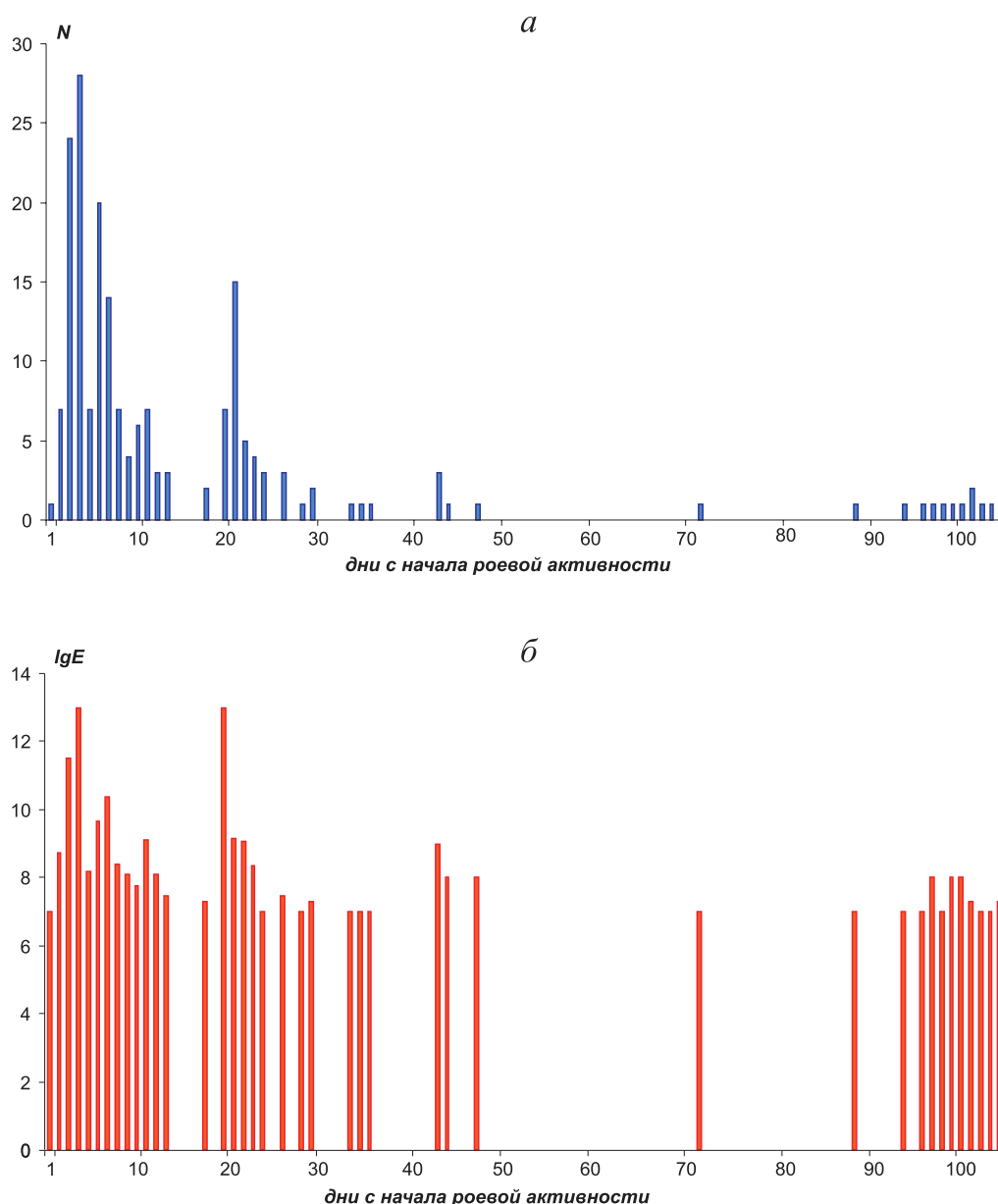


Рис. 7. Распределение числа толчков (а) и логарифм (б) энергии для Куморского роя землетрясений 1966–1967 гг. Эпицентрального поля роя показано на рис. 6.

Fig. 7. Distribution of shocks (а) and the energy logarithm (б) for the Kumorsky swarm of earthquakes of 1966–1967. The epicentral field of the swarm is shown in Figure 6.

сации может длиться годами.

Результаты декластеризации показали, что четверть всех событий в региональном каталоге с $K \geq 7(6.6)$ составляют афтершоки землетрясений с $K \geq 12.5$. Для сравнения приведем данные из работы [Hutton et al., 2010], согласно которым в каталоге Южной Калифорнии 48 % всех землетрясений являются форшоками и афтершоками сильных толчков. При этом, однако, подавляющее большинство повторных толчков принадлежало трем землетрясениям с $M > 7$. В нашем случае половину всех афтершоков «обеспечили» три землетрясения: Бусийнгольское, Кичерское и Чаруодинское.

Следует отметить, что два последних землетрясения не являются самыми сильными из всех проанализированных, хотя в целом для байкальских землетрясений подтверждается зависимость числа афтершоков от магнитуды главного толчка [Ochkovskaya, Radziminovich, 2011]. Но для всех трех событий характерно то, что им сопутствовала длительная активизация, часто роевого характера. О Чаруодинском землетрясении говорилось выше. В области Кичерского события после 1999 г. активность фактически не прекращалась, по меньшей мере, до 2010 г. Наглядное представление об этом могут дать карты ежегодной сейсмичности с

1993 г., приведенные на сайте БФ ГС РАН. Наиболее значимым землетрясением после 1999 г. в эпицентральной области Кичерского толчка стало Акуликанское событие 4 декабря 2006 г. с $M_w=5.2$ (рис. 8). После него было зарегистрировано полторы тысячи повторных толчков в течение трех последующих лет. Особенности развития афтершокового процесса Бусийнгольского землетрясения подробно рассмотрены в работах новосибирских сейсмологов [Emanov et al., 2005, 2006]. Авторы отмечают, что данный толчок послужил началом изменения сейсмического режима Бусийнгольской впадины и ее восточного борта как минимум на два десятилетия. При этом сам афтершоковый процесс является частью сейсмической активизации сопряженных тектонических структур. Активизация носила пульсирующий характер, который выражался в резком изменении числа событий, но не их энергии. Пульсации не соответствовали закону Омори, а их интенсивность менялась во времени без видимой закономерности.

Помимо таких длительных активизаций в некоторых случаях наблюдается возрастание фоновой активности после сильного толчка с афтершоками по сравнению с периодом, предшествующим землетрясению (рис. 8). Для умеренных по силе землетрясений БРЗ картина не настолько яркая, как для землетрясений с магнитудой 8.0 и выше [Romashkova, Kossobokov, 2001], но тем не менее это может привести к увеличению числа афтершоков при их формальном выделении. Выходом в данной ситуации может служить введение в алгоритм декластеризации такого параметра, как время между соседними (последовательными) событиями.

Приведенные выше примеры дают представление, насколько сложно разделить последовательности на форшоковые, афтершоковые и/или роевые. Практика показывает, что только лишь параметр разницы магнитуд между сильнейшими событиями в последовательности (например, С.С. Арефьев [Aref'ev, 2002] в качестве магнитудной границы между роями и афтершоками предлагал значение $dM=0.4$) не всегда может служить индикатором типа последовательности. Рассмотренные рои землетрясений БРЗ условно можно разделить на два типа: типичные рои (в данном случае не связанные с активной вулканической деятельностью) и рои, в которых наблюдаются афтершокоподобные паттерны, т.е., по сути, рои представлены несколькими «главными» толчками со своими афтершоками. Более того, на таком представительном материале, как рои Коринфского рифта, показано, что даже в независимых роях характер изменения параметров сейсмического режима (активизация и спад активности) аналогичен процессу подготовки сильного землетрясения и афтершоковой релаксации [Potanina et al., 2011].

Возможно, отнесение последовательности к роевой или форшоково-афтершоковой не столь принципиаль-

но, если, конечно, речь не идет о прогнозе сильного землетрясения. Тем не менее определение типа сейсмической активизации имеет большее значение для понимания особенностей деструкции земной коры в конкретном районе, поскольку существуют модели, предполагающие связь между типом последовательности землетрясений и состоянием среды (по степени раздробленности) и приложенным напряжением. Так, согласно К. Моги [Mogi, 1963], главный толчок с последующими афтершоками происходит в условиях относительно однородной малонарушенной среды и постоянного тектонического напряжения, тогда как рои – в сильно раздробленной среде и при направленном «концентрированном» приложении напряжения, как в случае движения магмы и пр.

Возможно, именно разное состояние среды по степени нарушенности (раздробленности) является объяснением того, что рои в БРЗ происходят в основном к северо-востоку от озера Байкал, где к тому же отличаются многочисленные афтершоки для землетрясений даже невысокого класса. И наоборот, имеется тенденция к относительно малому количеству афтершоков у землетрясений юго-западного фланга БРЗ. Вывод об отсутствии или малочисленности афтершоков у землетрясений Тункинского района и Южного Байкала был сделан еще в монографии А.В. Солоненко и Н.В. Солоненко [Solonenko N.V., Solonenko A.V., 1987]. С.И. Голенецкий [Golenetskii et al., 1997] также отмечал, что данный факт «по-видимому, довольно характерен для землетрясений Южного Байкала». Ранее авторы [Ochkovskaya, Radziminovich, 2011] пытались объяснить это различным типом напряженного состояния земной коры: транспрессионным для юго-западного фланга и режимом растяжения земной коры для центральной части БРЗ. Однако для толчков высоких классов, к тому же со сдвиговым механизмом очага (более типичным при режиме транспрессии), характерно большее количество повторных толчков, что иллюстрируется Бусийнгольским землетрясением с $M_w=6.3$.

Касаясь пространственного распределения роев, следует подчеркнуть, что большинство из них сосредоточено в области залегания обширного гранитного Ангаро-Витимского батолита, занимающего территорию к востоку от Северного Байкала. Трещинообразование в верхней части гранитного массива в условиях растяжения и наличие активной гидротермальной деятельности (а данный район как раз известен многочисленными выходами подземных вод) могут способствовать именно роевому типу сейсмической активности. Не следует исключать из рассмотрения и локальные условия, поскольку из врезки на рис. 5 видно, что во многих случаях рои происходят в одних и тех же местах.

Очевидно, что вышеизложенные предположения являются спекулятивными, и вопрос о пространственном распределении роев и численности афтершоков

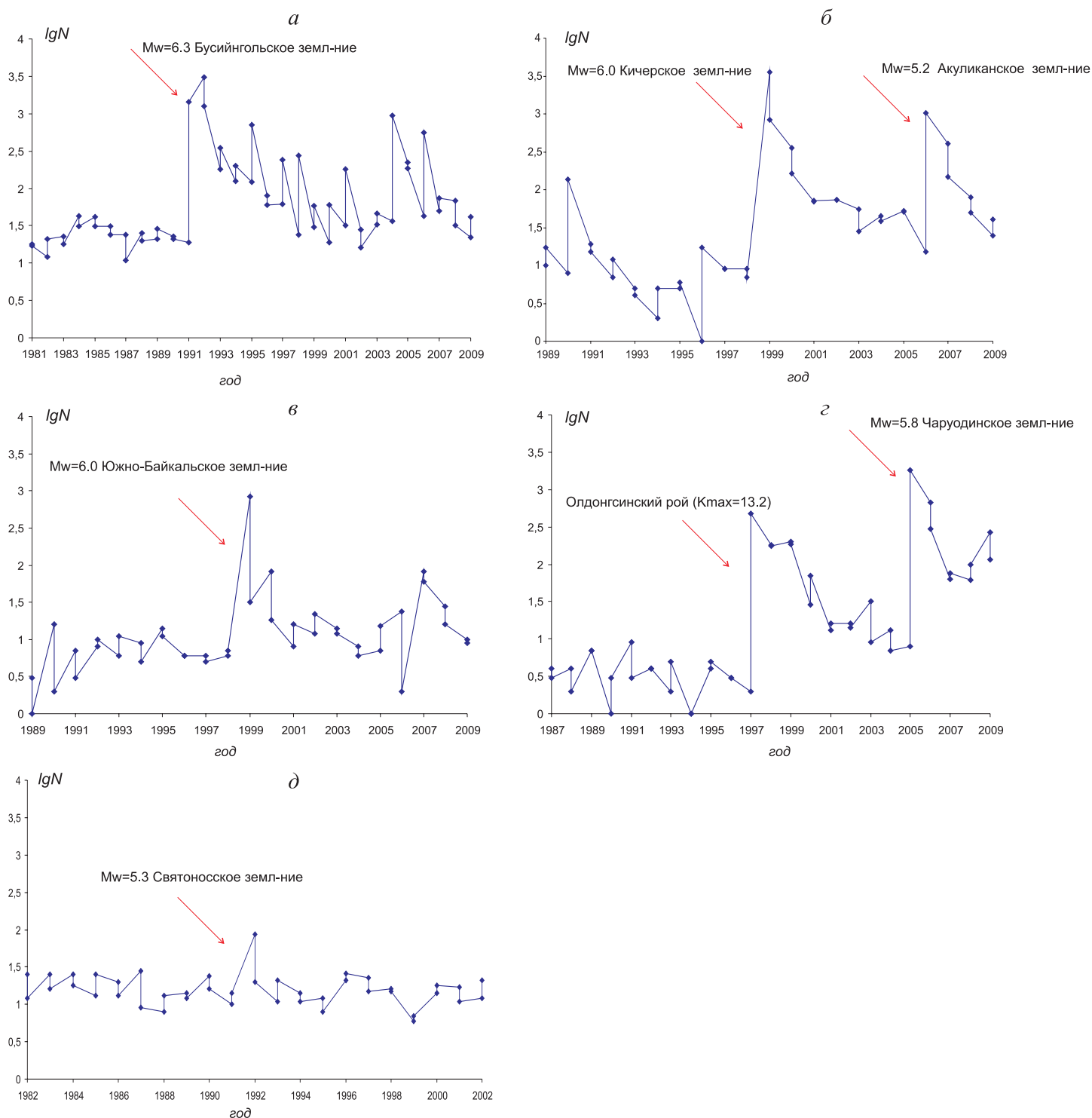


Рис. 8. Графики распределения числа землетрясений в окрестностях некоторых сильных толчков (примерно $\pm 0.3^\circ$ от эпицентра) по полугодовым интервалам времени в течение десяти лет до и после сильного события (в случае Бусингальского землетрясения график приведен до 2009 г.).

а–г – графики повышения фонового уровня сейсмической активности после затухания непосредственных афтершоков; д – пример возвращения сейсмической активности на фоновый уровень.

Fig. 8. Curves of distribution of the number of earthquakes in the vicinity of several strong shocks (about $\pm 0.3^\circ$ from the epicentre) in the six-month periods through ten years before and after the major event (in case of the Busyngolsky earthquake, the curve is constructed for the data by 2009).

The curves in Figures а, б, в and г show the increase in the background level of seismic activity after the decay of immediate aftershocks; the curve in Figure д shows an example how the seismic activity level returns to the background level.

остается открытым. Однако вывод Н.В. и А.В. Солоненко о том, что в областях максимальной концентрации роев не происходят сильные толчки с афтершоками и наоборот, не подтверждается более длительным периодом наблюдений. На сегодняшний момент можно с уверенностью утверждать, что в БРЗ и рои, и сильные толчки с афтершоками могут происходить в одних районах и, более того, могут быть взаимосвязанными событиями.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе была предпринята первая попытка декластеризации каталога БРЗ с использованием формализованного метода. Результаты показали высокую степень сходимости выделенных афтершоков по программе В.Б. Смирнова по сравнению с ручной выборкой. Более того, формализованный подход в некоторых случаях бывает более строгим, так как позволяет выделять главные толчки и в форшоковых, и в роевых сериях. В некоторых случаях наблюдается возрастание фоновой активности после сильного толчка с афтершоками по сравнению с периодом, предшествующим землетрясению, что затрудняет выделение непосредственных афтершоков.

Результаты декластеризации показали, что четвертую часть всех событий в региональном каталоге (начиная с $K \geq 6.6$) составляют афтершоки землетрясений с $K \geq 12.5$. При этом наибольший вклад составляют афтершоки Бусийнгольского, Кичерского и Чаруодинского землетрясений. Афтершоками сопровождались

90 % всех землетрясений, рассматриваемых в качестве главных толчков.

Были выделены также рои землетрясений, в которых есть события с $K \geq 11$. Задача разделения роевых (где есть достаточно сильные толчки) и форшоковых-афтершоковых событий не имеет однозначного решения. Отмечается, что рои могут состоять из нескольких «главных» толчков со своими афтершоками. Материалы наблюдений за пятидесятилетний период инструментальных наблюдений подтверждают сделанные ранее выводы о том, что рои в БРЗ происходят в основном к северо-востоку от озера Байкал, а также о тенденции к малому количеству афтершоков у землетрясений юго-западного фланга БРЗ. Предположительно это может указывать на степень раздробленности земной коры в разных условиях напряженно-деформированного состояния. Возможно, определенную роль в возникновении роев играет геологическое строение, а именно Ангаро-Витимский гранитный батолит. Результаты данной работы показывают, что и рои, и сильные толчки с афтершоками в БРЗ пространственно не разобщены, как это считалось в предыдущих работах по данным меньшего по длительности периода наблюдений.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность кандидату физ.-мат. наук В.Б. Смирнову за предоставленную программу выделения афтершоков. Работа поддержана грантом РФФИ 12-05-91161-ГФЕН_а.

7. ЛИТЕРАТУРА

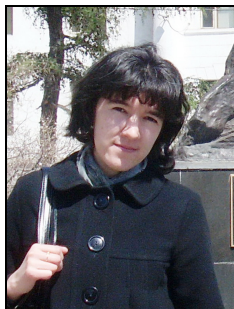
- Andreeva M.Y., Levin B.W., Sasorova E.V., 2009. Peculiarities of the within-year distribution of earthquakes in the Kuril region. *Russian Journal of Pacific Geology* 3 (5), 491–500. <http://dx.doi.org/10.1134/S181971400905011X>.
- Aref'ev S.S., 2002. Foreshocks, aftershocks, and swarms of earthquakes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 38 (1), 55–71.
- Baranov S.V., Chebrov D.V., 2012. Modeling and forecasting the aftershock processes in Kamchatka. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (11–12), 817–828. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312110018>.
- Borovik N.S., 1970. On some characteristics of earthquake focal areas in the Pribaikalie. *Fizika Zemli* 12, 3–9 (in Russian) [Боровик Н.С. О некоторых характеристиках областей очагов землетрясений Прибайкалья // Физика Земли. 1970. № 12. С. 3–9].
- Borovik N.S., 1972. Grouping of earthquakes in the Pribaikalie. In: *Issues of Seismicity of Siberia*. Institute of Geology and Geophysics, Novosibirsk, Part 2, p. 59–65 (in Russian) [Боровик Н.С. Группирование землетрясений Прибайкалья // Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск: Институт геологии и геофизики, 1972. Часть 2. С. 59–65].
- Borovik N.S., 1978. On the reliability of determination of sequences of related events in the Baikal rift zone and the possibility of their use for studies of the epicentral field. In: *Seismic and seismic-geological studies in the central area of BAM*. Yakutsk Division of Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, Yakutsk, p. 51–57 (in Russian) [Боровик Н.С. О надежности выделения последовательностей взаимосвязанных событий в Байкальской рифтовой зоне и возможности их использования для исследований эпицентрального поля // Сейсмические и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМа. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 51–57].
- Deverchere J., Houdry F., Diamant M., Solonenko N., Solonenko A., 1991. Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal rift. *Geophysical Research Letters* 18 (6), 1099–1102. <http://dx.doi.org/10.1029/91GL00851>.
- Emanov A.F., Emanov A.A., Filina A.G., Leskova E.V., 2005. Spatial and temporal characteristics of seismicity of the Altai-Sayan zone. *Fizicheskaya Mesomechanika* 1, 49–64 (in Russian) [Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая ме-

- зомеханика. 2005. № 1. С. 49–64].
- Emanov A.F., Emanov A.A., Filina A.G., Leskova E.V., Kolesnikov Yu.I., Rudakov A.D., 2006. General and individual features in development of aftershock processes of the strongest earthquakes in the Altai-Sayan mountain region. *Fizicheskaya Mesomechanika* 9 (1), 33–43 (in Russian) [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. 33–43].
- Gaisky V.N., 1997. Statistical Studies of Seismic Regime. Nauka, Moscow, 123 p. (in Russian) [Гайский В.Н. Статистические исследования сейсмического режима. М.: Наука, 1970. 123 с.].
- Gardner J.K., Knopoff L., 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bulletin of the Seismological Society of America* 64 (5), 1363–1367.
- Golenetskii S.I., 1961. Determinations of the crust thickness from observations of waves reflected from the crust base and source depths of aftershocks of the Middle Baikal earthquakes of August 29, 1959. *Geologiya i Geofizika* 2, 111–116 (in Russian) [Голенецкий С.И. Определение мощности земной коры по наблюдениям волн, отраженных от ее подошвы, и глубины залегания очагов афтершоков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. // *Геология и геофизика*. 1961. № 2. С. 111–116].
- Golenetskii S.I., 1977. Seismicity of the Baikal region: history of its studying and some results. In: Gorshkov G.P. (Ed.), *Seismicity and seismogeology of the East Siberia*. Nauka, Moscow, p. 3–42 (in Russian) [Голенецкий С.И. Сейсмичность Прибайкалья – история ее изучения и некоторые итоги // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири / Под ред. Г.П. Горшкова. М.: Наука, 1977. С. 3–42].
- Golenetskii S.I., 2001. The review of seismicity: Pribaikalie and Transbaikalie. In: *Earthquakes in the Northern Eurasia in 1995*. GS RAS, Moscow, p. 68–75 (in Russian) [Голенецкий С.И. Обзор сейсмичности: Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. М.: ГС РАН, 2001. С. 68–75].
- Golenetskii S.I., Ruzhich V.V., Drennova G.F., 1997. The earthquake of 12 (13) May 1991 in Babushkin settlement and seismicity of the Southern Baikal. In: *Earthquakes in the USSR in 1991*. UIPE RAS, Moscow, p. 47–52 (in Russian) [Голенецкий С.И., Ружич В.В., Дреннова Г.Ф. Землетрясение 12 (13) мая 1991 г. в районе пос. Бабушкин и сейсмичность Южного Байкала // Землетрясения в СССР в 1991 г. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 47–52].
- Hutton K., Woessner J., Hauksson E., 2010. Earthquake monitoring in Southern California for seventy seven years (1932–2008). *Bulletin of the Seismological Society of America* 100 (2), 423–446. <http://dx.doi.org/10.1785/0120090130>.
- Khromovskikh V.S., Nikolaev V.V., Dem'yanovich M.G., Chipizubov A.V., Semenov R.M., Serebrennikov S.P., Arzhannikov S.G., Smekalin O.P., Del'yansky E.A., 1996. The new seismic zoning map of the Northern Eurasia. In: *Geophysical studies of East Siberia at the turn of the 21st century*. Nauka, Novosibirsk, p. 94–99 (in Russian) [Хромовских В.С., Николаев В.В., Демьянович М.Г., Чипизубов А.В., Семёнов Р.М., Серебренников С.П., Аржанников С.Г., Смекалин О.П., Дельянский Е.А. Новая карта сейсмического районирования территории Северной Евразии // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI века. Новосибирск: Наука, 1996. С. 94–99].
- Kochetkov V.M., Borovik N.S., Leontieva L.R., Gileva N.A., 1977. The detailed analysis of the seismic field of the Pribaikalie. In: *Seismicity and seismology of East Siberia*. Nauka, Moscow, p. 62–73 (in Russian) [Кочетков В.М., Боровик Н.С., Леонтьева Л.Р., Гилева Н.А. Детальный анализ сейсмического поля Прибайкалья // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977. С. 62–73].
- Kochetkov V.M., Borovik N.S., Misharina L.A., Solonenko A.V., Anikanova G.V., Solonenko N.V., Melnikova V.I., Gileva N.A., 1987. Angarakan swarm of earthquakes in the Baikal Rift Zone. Nauka, Novosibirsk, 189 p. (in Russian) [Кочетков В.М., Боровик Н.С., Мишарина Л.А., Солоненко А.В., Аниканова Г.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Гилева Н.А. Ангараковский рой землетрясений в Байкальской рифтовой зоне / Отв. ред. О.В. Павлов. Новосибирск: Наука. СО, 1987. 189 с.].
- Kochetkov V.M., Khilko S.D., Nikolaev V.V., Koz'min B.M., 1975. The Tas-Yuryakhskoye earthquake of 18 January 1967. In: *Seismotectonics, deep structure and seismicity of the North-Eastern part of the Baikal rift zone*. Novosibirsk, Nauka, p. 71–94 (in Russian) [Кочетков В.М., Хилько С.Д., Николаев В.В., Козьмин Б.М. Тас-Юряхское землетрясение 18 января 1967 г. // Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. С. 71–94].
- Kondorskaya N., Shebalin N. (Eds.), 1982. *New Catalogue of Strong Earthquakes in the USSR from Ancient Times through 1977*. World Data Centre A, U.S. Department of Commerce, Washington DC, 602 p.
- Kozmin B.M., 2003. Yakutia (Review of Seismicity). In: *Earthquakes in the Northern Eurasia in 1997*. GS RAS, Obninsk, p. 151–155 (in Russian) [Козьмин Б.М. Якутия (Обзор сейсмичности) // Землетрясения Северной Евразии в 1997 г. Обнинск: ГС РАН, 2003. С. 151–155].
- Melnikova V.I., Gileva N.A., Arefiev S.S., Bykova V.V., Masalskii O.K., 2012. The 2008 Kultuk earthquake with $M_w=6.3$ in the south of Baikal: Spatial-temporal analysis of seismic activation. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (7–8), 594–614. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312060031>.
- Mel'nikova V.I., Gileva N.A., Radziminovich N.A., Masal'skii O.K., Chechel'nitskii V.V., 2010. Seismicity of the Baikal rift zone for the digital recording period of earthquake observation (2001–2006). *Seismic Instruments* 46 (2), 193–206. <http://dx.doi.org/10.3103/S0747923910020076>.
- Mirzoev K.M., Rakhmatullin M.Kh., Gatiyatullin R.N., 2000. Tatarstan (from ancient times to 1994). In: *Earthquakes in the*

- Northern Eurasia in 1994. UIPE GS RAS, Moscow, p. 44–56 (in Russian) [Мирзоев К.М., Рахматуллин М.Х., Гатиятуллин Р.Н. Татарстан (с древнейших времен по 1994 год) // Землетрясения Северной Евразии в 1994 году. М.: ОИФЗ ГС РАН, 2000. С. 44–56].
- Misharina L.A., 1961. Aftershocks of the Middle Baikal Earthquake of August 29, 1959. *Geologiya i Geofizika* 2, 105–110 (in Russian) [Мишарина Л.А. Афтершоки Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. // Геология и геофизика. 1961. № 2. С. 105–110].
- Mogi K., 1963. Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms — the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena, 3. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University* 41, 615–658.
- Molchan G.M., Dmitrieva O.E., 1991. Identification of aftershocks: a review and new approaches. *Vychislitel'naya Seismologiya* 24, 19–50 (in Russian) [Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. 1991. Вып. 24. С. 19–50].
- Molchan G.M., Dmitrieva O., 1992. Aftershock identification: methods and new approaches. *Geophysical Journal International* 109 (3), 501–516. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00113.x>.
- Ochkovskaya M.G., Radziminovich N.A., 2011. Preliminary results of the analysis of aftershock sequences of the Baikal rift zone. *Izvestiya Irkutskogo Gosudarstvennogo Universiteta. Seriya Nauki o Zemle* 4 (1), 164–172 (in Russian) [Очковская М.Г., Радзиминович Н.А. Предварительные результаты анализа афтершоковых последовательностей Байкальской рифтовой зоны // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2011. Т. 4. № 1. С. 164–172].
- Potanina M.G., Smirnov V.B., Bernar P., 2011. Patterns of seismic swarm activity in the Corinth Rift in 2000–2005. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 47 (7), 610–622. <http://dx.doi.org/10.1134/S106935131106005X>.
- Prozorov A.G., 1986. The dynamic algorithm for determination of aftershocks for the world earthquake catalogue. Mathematical methods in seismology and geodynamics. *Vychislitel'naya Seismologiya* 19, 58–62 (in Russian) [Прозоров А.Г. Динамический алгоритм выделения афтершоков для мирового каталога землетрясений. Математические методы в сейсмологии и геодинимике // Вычислительная сейсмология. 1986. Вып. 19. С. 58–62].
- Pshennikov K.V., 1962. Some features of repeated shocks of earthquakes in the Pribaikalie and Mongolia. *Geologiya i Geofizika* 4, 26–30 (in Russian) [Пшенников К.В. Некоторые особенности повторных толчков землетрясений Прибайкалья и Монголии // Геология и геофизика. 1962. № 4. С. 26–30].
- Pshennikov K.V., 1965. The Mechanism of Occurrence of Aftershocks and Non-elastic Properties of the Earth's Crust. Nauka, Moscow, 86 p. (in Russian) [Пшенников К.В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М.: Наука, 1965. 86 с.].
- Radziminovich N.A., 2010. Focal depths of earthquakes in the Baikal region: a review. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46 (3), 216–229. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351310030043>.
- Radziminovich N., Gileva N.A., Melnikova V.I., Ochkovskaya M.G., 2013. Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations. *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 146–161. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.10.029>.
- Radziminovich N.A., Imaeva L.P., Mel'nikova V.I., Imaev V.S., 2006. Seismotectonic position of the Oldongsinsky swarm and aftershock sequences of 2005 (the north-eastern flank of BRZ). In: Proceedings of the meeting on the geodynamic evolution of the lithosphere in the Central Asian mobile belt (from the ocean towards the continent). IEC SB RAS, Irkutsk, Issue 4, Vol. 2, p. 87–90 (in Russian) [Радзиминович Н.А., Имаева Л.П., Мельникова В.И., Имаев В.С. Сейсмотектоническая позиция Олдонгсинского роя и афтершоковой последовательности 2005 г. (северо-восточный фланг БРЗ) // Геодинимическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Вып. 4. Т. 2. С. 87–90].
- Radziminovich N.A., Kustova M.G., Gileva N.A., 2008. Changes in seismicity before large earthquakes of the Baikal rift zone // Abstracts of the 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and the 2008 Fall meeting of Seismological Society of Japan. Tsukuba, Japan, 24–27 November, 2008. 141 p.
- Radziminovich N.A., Melnikova V.I., Koz'min B.M., Tatmir N.V., 2004. The Oldongsinsky swarm of earthquakes of 1997–2002 at the north-eastern flank of the Baikal rift zone. In: Geodynamics and geological changes of the environment of the Northern regions: Proceedings of the All-Russian conference with International Participation (Arkhangelsk, 13–18 September 2004). Arkhangelsk, Vol. 2, p. 193–196 (in Russian) [Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Татомир Н.В. Олдонгсинский рой землетрясений 1997–2002 гг. на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны // Геодинимика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Материалы Всероссийской конференции с международным участием (Архангельск, 13–18 сентября 2004 г.). Архангельск, 2004. Т. 2. С. 193–196].
- Reasenber P., 1985. Second-order moment of central California seismicity, 1969–82. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 90 (B7), 5479–5495. <http://dx.doi.org/10.1029/JB090iB07p05479>.
- Romashkova L.L., Kossobokov V.G., 2001. Seismicity dynamics prior to and after the largest earthquakes worldwide, 1985–2000. *Vychislitel'naya Seismologiya* 32, 162–189 (in Russian) [Ромашкова Л.Л., Кособоков В.Г. Динамика сейсмической активности до и после сильнейших землетрясений мира, 1985–2000 // Вычислительная сейсмология. Вып. 32. 162–189].
- Saltykov V.A., Kravchenko N.M., 2010. Parameters of Kamchatka seismicity in 2008. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (2),

186–196. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-2-0014>.

- Sankov V.A., Dneprovskii Yu.I., Kovalenko S.N., Bornyakov S.A., Gileva N.A., Gorbunova N.G., 1991. Faults and Seismicity of the Severomuiskii Geodynamic Research Area. Nauka, Novosibirsk, 111 p. (in Russian) [Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.Н., Борняков С.А., Гилева Н.А., Горбунова Н.Г. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона. Новосибирск: Наука, 1991. 111 с.].
- Smirnov B.V., Gabsatarova I.P., 2000. The representativity of the earthquake catalog of the North Caucasus: estimated data and statistical evaluations. *Vestnik OGGGGN RAN* 4 (14). Available from: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-2000/smirnov.htm (in Russian) [Смирнов В.Б., Габсатарова И.П. Представительность каталога землетрясений Северного Кавказа: расчетные данные и статистические оценки // Вестник ОГГГГН РАН. 2000. Т. 4. № 14. Available from: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-2000/smirnov.htm].
- Solonenko N.V., Solonenko A.V., 1987. Aftershock Sequences and Earthquake Swarms in the Baikal Rift Zone. Nauka, Novosibirsk, 91 p. (in Russian) [Солоненко Н.В., Солоненко А.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987. 91 с.].
- Solonenko V.P., Treskov A.A., 1960. The Middle Baikal earthquake of August 29, 1959. Irkutsk Publishing House, Irkutsk, 36 p. (in Russian) [Солоненко В.П., Тресков А.А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 года. Иркутск: Иркутское книжное издательство, 1960. 36 с.].
- Waite G.P., 1999. Seismicity of the Yellowstone Plateau: space–time patterns and stresses from focal mechanism inversion: M.S. thesis. University of Utah, Salt Lake City.
- Zhuang J., Ogata Y., Vere-Jones D., 2002. Stochastic declustering of space-time earthquake occurrences. *Journal of the American Statistical Association* 97 (458), 369–380.



Радзиминович Наталья Анатольевна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: 89642160520; ✉ e-mail: nradzim@crust.irk.ru

Radziminovich, Natalia A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 89642160520; ✉ e-mail: nradzim@crust.irk.ru



Очковская Марина Георгиевна, инженер
Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
Тел.: 89641016191; e-mail: kustova@crust.irk.ru

Ochkovskaya, Marina G., Engineer
Baikal Division of Geophysical Survey, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 89641016191; e-mail: kustova@crust.irk.ru



GEOMAGNETIC CONJUGACY OF MODERN TECTONIC STRUCTURES

G. Ya. Khachikyan¹, N. S. Zhakupov², N. Zh. Kadyrkhanova²¹ LLC Institute of Ionosphere, JSC National Center for Space Research and Technology
of the National Space Agency of Kazakhstan, Almaty, Republic of Kazakhstan² LLC Institute of Seismology JSC National Science and Technology Holding PARASAT
Ministry of Education and Science of Kazakhstan, Almaty, Republic of Kazakhstan

Abstract: An earthquake is an element of the global electric circuit (GEC) – this new idea suggested in the space age is tested in our study. In the frame of the GEC concept, one may expect that tectonic structures of the northern and southern hemispheres may be magnetically conjugated. It is found that the midocean ridges of the southern hemisphere, located along the boundary of the Antarctic lithosphere plate, are magnetically conjugated with the areas of the junction of continental orogens and platforms in the northern hemisphere. The closest geomagnetic conjugacy exists between the southern boundary of Nazca lithospheric plate and the northern boundaries of Cocos and Caribbean lithospheric plates.

Key words: tectonic structures, geomagnetic conjugacy.

Recommended by S.I. Sherman

Citation: Khachikyan G.Ya., Zhakupov N.S., Kadyrkhanova N.Zh. 2013. Geomagnetic conjugacy of modern tectonic structures. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 187–195. doi:10.5800/GT-2013-4-2-0097.

ГЕОМАГНИТНАЯ СОПРЯЖЕННОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРГ. Я. Хачикян¹, Н. С. Жакупов², Н. Ж. Кадырханова²¹ ДТОО Институт ионосферы АО «Национальный центр космических исследований и технологий»
Национального космического агентства Республики Казахстан, Алматы, Республика Казахстан² ТОО Институт сейсмологии АО «Национальный Научно-Технологический Холдинг “ПАРАСАТ”»
Министерства образования и науки Республики Казахстан, Алматы, Республика Казахстан

Аннотация: Проведено тестирование новой идеи, рожденной в эру космических исследований, что землетрясение является элементом глобальной электрической цепи, в рамках которой можно ожидать, что тектонические структуры в северном и южном полушариях Земли могут быть магнитосопряженными. Выявлено, что срединно-океанические хребты южного полушария, расположенные вдоль границы Антарктической литосферной плиты, магнитно сопряжены с зонами сочленения орогенных и платформенных структур в северном полушарии. Наиболее выраженная геомагнитная сопряженность наблюдается между южной границей литосферной плиты Нацка и северной границей литосферных плит Кокос и Карибская.

Ключевые слова: тектонические структуры, геомагнитная сопряженность.

1. ВВЕДЕНИЕ

Эрой космических исследований внесен существенный вклад в развитие наук о Земле и, в частности, задокументированы факты появления электромагнитных и плазменных возмущений в характеристиках околоземного космического пространства (ОКП) накануне ощутимых землетрясений [Afonin et al., 1999; Pulinets, Boyarchuk, 2004]. При этом обнаружено, что электромагнитные и плазменные эффекты, сопутствующие процессу подготовки землетрясения, появляются не только над районом будущего эпицентра, но и в магнитосопряженном районе в противоположном полушарии Земли [Pulinets et al., 2007; Ruzhin et al., 1998]. На основании экспериментальных фактов сформировалось мнение, что в период подготовки землетрясения происходит возмущение электромагнитного и плазменного состояния среды вдоль всей протяженности магнитной силовой трубки, погруженной в зону подготовки очага [Pulinets, Boyarchuk, 2004]. В процессе объяснения этих экспериментальных фактов была выдвинута идея [Pulinets, 2009], что возмущение характеристик ОКП накануне сейсмических событий обусловлено модификацией электрического поля в глобальной электрической цепи (ГЭЦ) электромагнитными возмущениями в литосфере, сопутствующими процессу подготовки землетрясения. Классическая концепция ГЭЦ, предложенная первоначально в работе [Wilson, 1921], представляет собой систему стационарных токов, которая создается проводящими слоями ионосферы и земной коры, с грозowymi генераторами (суммой всех молний вокруг земного шара) в качестве основных источников электродвижущих сил и невозмущенными областями свободной атмосферы в качестве зон возвратных токов [Bering et al., 1998]. Грозовая деятельность планеты обеспечивает разность потенциалов между землей и ионосферой в пределах 200–600 кВ, общий ток в такой цепи достигает ~2000 А, а глобальное электрическое сопротивление составляет ~230 Ом [National Research..., 1986]. Идея электрической связи между ионосферой и районом подготовки очага землетрясения была недавно успешно использована в работе [Harrison et al., 2010] для объяснения понижения интенсивности естественного ультранизкочастотного радиоизлучения, зарегистрированного спутником DEMETER в ночные часы в верхней ионосфере накануне коровых землетрясений с магнитудой 5.0 и выше [Němec et al., 2009]. В настоящее время ГЭЦ рассматривают также в качестве одного из основных претендентов на механизм солнечно-земных связей, который еще далеко не разработан. Полагают, что верхняя граница ГЭЦ располагается на высоте магнитопаузы, состояние которой модулируется энергией солнечного ветра, и эти модуляции через последовательную цепочку физических процессов влияют на состояние нижележащих геосфер [Rycroft et al., 2000; Harrison, 2004; Makarova, Shirochikov, 1998]. По опре-

делению, возмущения на одном участке электрической цепи должны передаваться на все другие ее участки, поэтому в рамках концепции ГЭЦ можно ожидать, что не только верхние участки цепи (ионосфера, магнитосфера, радиационный пояс) могут откликаться на электромагнитные возмущения внизу, где идет процесс подготовки землетрясения [Pulinets, 2009; Harrison et al., 2010], но и нижний участок ГЭЦ (твердая земля) также может откликаться на возмущения сверху, включая магнитопаузу. Электрические возмущения на высотах магнитопаузы могут распространяться в нижележащие слои вдоль магнитных силовых линий (продольные токи) [Ohtani et al., 2000], а так как каждая силовая линия погружена в литосферу в двух магнитосопряженных точках, структурные изменения последней, если они связаны с воздействием «сверху», могут быть магнитосопряженными. В данной работе предпринята попытка проверить это предположение. Результаты показали, что между некоторыми современными геолого-тектоническими структурами действительно наблюдается геомагнитная сопряженность.

2. ДАННЫЕ И МЕТОД АНАЛИЗА

В южном полушарии одной из важных геолого-тектонических структур являются срединно-океанические хребты, расположенные вдоль границы Антарктической литосферной плиты. В связи с этим, на основе карты, представленной на сайте (<http://www.maps.nationalgeographic.com>), с использованием технологии ГИС были определены координаты 38 точек, распределенных достаточно равномерно вдоль границы Антарктической литосферной плиты. Затем были рассчитаны координаты магнитосопряженных точек и определены номера магнитных силовых линий (L), соединяющих магнитосопряженные точки. Номер магнитной силовой линии определяется соотношением: $L = R / R_z$, где R – расстояние от центра геомагнитного диполя до точки данной линии над геомагнитным экватором, а R_z – радиус Земли. Для расчета координат магнитосопряженных точек и значений L была использована международная справочная модель геомагнитного поля (IGRF) (<http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>) и компьютерные коды программы GEOPACK [Tsyganenko, 2008].

Модель IGRF представляет главное магнитное поле Земли, обусловленное внутренними источниками, через отрицательный градиент скалярного потенциала V , который, в свою очередь, представлен усеченным рядом сферических гармоник N в виде :

$$V(r, Q, \lambda, t) = R \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^n \left(\frac{R}{r} \right)^n \cdot (g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda) \cdot P_n^m(Q), \quad (1)$$

где r – расстояние до центра Земли; Q – коширота

Географические координаты для 38 точек, выбранных вдоль границы Антарктической литосферной плиты; координаты их магнитосопряженных точек и номера геомагнитных силовых линий, соединяющих эти точки для эпохи 2000 г.

Geographic coordinates for 38 sites chosen along the boundary of the Antarctic lithosphere plate; coordinates of their magnetically conjugated sites; numbers of geomagnetic field lines connecting these sites in the year of 2000

№	Широта точки в южном полушарии (град.)	Долгота точки в южном полушарии (град.)	Широта магнитосопряженной точки в северном полушарии (град.)	Долгота магнитосопряженной точки в северном полушарии (град.)	Номер магнитной силовой линии (R_E)
1	–60.62	–26.74	44.89	–51.89	2.52
2	–58.53	–11.84	48.73	–41.44	2.68
3	–54.93	–0.63	50.96	–30.48	2.67
4	–52.15	–12.79	45.77	–39.83	2.27
5	–52.77	–26.95	40.35	–50.77	2.04
6	–46.17	–33.62	33.52	–54.28	1.67
7	–43.59	–39.11	29.08	–57.33	1.52
8	–37.79	–50.27	19.01	–62.54	1.28
9	–33.63	56.39	47.44	46.19	1.89
10	–28.91	62.08	43.5	54.42	1.66
11	–25.61	69.98	40.93	63.73	1.54
12	–30.01	75.81	45.7	68.07	1.78
13	–35.34	79.08	51.17	69.05	2.16
14	–40.94	85.98	57.39	73.7	2.84
15	–43.68	94.86	61.12	83.04	3.46
16	–48.08	101.95	66.44	88.63	5.04
17	–49.83	110.91	68.98	99.54	6.27
18	–49.63	120.69	69.11	117.92	6.01
19	–50.47	131.11	69.68	136.38	6.06
20	–50.45	138.96	68.86	152.02	5.57
21	–54.89	146.8	71.17	172.89	7.54
22	–60.76	150.46	73.29	–167.11	9.86
23	–61.76	160.99	69.09	–143.65	9.46
24	–64.64	172.45	65.1	–123.97	9.53
25	–63.43	–167.82	58.31	–117.41	6.55
26	–63.26	–158.66	55.17	–113.23	5.32
27	–59.85	–151.66	50.71	–113.85	3.75
28	–57.34	–140.47	45.15	–109.41	2.87
29	–55.87	–127.98	40.02	–102.69	2.39
30	–53.30	–119.27	35.37	–98.67	2.03
31	–48.79	–113.24	29.98	–96.81	1.71
32	–42.51	–112.89	24.89	–99.14	1.47
33	–34.26	–112.82	18.42	–102.44	1.26
34	–35.79	–105.7	17.28	–95.16	1.26
35	–37.03	–97.3	15.65	–89.51	1.25
36	–41.60	–89.36	17.64	–83.31	1.31
37	–42.49	–82.16	17.35	–78.99	1.31
38	–46.26	–76.33	20.66	–75.7	1.4

(90° – широта); λ – долгота; R – радиус Земли, равный 6371.2 км; g_n^m и h_n^m – коэффициенты Гаусса, зависящие от времени t ; $P_n^m(Q)$ – присоединенные функции Лежандра степени n , порядка m . Модель IGRF имеет ошибку из-за ошибки в значениях численных коэффициентов, что связано с пространственной ограниченностью экспериментальных данных, использованных для расчета коэффициентов. В течение двух лет, 1979–1980 гг., когда измерения геомагнитного поля производились на спутнике MAGSAT, и после 1999 г., когда поступали регулярные данные со спутников Ørsted и CHAMP, измерениями охвачены практически все регионы планеты. Начиная с 70-х годов XX в. модель IGRF воспроизводит значения характеристик главного магнитного поля с достаточно высокой степенью точ-

ности. Согласно оценкам рабочей группы по созданию модели (<http://www.ngdc.noaa.gov/AGA/vmod/igrf.html>), среднеквадратическая ошибка определения модуля полного вектора главного магнитного поля для настоящего времени находится в пределах 10 нТл. При среднеквадратической ошибке для модуля в 10 нТл среднеквадратические ошибки для северной, восточной и вертикальной компонент геомагнитного поля будут составлять порядка 5–7 нТл. Что же касается реально наблюдаемого поля в конкретном географическом районе, которое включает как главное поле, генерируемое токами в жидком ядре Земли, так и поле, обусловленное намагниченностью горных пород в земной коре, то здесь среднеквадратическая ошибка модели IGRF составляет порядка 200 нТл. В данной

The Earth's Fractured Surface

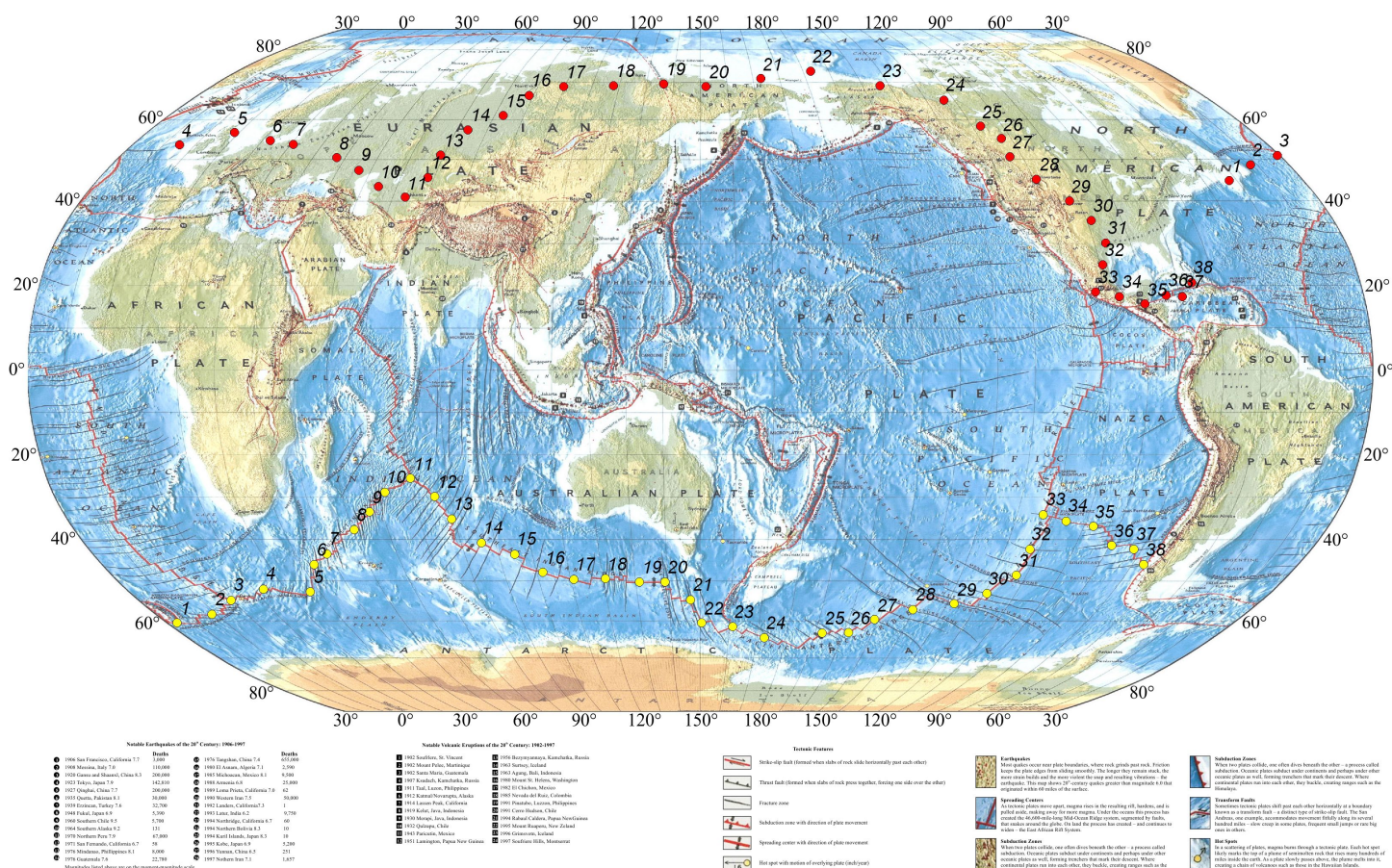


Рис. 1. Расположение 38 точек в южном полушарии вдоль границы Антарктической литосферной плиты (желтые круги с соответствующими цифрами) и магнитосопряженные с ними точки в северном полушарии (красные круги с соответствующими номерами), рассчитанные для геомагнитных условий 2000 г.

Fig. 1. Locations of 38 sites in the southern hemisphere along the boundary of the Antarctic lithosphere plate (yellow circles with corresponding numbers) and magnetically conjugated sites in the northern hemisphere (red circles with corresponding numbers) calculated for geomagnetic conditions of 2000.

работе расчеты параметров главного поля выполнены для магнитной ситуации 2000 г. Значения исходных и рассчитанных параметров приведены в таблице.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1 показано расположение 38 точек, выбранных в южном полушарии вдоль границы Антарктической литосферной плиты (желтые круги с соответствующими номерами) и магнитосопряженные с ними точки в северном полушарии (красные круги с соответствующими номерами). Магнитные силовые линии, соединяющие магнитосопряженные точки, представлены на рис. 2. На рис. 1, 2 показано, что граница Антарктической литосферной плиты находится в магнитной сопряженности с зоной сочленения орогенных и платформенных структур в северном полушарии. Наиболее четко это проявляется для геолого-тектониче-

ских структур, расположенных в американском долготном секторе. Так, на рис. 3 представлен фрагмент глобальной цифровой карты тектонической активности Земли (Digital Tectonic Activity Map (DTAM-1)), на которую нанесены исходные и магнитосопряженные точки с номерами 22–38 (желтые круги). Рис. 2 убедительно демонстрирует «геомагнитную связь» между частью спрединговой границы Антарктической литосферной плиты в южном полушарии и разломами в зоне сочленения Кордильер с Северо-Американской платформой в северном полушарии.

Рисунки 1–3 показывают также, что тесная магнитная сопряженность имеет место между южной границей литосферной плиты Нацка и северными границами плит Кокос и Карибская. Поскольку границы литосферных плит маркируются эпицентрами землетрясений, мы представили на рис. 4 черными крестиками эпицентры землетрясений с магнитудой $M \geq 5.0$, зарегистрированных в 1973–2010 гг. (каталог NEIC ([190](http://</p>
</div>
<div data-bbox=)

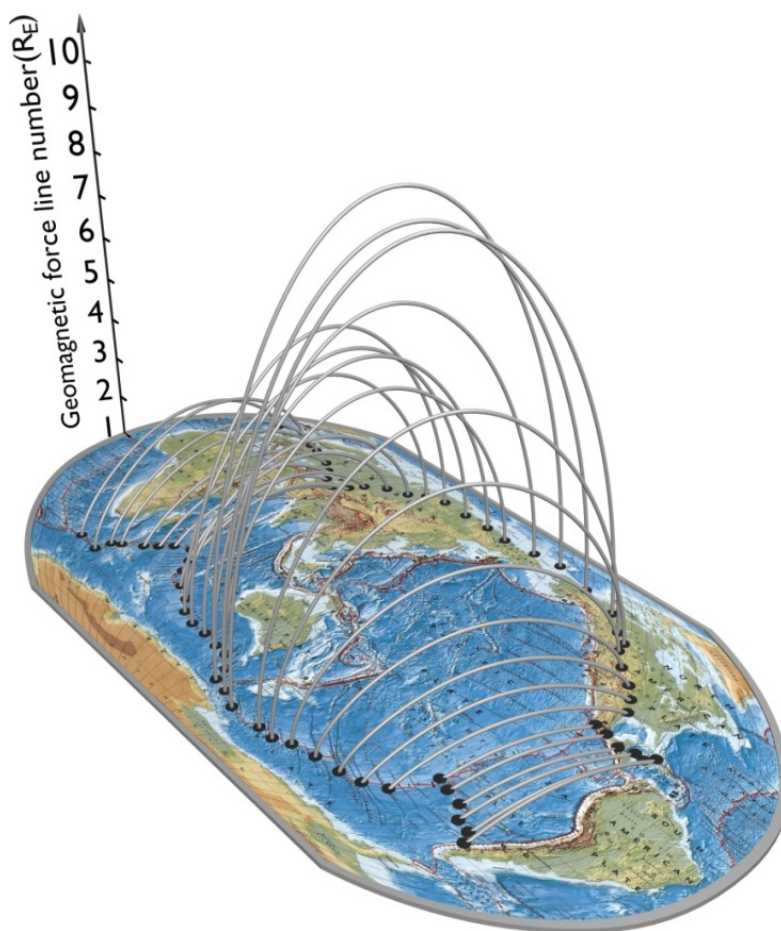


Рис. 2. Геомагнитные силовые линии, соединяющие магнитосопряженные точки, представленные на рис. 1.

Fig. 2. Geomagnetic field lines connecting magnetically conjugated sites shown in Fig. 1.

neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html)) вдоль южной границы литосферной плиты Нацка (479 событий) и северных границ плит Косос и Карибская (569 событий). На этом же рисунке красными кругами показаны магнитосопряженные эпицентры, рассчитанные с использованием программы GEOPACK [Tsyganenko, 2008] и международной справочной модели геомагнитного поля IGRF-10 (<http://www.ngdc.noaa.gov/IAAG/vmod/igrf.html>). Достаточно тесное пространственное совпадение между зонами реально зарегистрированных эпицентров и зонами магнитосопряженных (виртуальных) эпицентров подтверждает заключение о магнитной сопряженности южной границы плиты Нацка с северными границами плит Кокос и Карибская. Что касается одновременности возникновения землетрясений в магнитосопряженных зонах, то по данным, представленным на рис. 4 (события с $M \geq 5.0$), таковой не обнаружено. Однако для убедительного ответа на этот вопрос необходимо рассматривать сейсмические толчки и с меньшими магнитудами, так как представленные на рис. 4 эпицентры землетрясений с магнитудой 5.0 и выше далеко не полностью отражают сейсмический режим рассмотренных территорий.

4. ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье обсуждена новая идея [Pulinets, 2009] о том, что появление предвестников землетрясений в характеристиках околоземного космического пространства может быть обусловлено модификацией электрического поля в ГЭЦ электромагнитными возмущениями в литосфере, сопутствующими процессу подготовки землетрясения. Недавно на базе этой идеи было успешно объяснено [Harrison et al., 2010] понижение интенсивности естественного ультранизкочастотного радиоизлучения в верхней ионосфере накануне ощутимых ($M \geq 5.0$) коровых землетрясений. Исходя из современной концепции ГЭЦ, в вертикальном токовом контуре, электродинамически связывающем все сферы планеты, роль проводников тока могут выполнять магнитные силовые линии, погруженные в литосферу в магнитосопряженных точках. Считая, что ток, протекающий в конкретном витке цепи в момент его замыкания может стать «триггером» для разрядки накопившегося напряжения в горных породах, авторы предполагают, что зоны структурных нарушений литосферы могут быть магнитосопряженными. Получен-

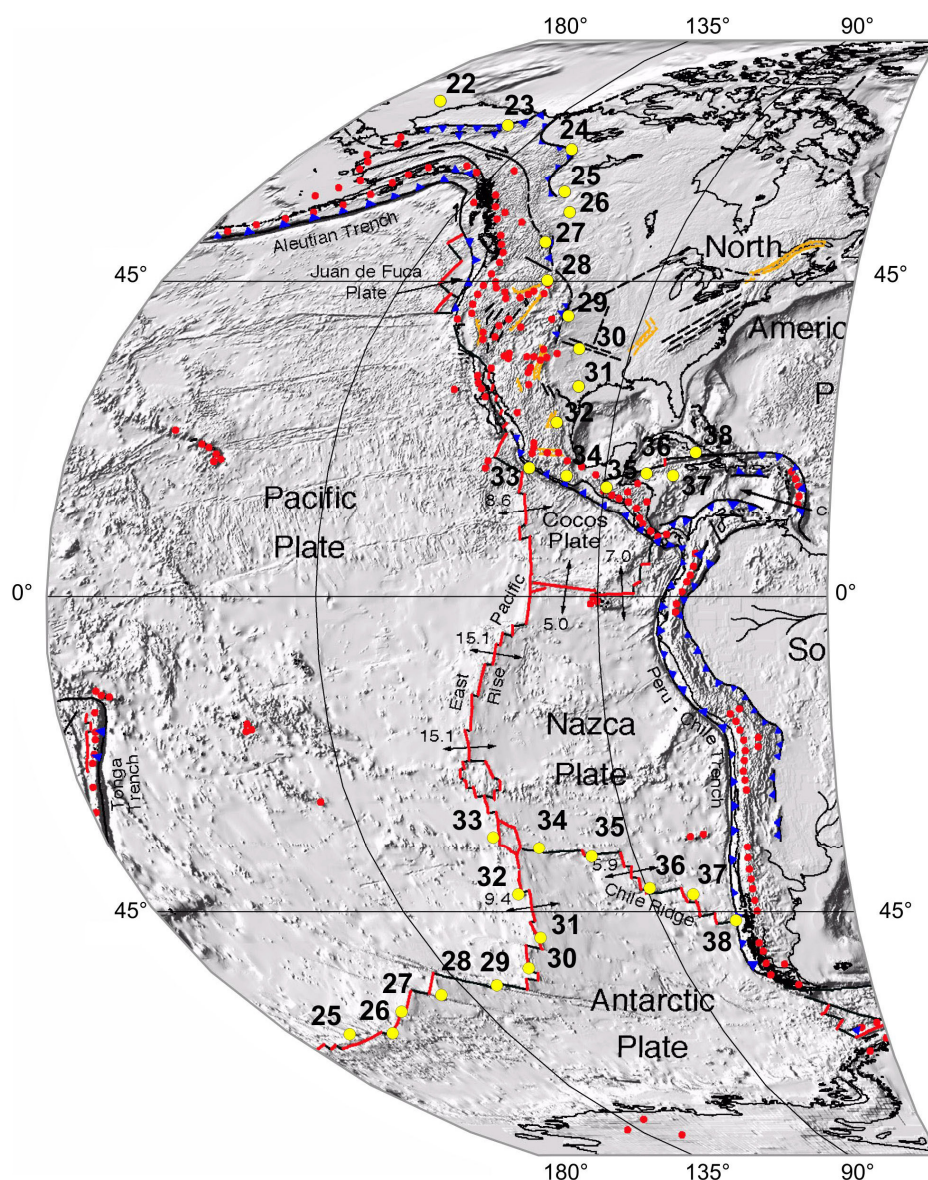


Рис. 3. Фрагмент глобальной цифровой карты тектонической активности Земли (<http://denali.gsfc.nasa.gov/dtam>).

Желтыми кругами с черными цифрами обозначены магнитосопряженные точки, демонстрирующие наличие «геомагнитной связи» между спрединговой границей Антарктической литосферной плиты в южном полушарии и зоной разломов в районе сочленения Кордильер с Северо-Американской платформой в северном полушарии.

Fig. 3. A fragment of the Digital Tectonic Activity Map (DTAM) (<http://denali.gsfc.nasa.gov/dtam>).

Yellow circles with black numbers show magnetically conjugated sites that demonstrate a 'geomagnetic connection' between the spreading boundary of the Antarctic lithospheric plate in the southern hemisphere and the fault zone in the area wherein the Cordilleras are conjugated with the North American platform in the northern hemisphere.

ные результаты подтверждают это предположение. Так, срединно-океанические хребты, расположенные в южном полушарии вдоль границы Антарктической литосферной плиты, находятся в магнитной сопряженности с зонами сочленения орогенных и платформенных структур в северном полушарии (см. рис. 1–3).

Вместе с тем карта тектонической активности Земли (см. рис. 1) показывает, что граница Антарктической литосферной плиты расположена, в первом приближении, симметрично орогенному сейсмическо-

му поясу в северном полушарии. Это может навести на мысль о чисто механической причине наблюдаемой симметрии, связанной с вращением планеты. Здесь следует отметить, что после работы [Stovas, 1975], в которой предполагается, что изменение ротационного режима Земли приводит к появлению зон повышенной деформации земной коры в районе экватора и «критических параллелей» $\pm 20^\circ$; $\pm 35^\circ$; $\pm 60^\circ$, было выполнено много работ с целью экспериментальной проверки данной гипотезы. Однако результаты статистического

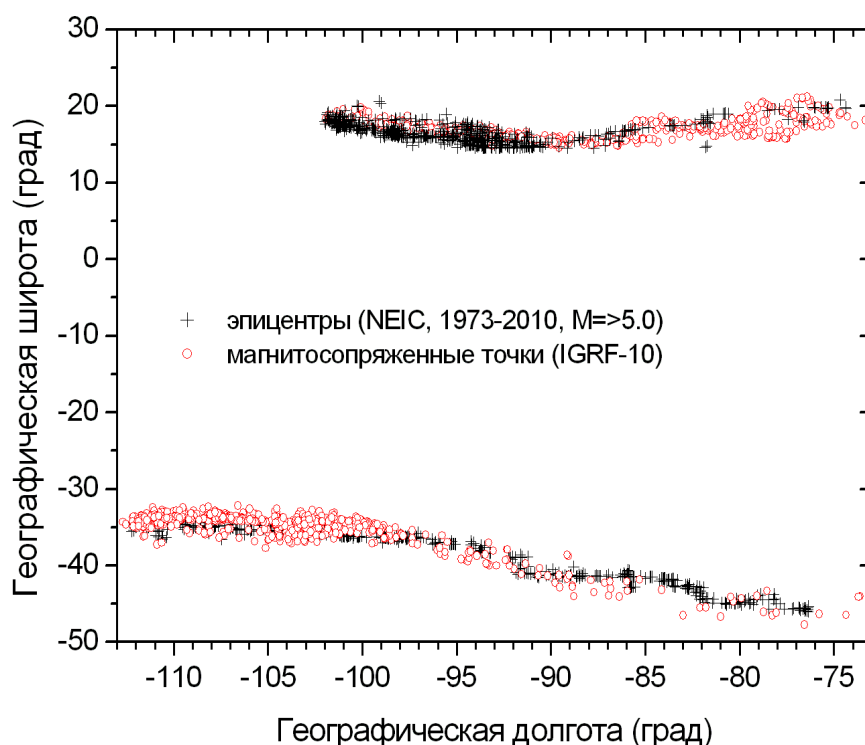


Рис. 4. Черные крестики – эпицентры землетрясений с магнитудой 5.0 и выше.

Fig. 4. Black crosses show epicentres of earthquakes with magnitudes of 5.0 and above.

анализа не показали строгой симметрии в межполушарных пиках сейсмичности. Если в северном полушарии максимум числа землетрясений наблюдается на широте $\sim 40^\circ\text{N}$, то в южном полушарии он имеет место на широте $\sim 10^\circ\text{S}$. При этом обнаружено [Khachikjan, 2009], что межполушарные пики сейсмичности более четко организованы в зависимости от геомагнитной широты, а не от географической, а еще более четко – в зависимости от угла геомагнитного наклонения. Уже этот факт наводит на мысль, что география сейсмотектонических поясов каким-то образом адаптирована к геометрии главного магнитного поля, и результаты на рисунках 1–3 это мнение укрепляют, хотя физическая причина такой связи пока не ясна.

Магнитосопряженные точки на рисунках 1–3 получены для эпохи 2000 г. Однако магнитное поле Земли постоянно изменяется, следовательно, постоянно будет изменяться номер магнитной силовой линии, выходящей из конкретной точки в южном полушарии, и, соответственно, постоянно будут изменяться координаты магнитосопряженной точки. В настоящее время справочная модель главного магнитного поля разработана для периода 1900–2015 гг. Если, например, рассмотреть на рис. 1 точку «3», которая является точкой тройного сочленения между Антарктической, Южно-Американской и Африканской литосферными плитами и маркирует южную точку Атлантического срединно-океанического хребта, то не трудно оценить, что в

1900 г. магнитная силовая линия, выходящая из точки «3», имела номер $L=2.15$, а в 2015 г. будет иметь номер $L=2.70$. Соответственно, в 1900 г. координаты ее магнитосопряженной точки были 39.51°N , 32.15°W , а в 2015 г. будут 52.85°N , 28.50°W . То есть в течение последнего века магнитная силовая линия, выходящая из южной точки Атлантического срединно-океанического хребта, могла входить в северную часть того же самого хребта, смещаясь по широте в северном направлении. Это позволяет предположить, что структурные нарушения земной коры, вытянутые вдоль меридианов, также могут быть следствием функционирования глобальной электрической цепи, конфигурация которой может изменяться в соответствии с вековыми изменениями геометрии геомагнитного поля.

Поскольку все точки земной коры пронизаны магнитными силовыми линиями и каждая из них имеет две магнитосопряженные точки на земной поверхности, возникает закономерный вопрос: «Почему магнитосопряженные сейсмотектонические структуры «привязаны» только к конкретным силовым линиям?» В рамках концепции ГЭЦ эта особенность ожидаема, так как электрический ток в локальном витке цепи, который может быть «триггером» для разрядки накопившегося напряжения в горной породе, может возникнуть только в момент замыкания конкретного витка ГЭЦ. Эффективность замыкания зависит от электрической проводимости, а поскольку не все районы земной

коры и верхней мантии (где происходят землетрясения) имеют достаточную проводимость, можно ожидать, что только те силовые линии, которым «повезло» выйти из зон разломов земной коры (где проводимость ожидается повышенной) и войти в такие же зоны, могут иметь шанс стать замкнутыми при прочих благоприятных условиях (достаточной в данный момент проводимости атмосферы). Понятно, что эти рассуждения носят спекулятивный характер и требуются практические доказательства замыкания ГЭЦ и в атмосфере, и в твердой земле.

Тесная магнитная сопряженность обнаружена между зонами сейсмичности, приуроченными к южной границе литосферной плиты Нацка и северным границам плит Кокос и Карибская (рис. 4). В то же время «одновременности» в возникновении землетрясений в этих магнитосопряженных зонах не обнаружено, во всяком случае для анализируемых землетрясений с магнитудой 5.0 и выше. Тем не менее для окончательного заключения требуется более глубокий анализ с использованием данных о землетрясениях с меньшими

магнитудами.

В целом, результаты статьи следует рассматривать как новый фактологический материал, который при дальнейшем развитии сможет расширить и углубить знания в области взаимосвязи геодинамики, тектоники и геомагнетизма, но еще много дополнительной работы требуется выполнить в этом направлении.

5. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны профессору С.И. Шерману за внимание к данным результатам, первоначально представленным на одной из секций 33-й Генеральной ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии (Москва, август 2012 г.), и предложение рассмотреть возможность их опубликования в журнале. Авторы глубоко благодарны рецензентам работы за проведенный анализ и ценные замечания, которые несомненно способствовали улучшению статьи.

6. ЛИТЕРАТУРА

- Afonin V.V., Molchanov O.A., Kodama T., Hayakawa M., Akentieva O.A., 1999. Ionospheric response to long seismic influence: Search for reliable result from satellite observations. In: Hayakawa M. (Ed.), *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*. Terra Scientific Publishing Company, p. 597–618.
- Bering E.A., Few A.A., Benbrook J.R., 1998. The Global Electric Circuit. *Physics Today* 51 (10), 24–30. <http://dx.doi.org/10.1063/1.882422>.
- Harrison R.G., 2004. The global atmospheric electrical circuit and climate. *Surveys in Geophysics* 25 (5–6), 441–448. <http://dx.doi.org/10.1007/s10712-004-5439-8>.
- Harrison R.G., Aplin K., Rycroft V., 2010. Atmospheric electricity coupling between earthquake regions and the ionosphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 72 (5–6), 376–381. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2009.12.004>.
- Khachikjan G., 2009. Spatial scale earthquake statistics in geomagnetic coordinates. In: *Proceedings of International earthquake symposium*. Kocaeli, August 17–19, 2009. p. 407–413. Available from: <http://kocaeli2009.kocaeli.edu.tr> (last accessed 13.05.2013.).
- Makarova L.N., Shirochkov A.V., 1998. A new approach to the global electric circuit conception. Available from: <http://www.sgo.fi/SPECIAL/Contributions/Makarova.pdf> (last accessed 13.05.2013.).
- National Research Council Commission on Physical Sciences, Mathematics, and Applications. *The Earth's Electrical Environment*. National Academies Press, Washington D.C., 1986. Available from: <http://books.nap.edu/books/0309036801/html/211.html#pagetop> (last accessed 13.05.2013.).
- Němec F., Santolík O., Parrot M., 2009. Decrease of intensity of ELF/VLF waves observed in the upper ionosphere close to earthquakes: A statistical study. *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 114 (A4), A04303. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JA013972>.
- Ohtani S., Fujii R., Hesse M., Lysak R., 2000. Magnetospheric Currents Systems. Part of the Geophysical monograph series 118, 401 p.
- Pulinets S.A., 2009. Physical mechanism of the vertical electric field generation over active tectonic faults. *Advances in Space Research* 44 (6), 767–773. <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2009.04.038>.
- Pulinets S.A., Biagi P., Tramutoli V., Legen'ka A.D., Depuev V.Kh., 2007. Irpinia earthquake 23 November 1980 – Lesson from Nature reviled by joint data analysis. *Annales of Geophysics* 50 (1), 61–78. <http://dx.doi.org/10.4401/ag-3087>.
- Pulinets S.A., Boyarchuk K.A., 2004. *Ionospheric Precursors of Earthquakes*. Berlin, New York: Springer. 316 p.
- Ruzhin Yu.Ya., Larkina V.A., Depueva A.Kh., 1998. Earthquake precursors in magnetically conjugated ionosphere regions. *Advances in Space Research* 21 (3), 525–528. [http://dx.doi.org/10.1016/S0273-1177\(97\)00892-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0273-1177(97)00892-2).
- Rycroft M.J., Israelsson S., Price C., 2000. The global atmospheric electric circuit, solar activity and climate change. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 62 (17–18), 1563–1576. [http://dx.doi.org/10.1016/S1364-6826\(00\)00112-7](http://dx.doi.org/10.1016/S1364-6826(00)00112-7).

- Stovas M.V., 1975. The selected works. Nedra, Moscow, 155 p. (in Russian) [*Стовас М.В. Избранные труды. М.: Недра, 1975. 155 с.*].
- Tsyganenko N.A., 2008. Geopack: A Set of Fortran Subroutines for Computations of the Geomagnetic Field in the Earth's Magnetosphere. Available from: <http://geo.phys.spbu.ru/~tsyganenko/Geopack-2008.html> (last accessed 13.05.2013.).
- Wilson C.T.R., 1921. Investigations on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 221 (582–593), 73–115. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.1921.0003>



Хачикян Галина Яковлевна, докт. физ.-мат. наук, г.н.с.
ДТОО Институт ионосферы АО «Национальный центр космических исследований и технологий»,
Национальное космическое агентство Республики Казахстан
050020, Республика Казахстан, Алматы, Каменское плато
✉ e-mail: galina.khachikyan@gmail.com

Khachikyan, Galina Ya., Doctor of Physics and Mathematics, Chief Researcher
LLC Institute of Ionosphere JSC National Center for Space Research and Technology,
National Space Agency of Kazakhstan, Almaty, Republic of Kazakhstan
Kamenskoye Plato, Almaty 050020, Republic of Kazakhstan
✉ e-mail: galina.khachikyan@gmail.com



Жакупов Нурлан Самратович, н.с.
ТОО Институт сейсмологии, АО «Национальный Научно-Технологический Холдинг “ПАРАСАТ”»,
Министерства образования и науки Республики Казахстан
050060, Алматы, ул. Аль-Фараби, 75А, Республика Казахстан
e-mail: NZ@mail.ru

Zhakupov, Nurlan S., Researcher
LLC Institute of Seismology JSC National Science and Technology Holding PARASAT,
Ministry of Education and Science of Kazakhstan
Al-Farabi, 75A, Almaty 050060, Republic of Kazakhstan
e-mail: NZ@mail.ru



Кадырханова Назигуль Жунусхановна, м.н.с.
ТОО Институт сейсмологии, АО «Национальный Научно-Технологический Холдинг “ПАРАСАТ”»,
Министерства образования и науки Республики Казахстан
050060, Алматы, ул. Аль-Фараби, 75А, Республика Казахстан
e-mail: NZ@mail.ru

Kadyrkhanova, Nazigul' Zh., Junior Researcher
LLC Institute of Seismology JSC National Science and Technology Holding PARASAT,
Ministry of Education and Science of Kazakhstan
Al-Farabi, 75A, Almaty 050060, Republic of Kazakhstan
e-mail: NZ@mail.ru

<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0098>

XXV ALL-RUSSIA YOUTH CONFERENCE ON STRUCTURE OF LITHOSPHERE AND GEODYNAMICS, IRKUTSK, RUSSIA, APRIL 23–28, 2013

V. A. Babicheva, A. A. Rybchenko, I. A. Filinov

Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: The article presents an overview of the XXV All-Russia Youth Conference on Structure of Lithosphere and Geodynamics. It took place on April 23–28, 2013 at the Institute of the Earth's Crust in Irkutsk.

Key words: lithosphere, geodynamics, tectonics, magmatism, metamorphism, geochemistry, hydrogeology, engineering geology, GIS, geophysics, mineralogy, geomorphology.

Recommended by E.V. Sklyarov

Citation: Babicheva V.A., Rybchenko A.A., Filinov I.A. 2013. XXV All-Russia youth conference on structure of lithosphere and geodynamics, Irkutsk, Russia, April 23–28, 2013. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 197–201. doi:10.5800/GT-2013-4-2-0098.

XXV ВСЕРОССИЙСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОДИНАМИКА», ИРКУТСК, РОССИЯ, 23–28 АПРЕЛЯ 2013 Г.

В. А. Бабичева, А. А. Рыбченко, И. А. Филинов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Представлена информация, в том числе тематический обзор, по XXV Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика», состоявшейся 23–28 апреля 2013 г. в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск).

Ключевые слова: литосфера, геодинамика, тектоника, магматизм, метаморфизм, геохимия, гидрогеология, инженерная геология, геоинформационные системы, геофизика, минералогия, геоморфология.

В апреле 2013 года в стенах Института земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН) в г. Иркутске состоялась XXV Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика», организованная силами Совета научной молодежи ИЗК СО РАН при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований

(РФФИ) и Объединенного совета молодых ученых ИНЦ СО РАН.

Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика» – это традиционное научное совещание, которое проводится в Институте земной коры СО РАН начиная с 1959 года. Первона-



На заседании: пленарный доклад В.А. Санькова (Институт земной коры СО РАН).

At the plenary meeting. Presentation of the report by V.A. San'kov (Institute of the Earth's Crust SB RAS).

начально в течение некоторого периода времени молодежные конференции состоялись здесь ежегодно, в настоящее время они проводятся с частотой раз в два года.

По полученным Оргкомитетом материалам подсчитано, что очно и заочно в конференции приняли участие 127 человек. С докладами по семи тематическим направлениям выступили 56 молодых исследователей из 10 городов России, а на открытии конференции бы-

ли также представлены три пленарных доклада. Представители 14 научных, производственных и образовательных учреждений Иркутска, Владивостока, Екатеринбурга, Москвы, Новосибирска, Омска, Томска, Тюмени, Улан-Удэ, Читы докладывали о результатах своих работ. Среди общего числа участников мероприятия большинство составляли научные сотрудники (57 %), из которых ровно половина – кандидаты наук, доля аспирантов достигала 16 %, инженеров, лаборан-



Моменты общения коллег в неформальной обстановке.

Communication between colleagues during the breaks.





Участники геологической экскурсии.

Participants of the geological excursion.

тов и стажеров-исследователей, занимающихся научной деятельностью, – 19 % и студентов вузов – 8 %. В сравнении со статистикой прошлого совещания отмечено повышение активности со стороны уже опытных научных сотрудников, в 2011 году эта категория участников составляла лишь 36 %, а доля участия аспирантов снизилась – в 2011 году их было 31 %.

К началу работы конференции был издан сборник материалов объемом 162 страницы, насчитывающий 79 тезисов. По тематическим направлениям, охватывающим самый широкий спектр проблем, изучаемых современной геологией, все материалы подразделялись на семь секций: «Общая геология и тектоника», «Петрология магматических и метаморфических комплексов», «Геохимия и рудообразование», «Эволюция осадочных бассейнов», «Современная геодинамика, неотектоника и геоморфология», «Гидрогеология, инженерная геология и геоэкология», «Геофизические методы исследований и геоинформатика».

На открытии конференции 23 апреля после приветствий организаторов слово было предоставлено ведущим специалистам, старшим коллегам для пленарных выступлений. Интересный научный доклад, раскрывающий вопросы новейшего орогенеза и рифтогенеза в Центральной Азии, сделал заведующий лабораторией изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН, д.г.-м.н. С.В. Рассказов. Следующий, не менее интересный и познавательный, доклад, представленный заведующим

лабораторией современной геодинамики ИЗК СО РАН, к.г.-м.н. В.А. Саньковым, касался изучения позднекайнозойских и современных деформаций литосферы Евразии. В завершение секции пленарных выступлений свой исключительно богатый фактическим материалом доклад на тему фундаментальных и прикладных аспектов изучения гидрогеологии осадочных бассейнов Сибири представил ведущий специалист Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (г. Новосибирск), к.г.-м.н. Д.А. Новиков. Таково было начало совещания, далее рабочие заседания проходили по заявленным тематическим секциям.

Вечернее заседание первого дня конференции проходило в рамках секции «Общая геология и тектоника» и было посвящено различным по масштабам изучения проблемам: от прогноза нефтегазоносности отложений баженовской свиты Западной Сибири до особенностей вторичной минерализации в одной из пещерных систем Западного Кавказа. Рассматривались также вопросы развития отдельных тектонических структур, кимберлитовых тел, петрографии и возраста терригенных отложений. Большое количество вопросов вызвал доклад о морфологии и строении плейстоценовых микрометеоритов из озера Байкал.

На секции «Геохимия и рудообразование», которой было посвящено утреннее заседание 24 апреля, участники конференции представили 10 устных и один стендовый доклад. Традиционно значительная часть



Рабочие моменты геологической экскурсии по Тункинской долине.

The geological excursion in the Tunka valley.

докладов была объединена общей территорией исследования – это Северо-Западная и Центральная Монголия. Молодые ученые успешно представляли результаты своих исследований в области рудной минерализации в габброидных массивах Монгольского Алтая, распределения редкоземельных элементов в мантийных ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии, а также формирования золоторудных полей на севере Иркутской области. Кроме того, прозвучали доклады о механизмах накопления урана в донных осадках соленых озер, расположенных в Прибайкалье, и особенностях распределения и накопления ртути в донных осадках и аутигенных образованиях Чукотского моря.

Во второй половине дня состоялось заседание объединенной секции «Петрология магматических и метаморфических комплексов» и «Эволюция осадочных бассейнов». Здесь с большим интересом обсуждались вопросы геохимии и генезиса пород различного состава и локализации, представлены такие привлекательные с точки зрения минералогии объекты, как Тажеранский щелочной массив в Западном Прибайкалье и лерцолитовые комплексы Южного Урала. Часть докладов касалась проблемы возраста докембрийских осадочных комплексов. Были по достоинству высоко оценены доклады коллег из ИЗК СО РАН, посвященные геоархеологическим находкам, а также палеонтологическим исследованиям, которые позволили реконструировать изменения структуры ландшафтов и палеоэкологических условий в течение позднего плейстоцена.

25 апреля – заседание секции «Гидрогеология, инженерная геология и геоэкология». Тематика секции охватила широкий круг проблем гидрогеологии нефтегазоносных отложений, гидрогеохимии подземных

вод, инженерно-геологической оценки четвертичных отложений, состава и свойств грунтов. Целая группа докладов была посвящена вопросам загрязнения окружающей среды, а именно разработке методов определения качества питьевой байкальской воды, исследованию источников антропогенного воздействия на подземные воды г. Иркутска, влиянию выбросов Ново-Иркутской ТЭЦ на акваторию Южного Байкала и особенностям ртутного загрязнения в Приангарье.

26 апреля – заключительное секционное заседание и официальное закрытие конференции. В работе объединенной секции «Современная геодинамика, неотектоника и геоморфология» и «Геофизические методы исследований и геоинформатика» было представлено 14 докладов. Молодые исследователи продемонстрировали свои достижения в области математического и физического моделирования, применяемого для реконструкции развития рельефа и анализа цифровых моделей разломных зон, представили разработки информационной системы для интегрирования данных по активной тектонике и результаты парагенетического анализа трещиноватости в исследованиях разломного строения верхней части земной коры. Кроме того, доклады этой секции были посвящены изучению миграции сейсмической активности сдвиговых разломных зон, мониторингу сейсмичности Прибайкалья, повышению эффективности расчетных методов сейсмического микрорайонирования и результатам натурных испытаний по инициации деформационно-волновых колебаний в ледяном покрове Байкала.

На заключительной дискуссии участниками совещания и, что особенно важно, старшими коллегами был отмечен высокий научный уровень докладов, прежде всего в части аналитического обоснования вы-

водов. Говорилось об эффективности и практической ценности прошедшей конференции, показавшей широту и многообразие исследований и направлений в области решения задач в различных сферах наук о Земле. Также организаторы и участники выразили благодарность РФФИ, Президиуму СО РАН и дирекции Института земной коры СО РАН за финансовую поддержку в организации и проведении мероприятия.

На протяжении уже многих лет в завершение конференции проводится геологическая экскурсия, ставшая визитной карточкой этого совещания. В рамках 25-й конференции «Строение литосферы и геодинамика» 27–28 апреля была проведена полевая геологическая экскурсия по Тункинской рифтовой долине (Республика Бурятия). В программу входило посещение вулканических шлаковых конусов, уступа Тункинского разлома, минеральных источников, травертинов, водопадов, а также Аршанского дацана. На экскурсии в Тункинской долине побывали 23 участника конференции, руководил экскурсией с.н.с. ИЗК СО РАН, к.г.-м.н. А.А. Щетников.

Участники ознакомились с общей морфологией сбросового уступа на борту Тункинской рифтовой долины и следами проявления на ней разнообразных тектонических и экзогенных процессов. Во время экскурсии на водопады тектонического типа, широко развитые на краевых сбросовых уступах, участники посетили наиболее известный из данной группы, занесенный во все кадастры памятников природы Прибайкалья водопад, расположенный на р. Кынгарга в полутора километрах от курорта Аршан. Также узнали об экзотической особенности четвертичного осадкообразования в Тунке – участии в нем травертинов, выпадающих из минеральных источников (Аршан, Папий Аршан и др.) в верхних частях предгорного откоса – системы слившихся конусов выноса под северным бортом рифтовой долины. Во время экскурсии на вулканические конусы Тункинской впадины, выступающие из-под покрова аллювиальных отложений, было показано, как геоморфологическая позиция вулканов отображает их участие в процессе общего погружения днища рифта.



Бабичева Виктория Аркадьевна, канд. геол.-мин. наук, н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: khak@crust.irk.ru

Babicheva, Victoria A., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: khak@crust.irk.ru



Рыбченко Артем Александрович, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: rybchenk@crust.irk.ru

Rybchenko, Artem A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: rybchenk@crust.irk.ru



Филинов Иван Анатольевич, канд. геол.-мин. наук, н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: filinov@crust.irk.ru

Filinov, Ivan A., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: filinov@crust.irk.ru