

## Прорыв в изучении и датировании новейшего вулканизма Байкальской рифтовой системы и его значение для понимания новейшей геодинамики Азии

И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>, С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск

<sup>2</sup> Иркутский государственный университет, Иркутск

**Аннотация.** История изучения и датирования новейшего вулканизма Байкальской рифтовой системы (БРС) условно разделяется на этапы: 1) до 1950-х гг. (открытие молодых вулканов), 2) 1950–1960-х гг. (первичное определение возраста кайнозойских вулканогенно-осадочных толщ по палеонтологическим данным), 3) 1970–1980-х гг. (определение последовательности образования вулканических толщ в развитии рельефа и получение первых радиоизотопных данных о возрасте вулканических пород), 4) 1980–2005-х гг. (накопление геохронометрических и геохимических данных по вулканическим территориям Азии) и 5) 2005–2023 гг. (синтез геохронометрических и геохимических данных). Результатом прорыва в изучении и датировании новейшего вулканизма БРС явилось обоснование обстановки развития мантийных расплавных аномалий в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре (ЯБГК) и в его перекрытии областью Индо-Азиатской конвергенции. Прорыв в датировании вулканических пород, оформившийся к 2012 г., на территории Центральной Монголии был в основном подтвержден массовым  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  датированием 2018 г.

**Ключевые слова:** кайнозой, новейший геодинамический этап, Байкальская рифтовая система, Азия, вулканизм, K–Ar метод,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  метод,  $^{14}\text{C}$  метод, U–Th метод.

## Breakthrough in Research and Dating of Latest Volcanism in the Baikal Rift System and its Significance for Understanding Latest Geodynamics of Asia

I.S. Chuvashova<sup>1,2</sup>, S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk

<sup>2</sup> Irkutsk State University, Irkutsk

**Abstract.** The history of studying and dating the latest volcanism of the Baikal Rift System (BRS) is conventionally divided into stages: 1) until the 1950s (discovery of young volcanoes), 2) 1950–1960s (primary determination of the age of the Cenozoic volcanogenic-sedimentary sequences using paleontological data), 3) 1970–1980s (determination of sequence of volcanic strata in the development of relief and pioneering radioisotope dating of volcanic rocks), 4) 1980–2005 (growth of geochronological and geochemical data on volcanic areas of Asia), and 5) 2005–2023 (synthesis of geochronological and geochemical data). The breakthrough in studying and dating of latest volcanism in the BRS resulted in substantiation of the development of mantle melting anomalies in the Japan–Baikal Geodynamic Corridor (JBGC) and its overlap by the Indo-Asian Convergence Region. A breakthrough in studying and dating of volcanic rocks that occurred by 2012 was basically confirmed by mass  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  dating of 2018 in Central Mongolia.

**Keywords:** Cenozoic, recent geodynamic stage, Baikal Rift System, Asia, volcanism, K–Ar method,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  method,  $^{14}\text{C}$  method, U–Th method.

## **Введение**

Байкальская рифтовая система (БРС) была выделена и получила всестороннее обоснование благодаря работам Иркутской геологической школы, в которой существенную роль играет изучение кайнозойского вулканизма (Рассказов и др., 2010; 2022; Лопатин, Томилев, 2011). Современное понимание роли вулканизма в БРС явилось результатом исследований нескольких поколений геологов. Ранние работы были описательными. С развитием геоморфологических, палеонтологических, а затем и радиоизотопных исследований появилась возможность датирования вулканических пород. С накоплением радиоизотопных датировок и геохимических данных произошел прорыв в понимании значения вулканизма для расшифровки новейшей геодинамики Азии.

Цель настоящей статьи – дать обзор работ по изучению вулканизма и определению возраста вулканических пород новейшего геодинамического этапа, опубликованных в разное время, которые в порядке дискуссии и разрешения противоречий и заблуждений способствовали развитию существующих ныне представлений о геодинамике БРС и других регионов Азии.

## **От палеонтологического и геоморфологического обоснования возраста вулканогенно-осадочных толщ к радиоизотопному датированию вулканических пород**

История датирования новейшего вулканизма БРС условно разделяется на этапы: 1) до 1950-х гг., 2) 1950–1960-х гг., 3) 1970–1980-х гг., 4) 1990 – середина 2000-х гг. и 5) середина 2000-х гг. – настоящее время. На каждом этапе были достигнуты результаты, которые использовались в последующих исследованиях. На первом этапе были открыты молодые вулканы, на втором – дано первичное определение возраста кайнозойских вулканогенно-осадочных толщ по геоморфологическим и палеонтологическим данным, на третьем – определены последовательности образования вулканических толщ в развитии горного рельефа и получены первые радиоизотопные данные о возрасте вулканических

пород, на четвертом – накоплен большой массив геохронометрических и геохимических данных по вулканическим территориям Азии и на пятом – проведен синтез геохронометрических и геохимических данных с обоснованием модели развития БРС в структуре Японско-Байкальского геодинамического коридора (ЯБГК) и в его перекрытии областью Индо-Азиатской конвергенции.

### **Этап до 1950-х гг.: открытие молодых вулканов**

Сначала изучение вулканизма имело описательный характер. В возрастном отношении вулканы рассматривались как наиболее молодые (кайнозойские) образования.

Самый доступный район Восточной Сибири с кайнозойскими вулканами – Тункинская впадина – привлек внимание путешественников уже в 18-м столетии. В 1855 г. Н.Г. Меглицкий описал в Тункинской котловине, около дер. Талой, две параллельные гряды лавовых холмов, назвав их вулканами, и обратил внимание своих современников на возможность употребления базальтов в качестве порошкообразного гидравлического цемента. Первые сообщения о результатах изучения петрографического состава пород тункинских вулканов были опубликованы в Трудах Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей Е.О. Романовским, который дал микроскопическое описание базальтов (1876 г.), и В.В. Голубцовой, которая привела два первых химических анализа пород (1887 г.).

Серия работ по тункинским вулканам была опубликована в первой половине 20-го столетия. Так, А.В. Львовым (1924) были охарактеризованы отдельные вулканы (Хобокский и Култукский). В статье, посвященной микроскопическому изучению тункинских лав, В.Н. Лодочников (1938) сделал вывод об увеличении количества вулканического стекла одновременно с уменьшением количества моноклинного пироксена и титанистого магнетита. В другой статье (Лодочников, 1941) он отметил, что «в базальтах Юго-Западного Прибайкалья мы имеем перед собой не трещинные излияния и уже, во всяком случае, не главным образом трещинные излияния, а продукты из-

вержений однородных лавовых вулканов типа Гавайи». В 1930-х и 1940-х гг. проводилось государственное геологическое картирование территории Юго-Западного Прибайкалья и Восточного Саяна в масштабе 1:200 000. О буднях геологов-съёмщиков тех лет опубликованы воспоминания Н.А. Флоренсова (2009) к 100-летию со дня его рождения.

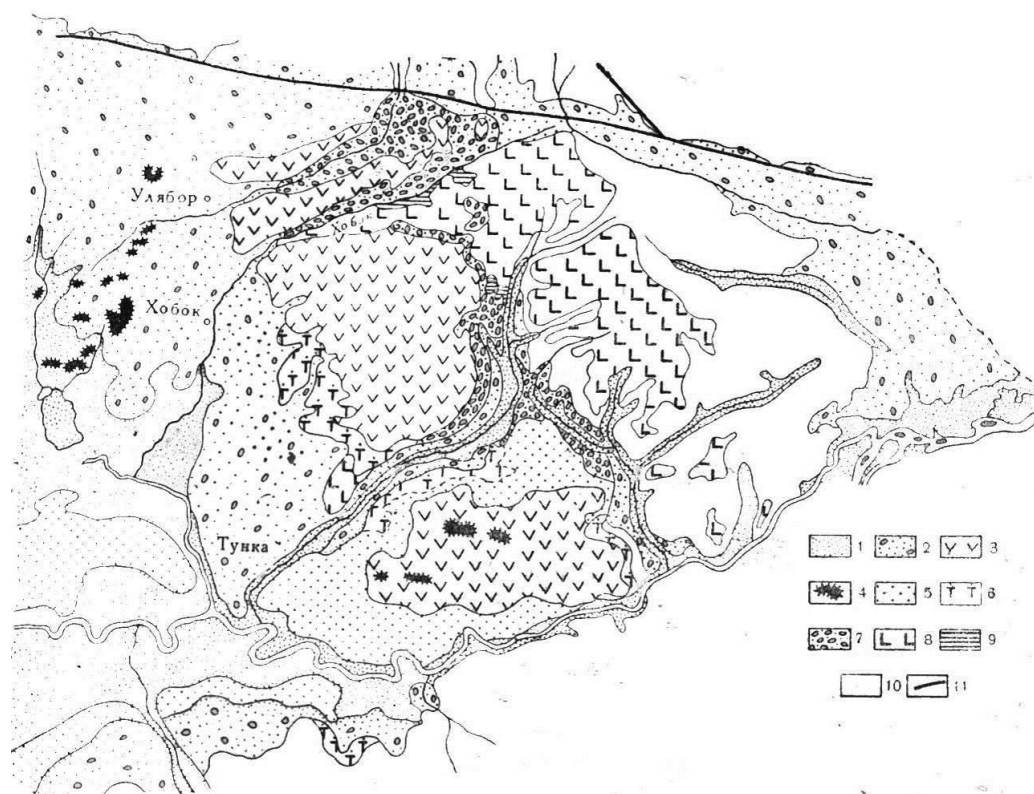
В 1865 году началось изучение вулканов Восточного Саяна П.А. Кропоткиным (1867). На Витимском плоскогорье, вблизи дороги Романовка–Багдарин, А.П. Герасимовым в 1905 г. были открыты вулканы Мушкетова и Обручева, П.И. Преображенским в 1915 г. – вулкан Лопатина. В предвоенное время молодые вулканические породы были отмечены на других территориях юга Сибири и Монголии (Окнова, 1940). Появились первые сведения о кайнозойском вулканизме хр. Удокан Северного Забайкалья (Арсеньев, 1940).

*Этап 1950–1960-х гг.: первичное определение возраста кайнозойских вулканогенно-*

*осадочных толщ по геоморфологическим и палеонтологическим данным*

В это время началось систематическое изучение кайнозойских вулканических и осадочных пород юга Сибири и сопредельных территорий. Породы датировались исходя из их соотношений с фаунистически или флористически охарактеризованными осадочными отложениями.

Важнейшее геологическое значение имели разработки стратиграфических схем кайнозоя. В 1952 г. Н.А. Логачевым под руководством Н.А. Флоренсова было выполнено геологическое картирование Тункинской впадины и Еловского отрога в масштабе 1:100 000. В осадочных отложениях была найдена третичная и четвертичная фауна и флора с соответствующим обоснованием третичного и четвертичного возраста закартированных вулканов и лавовых покровов (рис. 1).



**Рис. 1.** Схема распространения базальтов в Тункинской впадине и на Еловском отроге, по Н.А. Флоренсову и др. (1952 г.). 1 – пески, супеси, галечники; 2 – пески, галечники и флювиогляциальные отложения; 3 – оливинные базальты (четвертичные); 4 – вулканические шлаки и вулканы; 5 – озёрные и дельтовые пески; 6 – туфогенно-осадочная серия пород; 7 – конгломераты, пески, супеси и глины; 8

– оливиновые базальты (третичные); 9 – алевролиты, глины, бурые угли; 10 – породы древнего основания; 11 – тектонические зоны. Из работы (Белов, 1963).

**Fig. 1.** Scheme of distribution of basalts in the Tunka Basin and on the Elovka spur after N.A. Florensov et al. (compiled in 1952). 1 – sands, sandy loam, pebbles; 2 – sands, pebbles and fluvioglacial sediments; 3 – olivine basalts (Quaternary); 4 – volcanic slag and volcanoes; 5 – lacustrine and deltaic sands; 6 – tuffaceous-sedimentary series of rocks; 7 – conglomerates, sands, sandy loams, and clays; 8 – olivine basalts (tertiary); 9 – siltstones, clays, brown coals; 10 – basement rocks; 11 – tectonic zones. The scheme was published by Belov (1963).

Представления о геологии и стратиграфии Тункинской впадины и Еловского отрога, сложившиеся к середине 1950-х гг., отражены в двух статьях Н.А. Логачева (1954, 1956), а также совместной статье Н.А. Логачева и Е.В. Кравченко (1955). В результате работ, проведенных в 1950-х гг., в Тункинской впадине и Еловском отроге выявлена стратиграфическая последовательность лав и осадочных отложений, характеризующих в целом осадочное наполнение впадин байкальского типа в рамках свит: 1) угленосной (позднее получившей название танхойской свиты) – миоцен и нижний плиоцен, 2) охристой (позднее получившей название ановской свиты) – верхний плиоцен, 3) туфогенно-осадочной (ахаликской) – верхний плиоцен и постплиоцен, 4) песчаной (средний? и верхний плейстоцен) (Логачев, 1958).

Важнейшим следствием датирования вулканогенно-осадочных толщ явилось отделение плиоцен-четвертичной полосы поднятий и впадин, протягивающейся на 1800 км вдоль южного края Сибирской платформы, от мезозойских впадин Забайкалья. Эта новейшая морфоструктура была обозначена как Байкальская рифтовая зона (БРЗ) (Флоренсов, 1960).

Кайнозойские базальты были охарактеризованы не только в БРЗ, но и за ее пределами: в междуречья Ии и Уды (центральная часть Восточного Саяна) (Бураков, Федоров, 1954), на Окинском плоскогорье (юго-восток Восточного Саяна), в Восточной Туве и в Центральной Монголии (Обручев, 1950; Обручев, Лурье, 1954).

На Окинском плоскогорье С.В. Обручевым (1950) были обследованы и опробованы на палинологический анализ миоценовые осадочные отложения из линзы в основании обнажения г. Дозорой-Урда-Хирписа. Группа крупных щитовых вулканов, расположенных в междуречье Бий-Хема (Большого Енисея) и Хамсары исследовалась при государственном геологическом картировании масштаба 1:200000. Результаты изучения ледниковых и вулканогенных образований

наиболее полно отражены в монографии М.Г. Гросвальда (1965). Вулканогенный комплекс был разделен на две толщи: нижнюю – вулканокластическую и верхнюю – лавовую. В разрезе вулканокластической толщи были обнаружены валунные туфы со штрихами, образовавшимися при движении ледника. Был сделан вывод об их формировании при подледных извержениях. Вулканизм сопредельной территории Окинское плоскогорья изучался М.Г. Гросвальдом (Гросвальд и др., 1959, Гросвальд, 1965), а также А.И. Киселевым и М.Е. Медведевым (1969). В это время неоднократно посещались и подробно характеризовались голоценовые вулканические конусы и лавовые потоки пади Хикушка и долины Жом-Болока (Адамович и др., 1959; Гросвальд, 1965; и др.).

Обращалось внимание на пространственную разобщенность рифтогенеза и вулканизма. Эти процессы рассматривались как парагенетические, имеющие общую первопричину в недрах Земли (Флоренсов и др., 1968).

*Этап 1970–1980-х гг.: определение последовательности образования вулканических толщ в развитии горного рельефа и получение первых радиоизотопных данных о возрасте вулканических пород*

С наступлением этого этапа исследований, с одной стороны, было продолжено изучение последовательностей вулканических пород с обозначением их возрастных соотношений по положению в горном рельефе (Тектоника ..., 1973; Логачев, 1974; Антощенко-Оленев, 1975), с другой стороны, был сделан акцент на изучение петрохимии кайнозойских вулканических пород и их глубинных включений в БРЗ и на сопредельных территориях, часто без определения возраста вулканических пород (Кеpezинскас, 1979; Гладких и др., 1980; Кеpezинскас и др., 1987; и др.). Накопление в осевых впадинах БРЗ преимущественно тонкообломочных (угленосных) отложений миоцена – нижнего плиоцена, отнесенных к угленосной

(танхойской) свите, связывалось с раннеорогенным этапом неотектонического развития территории, а накопление грубообломочных молассоидов верхнего плиоцена – эоплейстоцена в осевых впадинах БРЗ, выделенных в аносовскую свиту, – с поднятием обрамляющих их высоких горных хребтов (Тектоника ..., 1973; Логачев, 1974).

При общем анализе характера толщ вулканических пород БРЗ и сопредельных территорий был сделан вывод о том, что «...во всех вулканических районах Байкальского рифта и за его пределами базальтовые породы имеют непрерывный спектр химических составов от сильно щелочных до толеитовых. Колебание уровня щелочности не приурочено к какому-то определенному периоду вулканической активности, оно наблюдается на протяжении всей истории вулканизма этого региона» (Киселев и др., 1979; стр. 163). Геохронологическая основа для такого вывода в цитируемой монографии, однако, еще не была создана, хотя в стратиграфических исследованиях вулканогенно-осадочных толщ БРЗ, сопровождавшихся геоморфологическими и неотектоническими построениями, вулканические породы уже подразделялись на ранние (миоцен-нижнеплиоценовые) и поздние (верхнеплиоценовые-четвертичные) (Тектоника ..., 1973; Логачев, 1974). Первые, расположенные в вершинном поясе гор, рассматривались как «вершинные базальты», вторые, располагавшиеся в современных речных долинах, объединялись под общим названием «долинные базальты». «Вершинные» и «долинные» базальты отчетливо разделялись между собой в бассейне р. Джиды Западного Забайкалья (Антощенко-Оленев, 1975) и в Восточном Саяне (Киселев и др., 1979).

Были сделаны выводы о сложных неотектонических движениях фундамента в кайнозое Джидинского района Западного Забайкалья. Предполагалось, что поднятие территории и расчленение фундамента эрозией на глубину до 400 м произошло здесь после излияний покровных миоценовых базальтов. Во время излияний «долинных» потоков район вулканизма был вновь вовлечен в нисходящие движения. В долинах определены вулканогенно-осадочные отложения мощностью до 150 м (Антощенко-Оленев, 1975). Этот район оказался вовлеченным в нисходящие движения периферического прогиба БРЗ (Рассказов, 1985).

В конце 1960-х и в 1970–1980-х гг. были получены первые К–Аг датировки вулканических пород Байкало-Монгольского региона (Габуня, Рубинштейн, 1968; Mellet, 1968; Габуня и др., 1975; Девяткин, Смелов, 1978; Девяткин, 1981; Багдасарьян и др., 1981; Логачев и др., 1982; Базаров и др., 1984; Шувалов, Николаева, 1985; Рассказов и др., 1985, 1989; Самойлов и др., 1988а,б) и первые радиоуглеродные датировки голоценовых вулканических извержений (Девирц и др., 1981).

На этом этапе исследований позднекайнозойского вулканизма Восточного Саяна проводилось государственное геологическое картирование масштаба 1:50000 (Курганьков, 1986; 1988; Курганьков, Мацера, 1987; Мацера, Рассказов, 1990; Рассказов и др., 1989; Рассказов, 1993). В ходе этих работ были определены три разновозрастные генерации вулканических пород: 1) ранне-среднемиоценовая (около 17 млн лет), 2) позднемиоценовая (около 8 млн лет) и 3) плиоцен-четвертичная (последние 2 млн лет). Позже по новым результатам К–Аг датирования В.В. Ярмолук и др. (1999) разделили интервал последних 2.2 млн лет на девять этапов вулканизма. Используя опубликованные и новые К–Аг и  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  данные, С.В. Рассказов и др. (2000), охарактеризовали вулканическую деятельность Восточно-Тувинского поля в рамках трех интервалов, проявленных в Восточном Саяне и отраженных в основных стратонах Окинского плоскогорья: сорокской, хирписинской и хирбэсинской свит.

Химический состав лав Восточно-Тувинского поля охарактеризован в работах (Гладких и др., 1980; Кепежинская и др., 1987; Курганьков, 1988; Рассказов и др., 1988; 1989). В работах С.В. Рассказова и др. (1988, 1989) установлено заметное отличие химического состава ранне-среднемиоценовых и четвертичных лав. Более радиогенный состав стронция в лавах ранне-среднемиоценового возраста связывался с вовлечением в плавление материала нижней коры. Показано преобладание на Восточно-Тувинском поле пород умеренно-щелочного состава. В западной части вулканического ареала Восточной Тувы, в бассейне р. Улуг-О установлены высокощелочные (тефритовые) лавы. В.В. Кепежинская с соавторами (1987) отметили тефритовые лавы в вулканической постройке Дерби-Тайга Восточно-Тувинского вулканического поля.

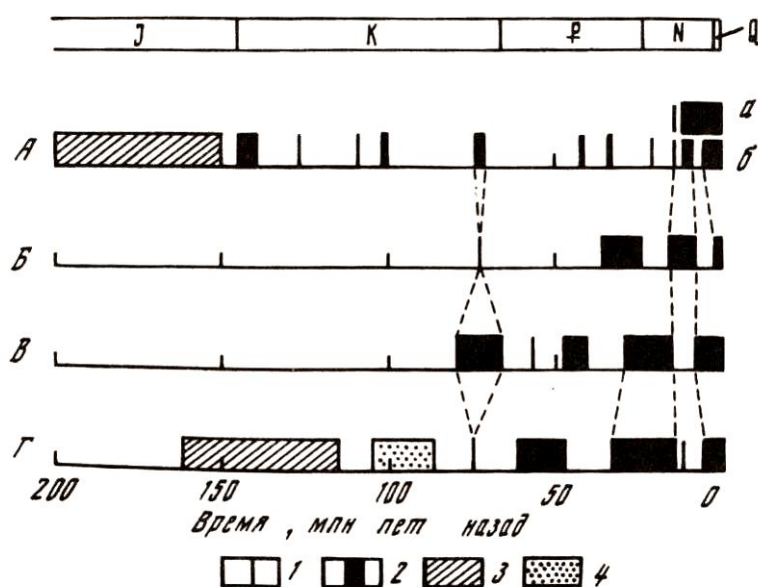
При корреляции датировок (рис. 2) в конце этапа первичного накопления геохронометрических данных в работе (Рассказов, 1990) обращалось внимание на:

– различающиеся обстановки развития мел-палеогенового вулканизма в Забайкалье и Восточном Саяне – Тункинской долине. На первой территории масштабные базальтовые излияния сменяли юрский калиевый щелочной эффузивно-интрузивный магматизм среднего и кислого состава; на второй территории более локальные вулканические извержения проявлялись в конце мела – начале палеогена без признаков непосредственно предшествующего средне-позднемезозойского магматизма;

– проявление в послераннемиоценовое время тенденции к пространственному сокращению базальтовых излияний в Забайкалье и, наоборот, тенденции к расширению масштабов вулканизма в Восточном Саяне;

– асинхронное развитие позднекайнозойского вулканизма на окончаниях Байкальской рифтовой зоны;

– значительные изменения в напряженном состоянии литосферы с масштабным пространственным перераспределением вулканической деятельности в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны 16 и 8 млн лет назад.



**Рис. 2.** Корреляция вулканических событий в Забайкалье (А, неоген-четвертичные базальты Удокана (а) и бассейнов рек Витим и Джиды (б)); Тункинской долине (Б), Восточном Саяне (В) и Южной-Центральной Монголии (Г) (Рассказов, 1990). 1 – одиночные К–Аг-определения; 2 – серии К–Аг-датировок; 3 – возрастные интервалы калиевого щелочного вулканизма среднего и кислого составов (Геохимия..., 1984; Самойлов и др., 1988а,б); 4 – интервал излияний умеренно щелочных базальтов в Южной Монголии (Самойлов и др., 1988а,б).

**Fig. 2.** Correlation of volcanic events in Transbaikalia (A, Neogene-Quaternary basalts of Udokan (a) and basins of the Vitim and Dzghida (b) rivers); Tunka Valley (Б), Eastern Sayans (В), and Southern-Central Mongolia (Г) (Рассказов, 1990). 1 – single K–Ar determinations; 2 – series of K–Ar dates; 3 – age intervals of potassic alkaline volcanism of intermediate and silicic compositions (Геохимия ..., 1984; Самойлов и др., 1988а,б); 4 – eruption interval of moderate alkaline basalts in Southern Mongolia (Самойлов и др., 1988а,б).

*Этап 1990 – середина 2000-х гг.: накопление геохронометрических и геохимических данных по вулканическим территориям Азии*

На этом этапе радиоизотопное датирование вулканических пород в детально задокументированных разрезах вулканических и

вулканогенно-осадочных толщ приобрело определяющее значение. С одной стороны, вулканические и вулканогенно-осадочные толщи нередко идентифицировались в нескольких ярусах «вершинного» пояса гор. С другой стороны, вулканические толщи были вскрыты скважинами, пройденными в Тун-

кинской впадине и на слабо расчлененных территориях Витимского и Окинского плоскогорий, на которых было установлено заполнение ими глубоких эрозионных форм рельефа.

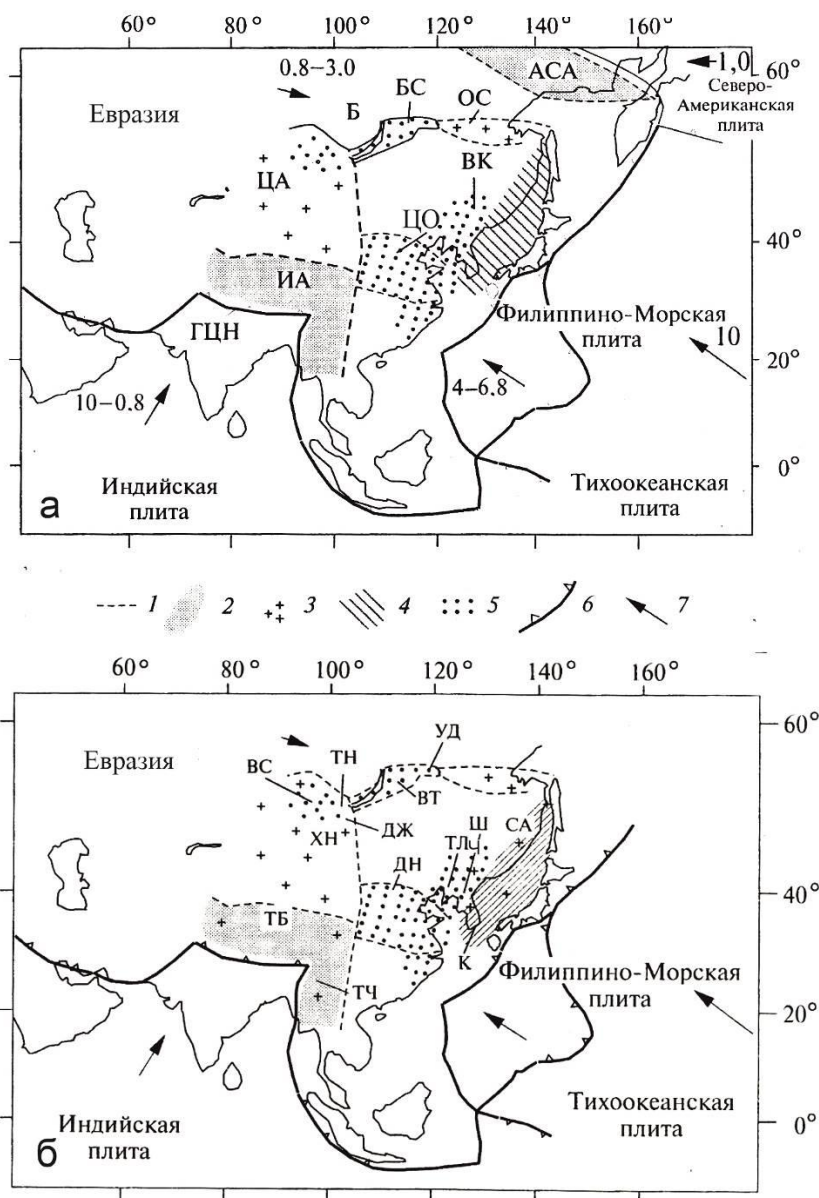
Была получена представительная геохронометрическая информация об эволюции вулканизма в юго-восточной части БРС (Рассказов, 1993). За структурно-геоморфологическими границами БРЗ было выявлено залегание базальтовых слоев во впадинах в переслаивании с миоценовыми и плиоцен-четвертичными осадочными слоями, одновозрастными осадочным отложениям танхойской и аносковской свит осевых впадин БРЗ. Распространение таких вулканических и вулканогенно-осадочных толщ связывалось с более широким развитием рифтогенеза в структуре Байкальской рифтовой системы (БРС). Рифтовая зона под таким же названием характеризовалась как осевая структура БРС, к которой присоединялись периферические впадины и межгорные понижения, заполненные миоценовыми и плиоцен-четвертичными слоями осадочных отложений и базальтов на Витимском плоскогорье, в Восточном Саяне и Центральной Монголии. К–Аг датирование проводилось в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН с параллельными К–Аг и  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  определениями возраста в лабораториях Дагестана, США и Бельгии (Рассказов, 1993; Рассказов и др., 1996а,б, 1997, 2000). Проводилось К–Аг датирование кайнозойских вулканических пород в ИГХ СО РАН и ИГЕМ РАН (Ярмолук и др., 1994), а также в ИГиГ СО РАН (Есин и др., 1994). При совместных российско-американских исследованиях в конце 1980-х – начале 1990-х гг. были получены первые данные о концентрациях широкого спектра микроэлементов и изотопных отношениях Sr, Nd и Pb в вулканических породах разных вулканических полей юга Сибири (Harris, 1998; Rasskazov et al., 1999).

В результате выполненного датирования на рубеже 20-го и 21-го столетий в эволюции вулканизма наметились пространственно-временные закономерности (Рассказов и др., 2000). В ярусном рельефе БРС было определено импульсное поднятие хребтов и

эрозионное расчленение территории около 20–18, 16–15, 8–5 и 0.7 млн лет назад. В сущности, послезэрозионные лавовые накопления обозначились не только в современных речных долинах, но и в палеодолинах, формировавшихся в каждый из таких эпизодов. При систематическом датировании вулканических пород БРС в К–Аг изотопной системе (К–Аг и  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  методами) был определен квазипериодический характер эволюции вулканизма. Полученные радиоизотопные данные показали существование тонкого механизма, обеспечившего регулярность вулканических извержений в иерархии с продолжительностью вулканических интервалов от 5 до 0.1 млн лет и проявлением в этой иерархии юных вулканических извержений последних 15 тыс. лет.

БРС рассматривалась как позднекайнозойская горячая подвижная система Азии, получившая развитие одновременно с другими горячими внутриконтинентальными рифтовыми системами (Цркум-Ордосской и Восточно-Китайской), внутриконтинентальными орогенными системами Центрально-Азиатской и Олекмо-Становой, а также Индо-Азиатской коллизионной зоной и Япономорской зоной задугового рифтогенеза, развитие которых было связано с взаимодействием литосферных плит (Евразийской, Северо-Американской, Индийской, Филиппино-Морской и Тихоокеанской) (рис. 3). В последней подвижной зоне рифтогенез, переросший в спрединг, получил мощное развитие в раннем-среднем миоцене и был подавлен процессами сжатия коры, начавшимися после столкновения Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю 14–12 млн лет назад. Эволюция вулканизма БРС в общем сопоставлялась с эволюцией вулканизма в Япономорской подвижной системе. К началу 2000-х годов были опубликованы представительные геохронометрические данные по большинству позднекайнозойских вулканических полей Азии. В областях рифтогенеза Центральной и Восточной Азии были определены вулканические интервалы: 25–24 млн лет назад (поздний олигоцен), 21–19 млн лет назад (ранний миоцен), 16–14 млн лет назад (средний миоцен), 11–9 млн лет назад (поздний миоцен), 5–3 млн лет назад

(ранний плиоцен) и в последние 2 млн лет (квартер) (рис. 4).

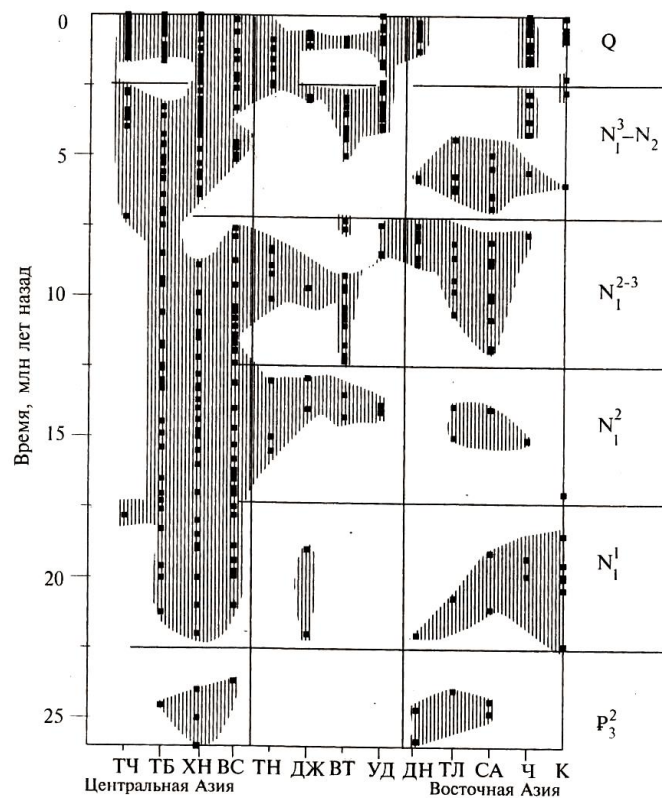


**Рис. 3.** Позднекайнозойские подвижные системы юго-восточной части Евразии (а) и местоположение позднекайнозойских вулканических полей (б) (Рассказов и др., 2000). На панели (а): 1 – границы районов с высокой сейсмической активностью; 2 – коллизийные зоны (ИА – Индо-Азиатская, АСА – Азиатско-Североамериканская); 3 – орогенные системы (ЦА – Центрально-Азиатская, ОС – Олекмо-Становая); 4 – Японо-Морская зона задугового спрединга и рифтогенеза; 5 – рифтовые системы (БС – Байкальская, ЦО – Циркум-Ордосская, ВК – Восточно-Китайская); 6 – межплитные границы (ГЦН – Главный Центральный надвиг в зоне Индо-Азиатской коллизии); 7 – направления абсолютного движения плит и интервалы изменения скоростей (см/год) с миоцена до настоящего времени (скорость смещения Тихоокеанской плиты остается постоянной. Для западного края Северо-Американской плиты приведено значение современной скорости. Локальная скорость абсолютного движения юга Сибири показана для позднего кайнозоя по смещению вулканизма, а для настоящего времени – по данным GPS Иркутской станции (Rothacher et al., 1996)). На панели (б): 1 – границы районов с высокой сейсмической активностью; 2 – Индо-Азиатская коллизийная зона (ТЧ, ТБ – соответственно, вулканические поля районов Тенгченга и Тибета); 3 – Япономорская зона задугового рифтогенеза (К, СА – соответственно, вулканические поля Южной Кореи и Восточного Сихотэ-Алиня); 4 – области растяжения (ВТ – Витимское поле юго-восточной части Байкальской рифтовой системы, ДН – вулканические поля впадины Датун и сопредельных районов северо-восточной части Циркумордосской



рифтовой системы, ТЛ, Ч – соответственно, вулканические поля зоны разломов Танлу и хребта Чанг-башан Восточно-Китайской рифтовой системы); 5 – области сочетания сжатия с растяжением (ХН – вулканические поля района Хангая в восточной части Центрально-Азиатской орогенной системы; УД – Удоканское поле на границе Байкальской рифтовой и Олекмо-Становой орогенной систем). В области наложения Центрально-Азиатской орогенной системы на юго-западную часть Байкальской находятся поля Восточного Саяна (ВС), Тункинской впадины (ТН) и бассейна Джиды (ДЖ). Рифтогенез в Восточно-Китайской системе и в Японском море (поля СА, К, Ч, ТЛ) в последние 12 млн лет осложнен коллизией Идзу-Бонинской дуги (расположенной между Тихоокеанской и Филиппино-Морской плитами) с дугой Хонсю (Япония); 6 – межплитные границы; 7 – направления современного движения литосферных плит и стабильной Азии. Усл. обозн. как на панели (а).

**Fig. 3.** Late Cenozoic mobile systems of the southeastern Eurasian plate (a) and location of geochronologically studied Late Cenozoic volcanic fields in the mobile systems of the southeastern Eurasian plate (b) (Рассказов и др., 2000). On panel (a): 1 – boundaries of areas with high seismic activity; 2 – collision zones (ИА – India – Asia, АСА – Asia – North America); 3 – orogenic systems (ЦА – Central Asian, ОС – Olekma – Stanovoi); 4 – Japan Sea zone of back-arc spreading and rifting; 5 – rift systems (БС – Baikal, ПО – Peri-Ordos, ВК – East China); 6 – interplate boundaries (ГЦН – Main Central Thrust in Indo-Asian collision zone); 7 – directions of plate motions and motion rates (cm/yr) from Miocene to the Present. Rate of the Pacific plate motion is constant. The present rate is shown for the western margin of the North American plate. Local velocities of the Southern Siberia absolute motion are based on volcanic migration during the Late Cenozoic and on the GPS data of the Irkutsk station at the Present (Rothacher et al., 1996). On panel (b): Indo-Asian collision zone. ТЧ, ТБ – Tengcheng and Tibet volcanic fields respectively. Japan Sea back-arc mobile system: К, СА – South Korea and East Sikhote-Alin volcanic fields respectively. Extension regions: ВТ, ДН, ТЛ, Ш – Vitim, Datong, Tanlu, and Changbaishan volcanic fields, respectively. Regions of combined extension and compression: ХН, УД, ВС, ТН, ДЖ – Udokan, Hangay, East Sayan, Tunka, and Dzhida volcanic fields, respectively. The East China and Japan Sea regions of rifting (volcanic fields СА, К, Ш, ТЛ, УД) were encompassed by compression due to collision of the Izu-Bonin and Honshu arcs during the last 12–10 Myr. Legend is as in panel (a).



**Рис. 4.** Интервалы позднекайнозойского вулканизма Центральной и Восточной Азии. Показаны отдельные датировки (малые черные квадраты), объединенные в вулканические интервалы (вертикальная штриховка). Принятые сокращения названий территорий вулканических полей от ТЧ до К см. на

рис. 3. Использованы данные авторов и опубликованные радиоизотопные датировки (Рассказов и др., 2000 и ссылки в этой работе).

**Fig. 4.** Time intervals of Late Cenozoic volcanism in Central and East Asia. Individual ages (small black squares) are comprised to volcanic intervals (vertical hatching). Labels of volcanic areas from ТЧ to К are as in Fig. 3. Used are the published data and data of authors (Рассказов и др., 2000 and references therein).

Исследования вулканических полей Токинского Становика, Приморья, Приамурья и о. Сахалин (Рассказов и др., 2000, 2003а,б, 2005) показали эволюцию вулканизма, в целом сходную с эволюцией вулканизма БРС. К середине 2000-х гг. был получен значительный объем геохронометрических и геохимических данных по вулканическим территориям БРС и других районов Азии, но часть территорий оставалась по-прежнему слабо изученной. Для постановки дальнейших исследований требовалось обобщение имеющихся данных с использованием ключевых геохронометрических и геохимических характеристик вулканических пород.

*Этап середины 2000-х гг. – настоящего времени: синтез геохронометрических и геохимических данных*

После определения принадлежности вулканических полей к новейшим структурам Азии геохронологические работы по выяснению закономерностей эволюции вулканизма были переведены в плоскость выяснения характера пространственно-временных вариаций изотопно-геохимических характеристик пород на вулканических полях как показателей проявления источников мантийных расплавных аномалий, которые получили подтверждение в моделях сейсмической томографии (Рассказов и др., 2003а,б, 2012; Rasskazov, Taniguchi, 2006; Чувашова и др., 2022а).

Наряду с датированием, проведенным в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН по разным территориям Центральной и Восточной Азии (Рассказов и др., 2007; Брандт и др., 2009; Рассказов и др., 2010), существенный объем К–Аг датировок был получен по вулканическим породам Центральной Монголии в ИГЕМе РАН (Ярмолук и др., 2003а,б, 2008; Суторакова и др., 2003; Кудряшова и др., 2006, 2007; Саватенков и др., 2010).

Важнейшее значение имело обоснование сквозной стратиграфии вулканогенно-

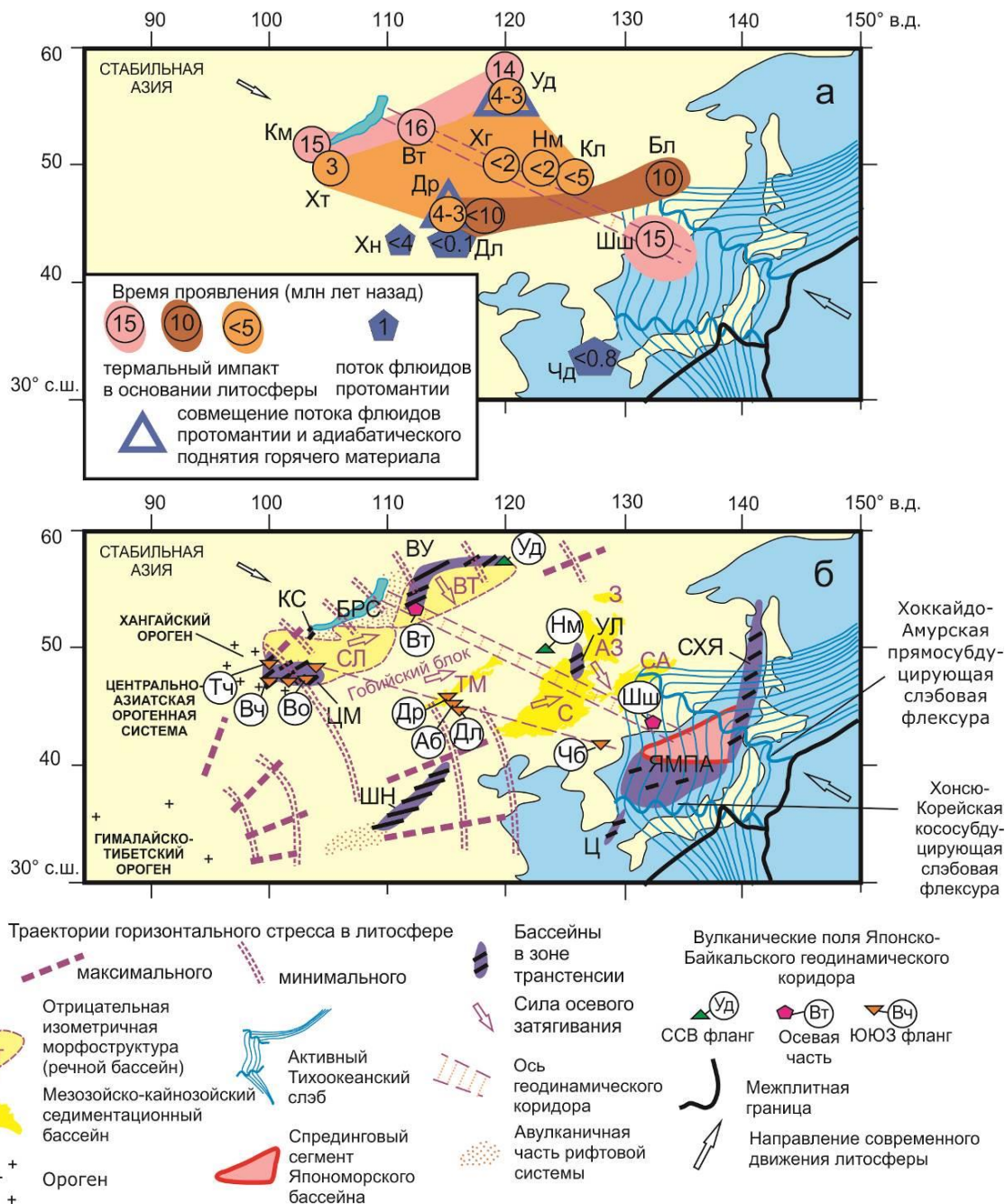
осадочных и осадочных толщ Витимского плоскогорья комплексом палеонтологических и радиоизотопных методов от пограничных слоев мела-палеогена (мохейская свита) до заключительных лавовых слоев и вулканов эоплейстоцена – начала неоплейстоцена (береинская толща). По керну скважин, пройденных в вулканогенно-осадочных толщах, были реконструированы погребенные долины за структурно-геоморфологической границей БРЗ, в пределах Селенгино-Витимского прогиба (Рассказов и др., 2007). В более поздней монографии (Рассказов, Чувашова, 2018) был выполнен синтез геохронометрических и геохимических данных по Витимскому и Удоканскому вулканическим полям, который показал резкий петрогенетический контраст вулканических пород Витимской и Удоканской расплавных аномалий. Через изучение пространственно-временного распространения вулканических извержений и их сопоставление с глубинными моделями сейсмической томографии пришло понимание БРС как составляющей общих процессов активизации Центральной и Восточной Азии в ЯБГК и в его перекрытии областью Индо-Азиатской конвергенции (Chuvashova et al., 2017а).

**Обстановка развития вулканизма в структуре ЯБГК**

Японско-Байкальский геодинамический коридор был выделен как структура, протягивающаяся от зоны задугового спрединга в Японском море к центральной части БРС и характеризующаяся максимальной скоростью движения мантийного материала вдоль его оси при латеральных ограничениях, за которыми скорость движений материала литосферы и подлитосферной мантии вдоль коридора снижается до нуля (Chuvashova et al., 2017а; Рассказов, Чувашова, 2018). В качестве ЯБГК принята ограниченная по латерали подвижная полоса литосферы и подли-

тосферной мантии Центральной и Восточной Азии, подверженная воздействию сил и процессов новейшего геодинамического этапа и характеризующаяся действием силы затягивания мантийного материала от периферии коридора к его оси (рис. 5). В терми-

нах флюидной механики силы астеносферной части геодинамического коридора описываются поведением слоя флюида в канале (Turcotte, Schubert, 2014). В ЯБГК в движение вовлекается не только подлитосферная мантия, но и литосфера.



**Рис. 5.** Схемы проявления адиабатического поднятия горячего материала и потоков флюидов протомантии (а) и пространственного распределения горячих зон транстенсии относительно оси ЯБГК и области тектонического стресса, распространяющегося в литосфере от зоны Индо-Азиатской конвергенции (б). Панель а: Вулканические поля, обозначающие термальный импакт и/или поток флюидов протомантии: Др – Дариганга, Дл – Далайнор, Хн – Ханнуоба, Хт – Хэнтэй, Хг – Халхин-Гол, Нм – Нуоминхе, Кл – Келуо, Бл – Болонь, Чд – Чеджу, Шш – Шкотово-Шуфан, Вт – Витим, Уд – Удокан, Км – Камар. Панель б: Япономорский пулл-апарт (ЯМПА) и его зоны транстенсии: СХЯ – Сахалин-Хоккайдо-Япономорская, Ц – Цусимская. Байкальская рифтовая система (БРС) и ее зоны транстенсии: ВУ – Витимо-Удоканская, КС – Камарско-Становая, ЦМ – Центрально-Монгольская. Зоны

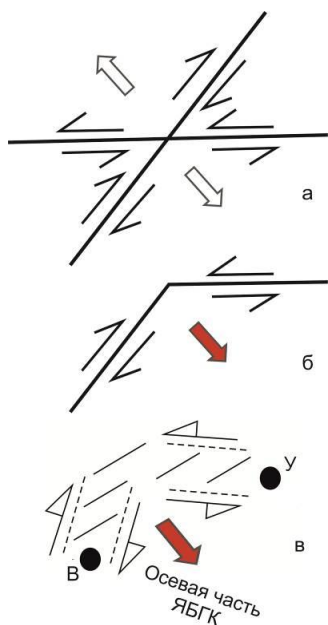
транстенсии в центральной части ЯБГК: УЛ – Удаляньчи, ШН – Шанси. Вулканические поля (в кружках): ось ЯБГК (ВТ – Витимское, Ш – Шкотовское, Шуфанское), его ЮЮЗ фланг (Вч – Верхне-Чулутынское, Тч – Тарят-Чулутынское, Во – Верхнеорхонское, Др – Даригангское, Аб – Абага, Дл – Далайнор, Чб – Чангбай), его ССВ фланг (Уд – Удоканское, Ул – Удаляньчи, НМ – Нуоминхе). Крупные отрицательные морфоструктуры БРС: СЛ – Селенгинский, ВТ – Витимский. Седиментационные бассейны Восточной Азии: С – Сунляо, АЗ – Амурско-Зейский, З – Зейский, СА – Средне-Амурский, ТМ – Тамцагский (кайнозойский). Для схемы *a* использованы данные (Chuvashova et al., 2017b; Рассказов, Чувашова, 2018; ссылки в этих работах). Схема панели *b* из работы (Chuvashova et al., 2017a) с изменениями. Структуры Японского моря и Татарского пролива показаны по работе (Jolivet et al., 1994), траектории горизонтального стресса в литосфере Центральной и Восточной Азии – по работам (Xu et al., 1992; Саньков и др., 2011).

**Fig. 5.** Schemes of displaying adiabatic upwelling of hot material and protomantle fluid fluxes (*a*) and spatial distribution of hot transtension zones relative to the axis of the Japan-Baikal Geodynamic Corridor and spatial overlap of the Indo-Asian convergence tectonic stress on its SSW flank (*b*). On panel (*a*): Volcanic fields indicating a thermal impact and/or protomantle fluid flux: Др – Dariganga, Дл – Dalinuoer, Хн – Hannuoba, Хт – Hentei, Хг – Khalkhin-Gol, Нм – Nuominhe, Кл – Keluo, Бл – Bologne, Чд – Jeju, Шш – Shkotovo-Shufan, Вт – Vitim, Уд – Udokan, Км – Kamar. On panel (*b*): Transtension structures: ВУ – Vitim-Udokan, КС – Kamar-Stanovoi, ЦМ – Central Mongolia, УЛ – Wudalianchi, ШН – Shanxi. Volcanic fields (in circles): the axis of the JBGC (ВТ – Vitim, Ш – Shkotov-Shufan), its SSW flank (Вч – Verkhne-Chulutyn, Тч – Taryat-Chulutyn, Во – Verkhneorkhon, Др – Dariganga, Аб – Abaga, Дл – Dalinuoer, Чб – Changbai), its NNE flank (Уд – Udokan, Ул – Wudalianchi, Нм – Nuominhe). Large negative morphostructures of BRS: СЛ – Selenga, ВТ – Vitim. Sedimentary basins of East Asia: С – Songliao, АЗ – Amur-Zeya, З – Zeya, СА – Middle Amur, ТМ – Tamtsag (Cenozoic). For scheme *a*, data were used (Chuvashova et al., 2017b; Рассказов, Чувашова, 2018; references in these works). Scheme in panel *b* is modified after (Chuvashova et al., 2017a). Pull-apart structures of the Sea of Japan and Tatar Strait are shown after (Jolivet et al., 1994). Horizontal stress trajectories in the lithosphere of Central and East Asia are indicated after (Xu et al., 1992; Саньков и др., 2011).

Магмообразование и магмопроницаемость литосферы контролируется структурами растяжения, которые могут относиться к зоне раздвига, зоне пулл-апарт, зоне аккомодации или зоне транстенсии. Для литосферы ЯБГК характерно развитие зон транстенсии. На северо-востоке БРС вулканизм контролировался Витимо-Удоканской зоной угловой горячей транстенсии. На юго-западе БРС вулканизм контролировался сочетанием зон транстенсии и транспрессии.

На рис. 6а показана теоретическая деформация упруго-пластичного литосферного блока, которая должна реализоваться в движениях по разломам, соответствующих касательным напряжениям. Образуется симметричный узел активных пересекающихся структур с попарными секторами растяжения и сжатия. На рис. 6б показан другой теоретически возможный случай приложения силы к основанию деформируемого блока, которое может привести к нарушению симметрии до полной концентрации движений в пределах одного сектора, ограниченного активными разломами. Сектор

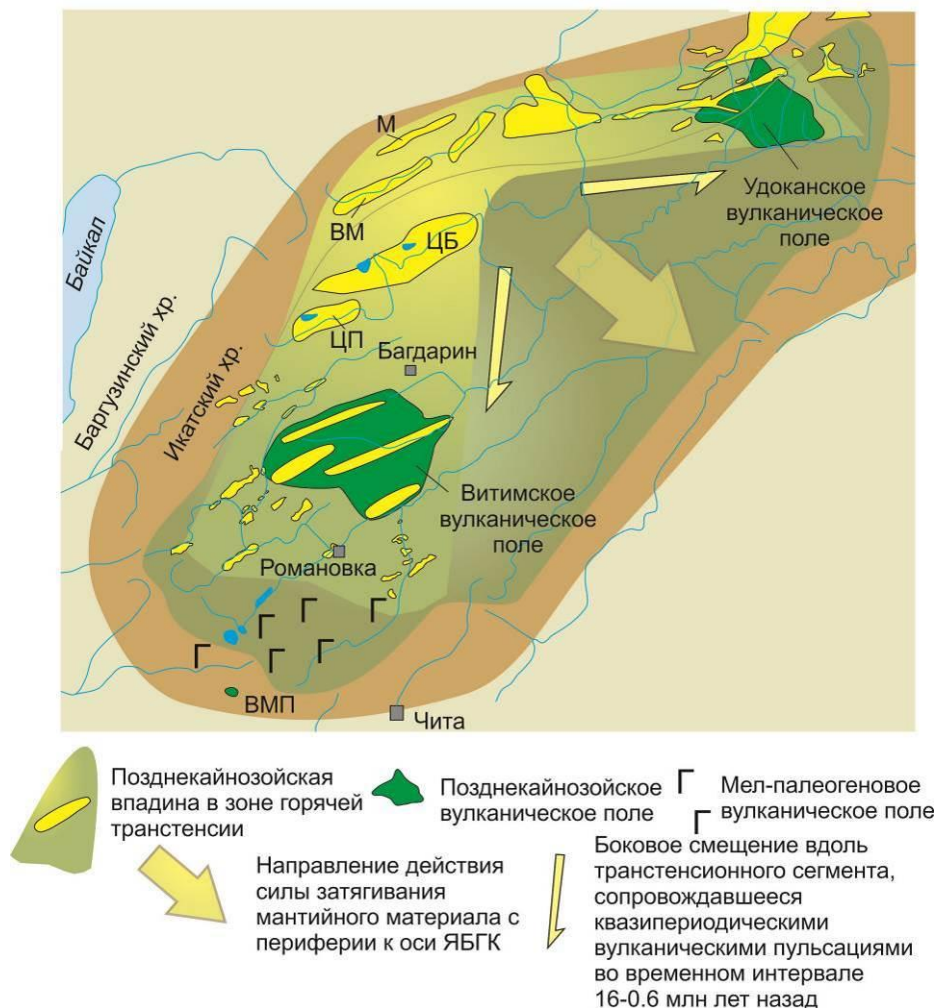
растяжения ограничивается разломами с косым растяжением. На рис. 6в упруго-пластичный литосферный блок деформируется с движениями по зонам разломов, в которых образуются эшелонированные разрывы растяжения. Этот случай соответствует маркированной впадинами и вулканическими полями структуре верхней части коры, деформированной в результате затягивания мантийного материала с периферии к оси ЯБГК в Витимо-Удоканской зоне горячей транстенсии (рис. 7). Подобным контролем вулканизма зонами угловой горячей транстенсии характеризуется вся структура ЯБГК вдоль ее простираения от задугового Японо-Морского бассейна до впадин оз. Байкал (рис. 8).



**Рис. 6.** Иллюстрации образования разрывов: *a* – теоретическая общая деформация упруго-пластичного литосферного блока в условиях его растяжения, *б* – теоретическая деформация в

условиях преимущественного действия силы в квадранте растяжения и *в* – наблюдаемые деформационные эффекты асимметричной угловой горячей транстенсии упруго-пластичной литосферы северо-восточной части БРС при затягивании ее материала с периферии к оси ЯБГК. На панели *в* схематично показаны эшелонированные разрывы растяжения, маркированные впадинами, и местоположение Витимской (В) и Удоканской (У) расплавных аномалий.

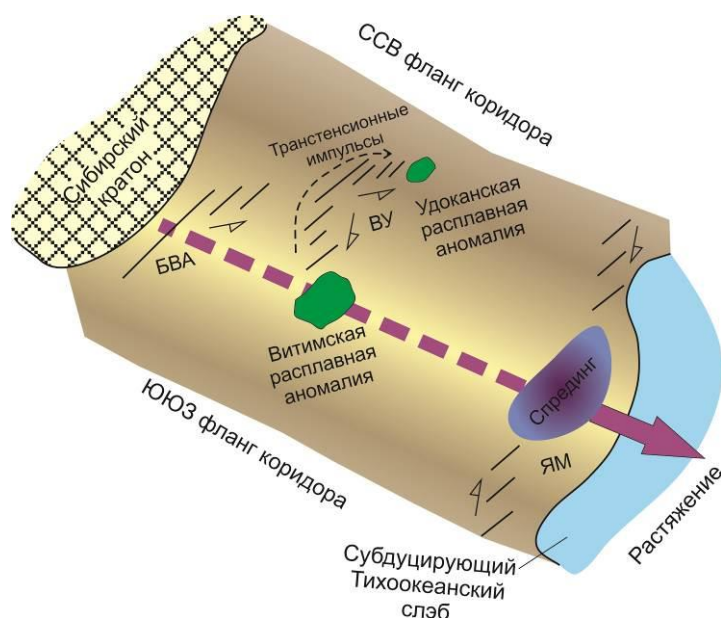
**Fig. 6.** Illustrations of rupture formation: *a* – theoretical general deformation of an elastic-plastic lithospheric block under extension, *б* – theoretical deformation under predominant force in an extension quadrant, and *в* – observed deformation effects of asymmetric angular hot transtension of an elastic-plastic lithosphere in the northeastern parts of the BRS with pool-to-axis material from the periphery of the JPGC. Panel *в* schematically shows echeloned tensile faults, marked by basins, and the location of the Vitim (B) and Udokan (Y) melting anomalies.



**Рис. 7.** Положение Витимского и Удоканского вулканических полей в морфоструктуре Витимского бассейна. На юго-западном замыкании бассейна находится плиоценовое Верхнемохейское вулкани-

ческое поле (ВМП). Южную часть субмеридионального Ципа-Муяканского трансензионного сегмента составляют погребенные палеодолины Витимского вулканического поля, центральную часть сегмента – Ципа-Баунтовская (ЦБ), Ципиканская (ЦП), входящие в контур Витимской морфоструктуры, и северное окончание сегмента – Верхнемуйская (ВМ) и Муяканская (М) впадины, расположенные в северном горном обрамлении Витимской морфоструктуры. Эту часть ее обрамления образуют структуры субширотного Муя-Удоканского трансензионного сегмента.

**Fig. 7.** The position of the Vitim and Udokan volcanic fields (ВП, УП) in the morphostructure of the Vitim Basin. The Pliocene Upper Mokhei volcanic field (ВМП) occurs in the southwestern terminus of the basin. The southern part of the north-south Tsipa-Muyakan transtensional segment consists of the buried paleovalleys of the Vitim volcanic field: Northern (С), Central (Ц), Southern (Ю), and Vitim (В). The central part of the segment is formed by the Tsipa-Baunt (ЦБ) and Tshipikan (ЦП) basins that are included into the contour of the morphostructure of the Vitim Basin. The northern end of the segment is created by the Upper Muya (ВМ) and Muyakan (М) basins that are located in the mountain frame of the morphostructure of the Vitim Basin. The northern part of the latter is framed by the structures of the west-east Muya-Udokan transtensional segment.



**Рис. 8.** Схема осевого растяжения в ЯБГК, выраженного в задуговом образовании структуры пулл-апарт со спредингом в Япономорском бассейне (ЯМ), горячего Витимо-Удоканского сочетания трансензионных сегментов (ВУ) и холодного Байкал-Верхнеангарского сочетания раздвигового и трансензионного сегментов (БВА).

**Fig. 8.** Scheme of axial extension along the JBGC expressed by the back-arc development of the Sea of Japan pull-apart structure with spreading (ЯМ), the Vitim-Udokan hot combination of transtensional segments (ВУ), and the Baikal-Upper Angara cold combination of the extensional and transtensional segments (БВА).

Геодинамическая сущность Витимо-Удоканской угловой трансензионной структуры выявляется через сравнительный анализ ее вулканических (горячих) частей: юго-западной (витимской) и северо-восточной (удоканской) (табл. 1). Почти по каждому параметру, указанному в таблице, наблюдаются различия расплавных аномалий при главенствующем значении Витимской и подчиненном – Удоканской. Такие

соотношения обусловлены положением первой в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора, второй – на его северо-северо-восточном фланге (рис. 8). На Витимском плоскогорье позднекайнозойскому вулканизму предшествовал вулканизм позднего мела и раннего-среднего кайнозоя, в районе хр. Удокан до позднего кайнозоя вулканизм отсутствовал.

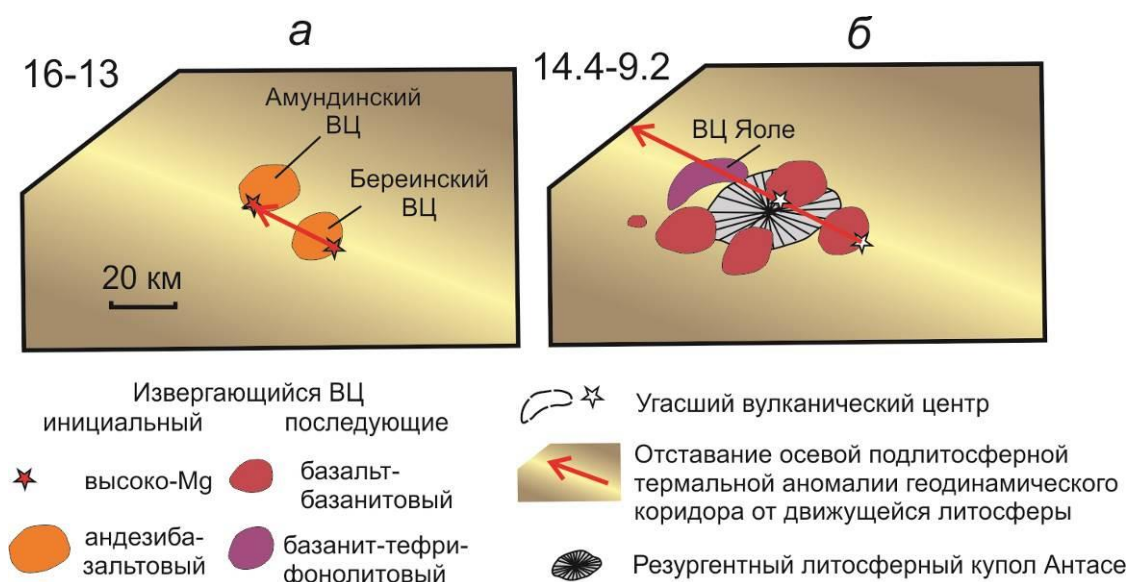
**Соотношения параметров Витимской и Удоканской расплавных аномалий в Витимо-Удоканской угловой горячей трансенсионной структуре**

Расплавная аномалия	Витимская	Удоканская
Транстенсия в ЯБГК	Осевая	Фланговая
Структурный сегмент: прости- рание, протяженность	Ципа-Муяканский: субмеридиональный, 300 км	Муя-Удоканский: субширотный, 250 км
Морфоструктура: морфоструктурный элемент, отражающийся в вулканизме	Витимский бассейн: литосфер- ный резургентный купол вул- каноструктуры Антасе	Хребты северного обрамления Витимского бассейна, новооб- разованный хр. Удокан
Вулканизм, предшествующий позднему кайнозою	Эпизодические извержения в палеогене	Отсутствует
Позднекайнозойское вулкани- ческое поле: площадь и объем продуктов извержений	Витимское, 10 тыс. км <sup>2</sup> , 7–8 тыс. км <sup>3</sup>	Удоканское, 3 тыс. км <sup>2</sup> , 5–7 тыс. км <sup>3</sup>
Начальный позднекайнозой- ский импульс: время и состав вулканических пород	Береинский и Амундинский вулканические центры: 16–13 млн лет назад, высоко- Mg базаниты и пикробазальты, андезибазальты	Северная вулканоструктура: 14 млн лет назад, высоко-Mg оливиновые лейци- титы
Последующие импульсы вулка- ноструктур и состав вулканиче- ских пород	Вулканоструктура Антасе, средне-позднемиоценовый, 14– 9 млн лет назад, Вулканоструктура Антасе, плиоцен-эоплейстоценовый, 5.2–1.8 млн лет назад,  Вулканоструктура Ингур- Малоамалатская, неоплейсто- цен-голоценовый, 1.1–0.6 млн лет назад, базальты, базаниты, фоно- тефриты	Вулканоструктура Восточная, Позднемиоценовый, 8.9–7.4 млн лет назад, Вулканоструктуры Централь- ная, Северная и Западная, 4.0– 1.7 млн лет назад,  Вулканоструктура Западная, <0.7 млн лет назад, высоко щелочная серия база- нит–фонотефрит, умеренно щелочная серия щелочной оли- виновый базальт–трахит
Родственные включения, глубины кристаллизации	Мегакристаллы, мантийные уровни гранатовой и шпинеле- вой фаций, в основном 100–60 км	Полиминеральные кумуляты, мегакристаллы, подкоровая мантия, кора <60 км
Чужеродные включения, глубины отторжения	Коровые и мантийные породы, <100 км	Коровые и мантийные породы шпинелевой фации, <60 км
Глубины плавления, км: гранатсодержащие породы (включения), высоко-Mg лавы возрастом 16–14 млн лет, андезибазальты возрастом 14– 13 млн лет, последующие лавы (динамоме- таморфическая сегрегация)	270–250 км, 150–115 км, ~60 км, 60–100 км	Нет, ~100 км, нет, <100 км
Время гомогенизации мантий- ных источников вулканизма, изотопная система	Распад суперконтинента Роди- ния в рифее, 660–640 млн лет назад, Sm–Nd, U–Pb	Становление ранней литосфер- ной мантии и коры в гадее, ~4.51 млрд. лет назад, U–Pb

Докайнозойский фундамент	Коллаж террейнов позднего докембрия и палеозоя, Ангаро-Витимский батолит и последующие гранитоиды, активные мезозойские структуры	Край Алданского щита фундамента Сибирской платформы, край Ангаро-Витимского батолита, мезозойский Чукчудинский грабен
--------------------------	---	---

В качестве отправного пункта позднекайнозойской эволюции вулканизма Витимского поля служили начальные извержения высоко-Mg базанитов и пикробазальтов Берейнского центра, сменившиеся извержениями андезибазальтов (Chuvashova et al., 2017b). С течением времени литосфера смещалась относительно корневой подлитосферной части

расплавной аномалии в направлении на восток-юго-восток. В результате такого движения активность подлитосферной термальной аномалии сместилась в интервале 16–13 млн лет назад, приблизительно, на 40 км от Берейнского вулканического центра на Амундинский (рис. 9).



**Рис. 9.** Распределение начального (а) и последующего (б) вулканизма на Витимском поле как следствие смещения литосферы от подлитосферной горячей аномалии.

**Fig. 9.** Distribution of initial (a) and subsequent (b) volcanism in the Vitim field as a consequence of the lithosphere shift from a sub-lithospheric hot anomaly.

Инициальные высоко-Mg извержения Берейнского вулканического центра сопровождалось началом эрозионного расчленения территории. Термальное воздействие на движущуюся литосферу повлекло за собой формирование литосферного резургентного купола Антасе с его глубоким эрозионным расчленением. Высоко-Mg (пикробазальтовые) и умеренно-Mg (андезибазальтовые) лавы Амундинского центра излились около 14–13 млн лет назад в сформировавшийся каньон, частично заполненный осадками. В отличие от Берейнского вулканического центра, в котором сначала извергались высоко-Mg базаниты и пикробазальты, а затем – андезибазальты, на Амундинском вулка-

ническом центре лавы пикробазальтов залегают в разрезе выше андезибазальтов в переслаивании с умеренно-Mg базанитовыми лавами.

Смещение литосферы привело к тому, что через 2–3 млн лет после первого проявления инициального вулканизма на Берейнском центре подлитосферная термальная аномалия находилась уже под центральной частью структуры Антасе, а еще через 3–4 млн лет – за северо-западной границей Витимского поля. В дальнейшем магматизм инициального типа на Витимском поле не возобновлялся. Около 9.2 млн лет назад, на вулканическом центре Яоле (северо-западная граница поля) проявилась дифференцированная се-



рия базанит–тефрифолит, обозначившая финал вулканических извержений временного интервала 14.4–9.2 млн лет назад.

Сохранившийся фрагмент щелочно-оливин-базальтового лавового потока возрастом около 13.7 млн лет, фиксирующий эродированное днище погребенного каньона на Мухальском вулканическом центре, имеет небольшую мощность (первые метры). Его наличие свидетельствует о щелочно-оливин-базальтовых извержениях, синхронных с инициальными пикробазальт-андезибазальтовыми извержениями Береинского и Амундинского центров.

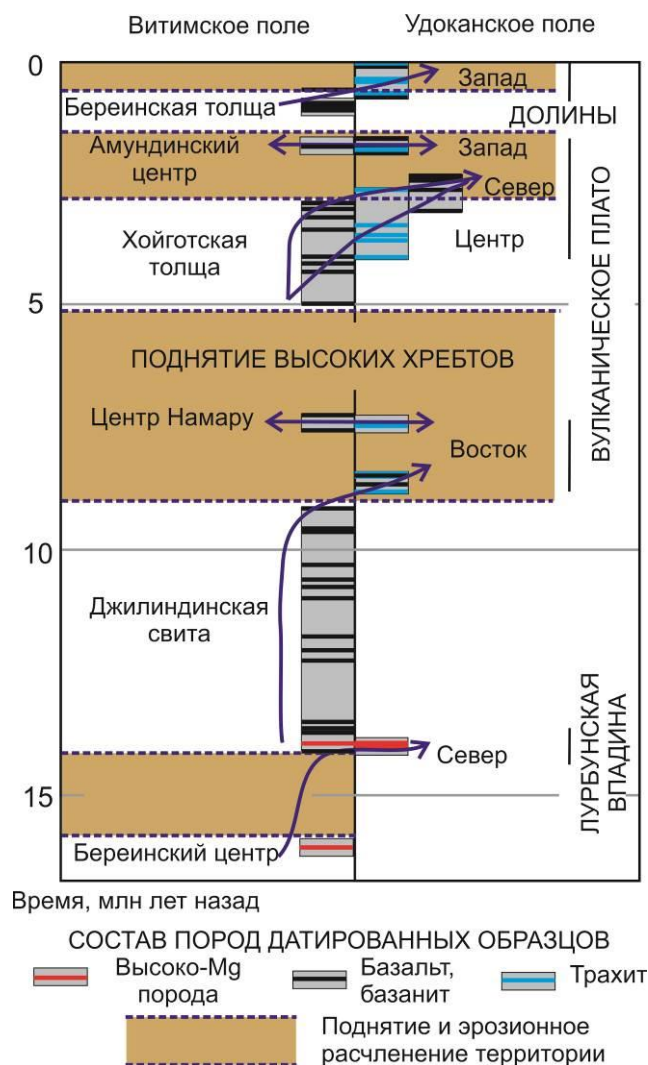
Оливин-лейцититовый вулканизм Северной вулканоструктуры Удоканской расплавленной аномалии проявился позже начальной фазы высоко-Mg вулканизма Береинского центра Витимской аномалии и предшествовал ее андезибазальтовой фазе.

После запуска трансензионного импульса во временном интервале 16–13 млн лет назад в Витимской расплавленной аномалии возобновлялись импульсы продолжительного вулканизма 14.4–9.2, 5.2–2.9 и эпизоды сокращенного по времени вулканизма 6.7–6.3 и 1.8–1.7 млн лет назад в окружении литосферного резургентного купола Антасе. Максимальный вулканизм временного интервала 12–9 млн лет назад характеризовался образованием четырех новых крупных вулканических центров: Амундинского, Яоле, Намару и Количиканского. Мощные извержения проявились и на небольшом Мухальском вулканическом центре. После 9 млн лет назад интенсивность вулканической деятельности снизилась. В интервале 6.7–6.3 млн лет назад был активным только центр Намару. Новый импульс вулканизма 5.2–2.9 млн лет назад выразился резким расширением ареала вулканических центров, действовавших в окружении литосферного резур-

гентного купола. Затем вновь последовал перерыв в вулканической деятельности, продолжавшийся около 1 млн лет. Около 1.8–1.7 млн лет назад был активным только Амундинский центр. На рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена, в интервале 1.1–0.6 млн лет назад, вулканизм проявился вдоль субмеридиональной Ингур-Малоамалатской зоны, расположенной по касательной к литосферному резургентному куполу восточнее его. В последние 0.6 млн лет вулканическая деятельность не возобновлялась.

Термальный импакт начального высоко-температурного материала, поднявшегося адиабатически в мантии под Витимским полем, повредил литосферу под Береинским вулканическим центром. Хотя литосфера сместилась относительно начальной термальной аномалии и в дальнейшем не испытывала ее влияния, в поврежденном участке литосферы вулканизм неоднократно возобновлялся. Такое же начальное повреждение литосферы случилось около 14 млн лет назад под северной частью Удоканского поля. Между поврежденными участками литосферы двух полей образовалась ослабленная трансензионная зона, через которую осуществлялась передача импульсов от Витимской расплавленной аномалии к Удоканской.

После начальной фазы последовали три передачи: от витимского интервала 14.4–9.2 млн лет назад к удоканскому интервалу 8.9–8.5 млн лет назад; вновь от витимского интервала 5.0–2.9 млн лет назад к удоканскому интервалу 4.0–2.4 млн лет назад и, наконец, от витимского интервала 1.1–0.6 млн лет назад к удоканскому интервалу 0.7–0.002 млн лет назад. Наряду с запаздыванием, проявились два коротких эпизода синхронизации вулканизма Витимского и Удоканского полей около 7.5 и 1.8–1.7 млн лет назад (рис. 10).



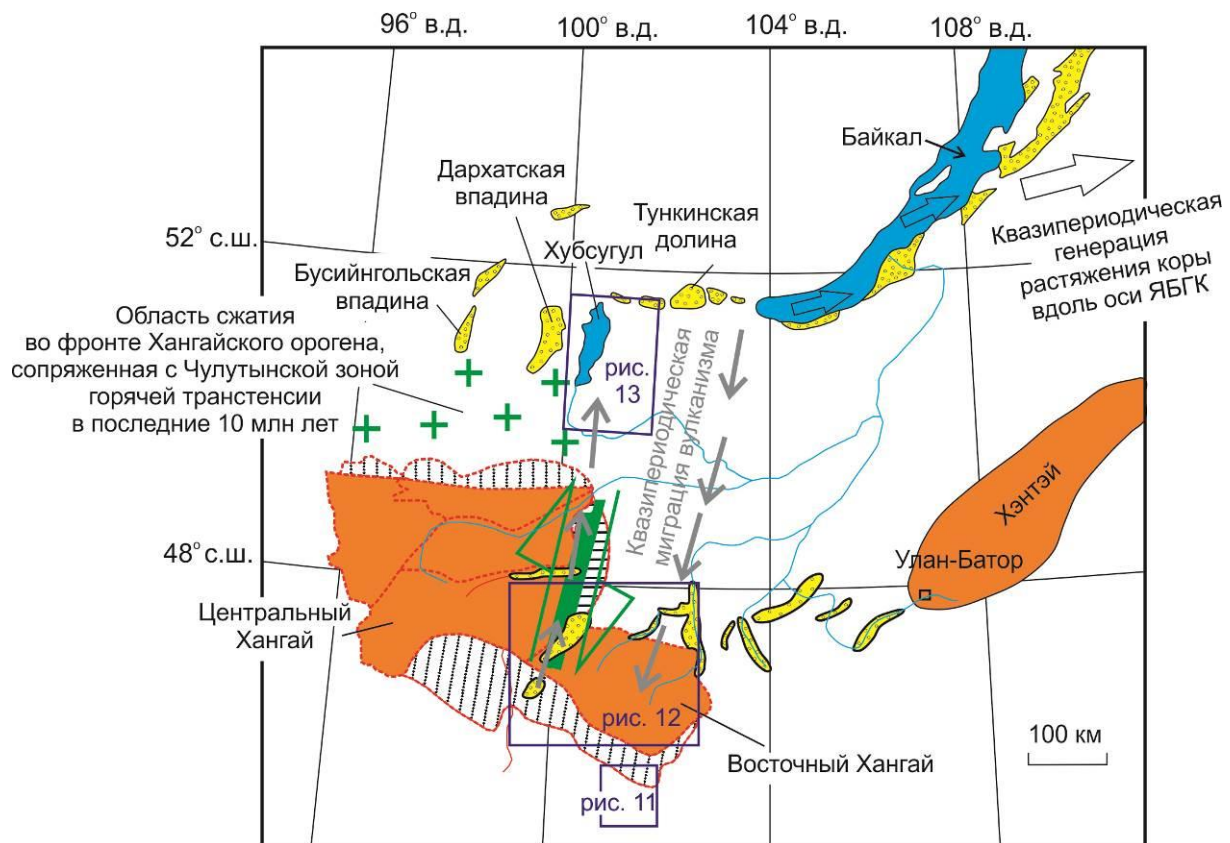
**Рис. 10.** Распространение деформационных импульсов в Витимо-Удоканской зоне транстенсии от Витимской расплавной аномалии, расположенной в осевой части Японско-Байкальского геодинамического коридора, к Удоканской расплавной аномалии, проявившейся в его периферической части. Стрелки показывают запаздывание вулканических эпизодов Удоканского поля относительно эпизодов Витимского поля. Двусторонние стрелки обозначают синхронные вулканические эпизоды.

**Fig. 10.** Propagation of deformation impulses in the Vitim-Udokan transtension zone from the Vitim melting anomaly, located at the axial part of the Japan-Baikal geodynamic corridor, to the Udokan melting anomaly, displayed in its peripheral part. Arrows show lags of volcanic episodes of the Udokan field relative to the ones of the Vitim field. Two-sided arrows indicate synchronous volcanic episodes.

### Обстановка развития БРС в перекрытии ЯБГК областью Индо-Азиатской конвергенции

Хубсугульский, Дархатский и Бусийн-Гольский рифты Северной Монголии, располагающиеся по северному фронту поднятия Хангайского нагорья, связаны с ним кинематически как приорогенные радиальные структуры поперечного растяжения (Расказов и др., 2012). Рифтам соответствуют впадины, названные Н.А. Флоренсовым «впа-

динами-подвесками». Восточнее Хангайского нагорья протягивается поднятие хр. Восточный Хангай и опускание Орхон-Селенгинского среднегорья. Последнее разделяет поднятия Хамар-Дабана и Восточного Хангая. В среднегорье формировалась Центрально-Монгольская система впадин, к которой относятся впадины субмеридиональной Чулутынской зоны, отделяющей Хангайское нагорье от хр. Восточный Хангай, и впадины Орхон-Селенгинского среднегорья (рис. 11).



**Рис. 11.** Схема орогенных и рифтовых структур юго-западной части БРС. Показаны впадины рифтовых сегментов и контуры орогенных провинций Хангая. Для хангайских морфоструктур использована геоморфологическая схема из работы (Корина, 1982). Темно-синими прямоугольниками показаны территории рис. 11–13.

**Fig. 11.** Scheme of orogenic and rift structures in the southwestern BRS. Depressions of rift segments and contours of orogenic provinces of Hangay are shown. For the Hangay morphostructures, the geomorphological scheme from (Корина, 1982) was used. Dark blue rectangles outline the areas shown in Figs 11–13.

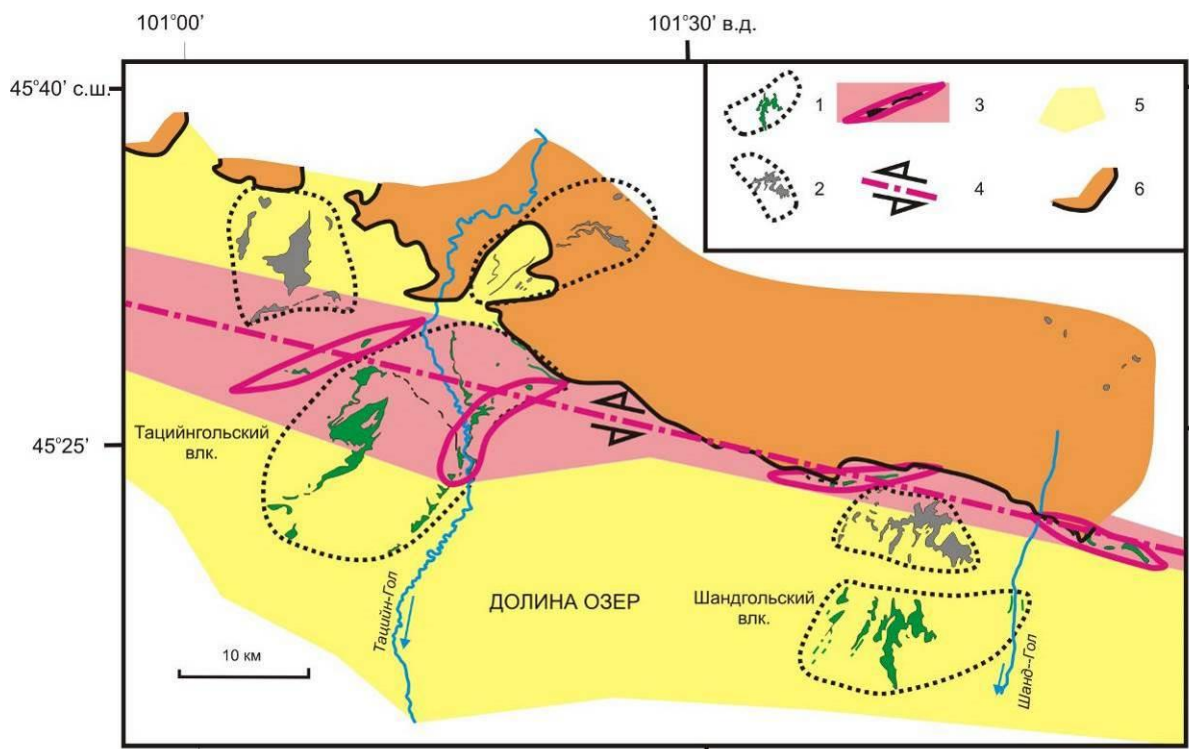
Тектоническая и магматическая активизация Хангайского орогена и сопредельных территорий началась в середине олигоцена в Долине Озер, ограничивающей ороген с юга. Базальты Долино-Озерского вулканического поля располагаются на площади между южными отрогами Восточного Хангая на севере и горными сооружениями Гобийского Алтая на юге. Площадь, занятая вулканическими и субвулканическими телами, составляет несколько сотен квадратных километров. Базальты слагают потоки и покровы, реже – неки и дайки. Основные выходы лавовых потоков приурочены к междуречью Туин-Гол и Тацийн-Гол. Вулканические центры сильно эродированы, пирокластические отложения отсутствуют (Геншафт и др., 1990).

Центры излияний в Долине Озер были пространственно связаны с активизацией разломов Баянхонгорской зоны. У северного

борта долины находится Тацийнгольский щитовой вулкан (рис. 12). Его лавы протягиваются в юго-западном направлении к центральной части долины на 25 км при ширине до 12 км. Центральная и юго-восточная части вулкана хорошо обнажены вдоль р. Тацийн-Гол. Лавы перемежаются с красноцветными осадочными отложениями свиты шандгол. В основании лавового пакета находится покров массивных толстоплитчатых пепельно-серых базальтов мощностью до 25 м. Породы повсеместно брекчированы и пронизаны мельчайшей трещиноватостью. Трещины заполнены карбонатом. Покров прорван телами стекловатых неизмененных базальтов с комковатой отдельностью, переходящих в лавовые потоки, перекрывающие покров. Вдоль юго-восточного и северо-западного краев Тацийнгольского вулкана в северо-восточном направлении протягивает-

ся серия субвулканических тел, обозначивших локальную зону магмопроницаемости. По датировкам методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  базальты

имеют возраст около 31.5 млн лет (Höck et al., 1999).



**Рис. 12.** Пространственное распределение среднеолигоценовых вулканических пород в Долине Озер. 1–2 – щитовые вулканические постройки возрастом, соответственно, ~31.5 и 29–27 млн лет; 3 – локальные участки концентрации субвулканических тел, составляющих левосторонние кулисы крупной западно-северо-западной сдвиговой зоны; 4 – осевая часть сдвиговой зоны; 5 – территория средне-позднекайнозойской седиментации (<35 млн лет); 6 – северный борт Долины Озер – фундамент, сложенный архейскими кристаллическими породами, перекрытыми осадочными отложениями от пермского до мелового возраста. Базальты среднемиоценового возрастного интервала 15.6–12.2 млн лет не показаны. Схема составлена по результатам полевых исследований авторов с использованием данных из работы (Höck et al., 1999).

**Fig. 12.** Spatial distribution of Middle Oligocene volcanic rocks in Valley of Lakes. 1–2 – shield volcanic edifices of ~31.5 and ~29–27 Ma, respectively; 3 – local areas of concentration of subvolcanic bodies that belong to a large left-lateral WNW–ESE shear zone; 4 – axis of the shear zone; 5 – area of Middle-Late Cenozoic sedimentation (<35 Ma); 6 – the northern side of Valley of Lakes – a basement that is composed of Archean crystalline rocks overlain by the Permian to Cretaceous sediments. The Middle Miocene basalts of 15.6–12.2 Ma are not shown. The scheme was compiled on basis of field observations with using data of (Höck et al., 1999).

Другой щитовой вулкан такого же возраста (Шандгольский) расположен на левобережье р. Шанд-Гол, в 40 км юго-юго-восточнее Тацйингольского, в 15 км от северного борта Долины Озер. Выходы лав протягиваются в субширотном направлении на расстояние 15 км при ширине до 8 км. В западной части постройки выделяется серия северо-северо-восточных базальтовых хребтиков (азимут простираения 30°). Они представляют собой останцы трещинных кана-

лов, подобных каналам, прорывающим нижний покров Тацйингольского вулкана. Нижняя часть лавовой последовательности Шандгольского вулкана не обнажена. В видимой части разреза лавовой толщи вулкана деформации выражены несущественно.

Севернее и северо-восточнее Шандгольского вулкана получили развитие две серии трещинных базальтовых тел, внедрившихся вдоль северного борта долины. Тела имеют мощность до 500 м, протяженность – первые

километры. Они испытывали брекчирование и катаклиз по продольным сдвиговым субвертикальным разрывам, служившим каналами для более позднего проникновения магматических расплавов. Образовавшиеся поздние дайковые тела не затронуты какими-либо деформациями. Западная серия субвулканических тел имеет общую западно-северо-западную ориентировку, а восточная – восточно-северо-восточную. Последняя является одной из левосторонних кулис. Другие кулисы выделяются на Тацийнгольском вулкане. Они свидетельствуют об активности трещинных каналов при левосторонних сдвиговых смещениях в крупном сдвиговом разломе, совпадавшем с ориентировкой Дзобхан-Долино-Озерской вулканической зоны. На западном окончании последней для базальтов получена К–Аг датировка  $31.5 \pm 1.2$  млн лет (Девяткин, 2004), соответствующая возрасту охарактеризованных вулканических и субвулканических пород Долины Озер.

Более поздняя фаза среднеолигоценовых извержений в Долине Озер, соответствовавшая накоплению свиты лоо, датирована методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  временным интервалом 28–27 млн лет (Höck et al., 1999). При лавовых извержениях сформировались новые вулканические постройки, две из которых с поперечником около 10 км располагаются севернее сдвигового разлома (севернее Тацийнгольского вулкана), а еще одна приблизительно таких же размеров – южнее его (между северным бортом Долины Озер и Шандгольским вулканом).

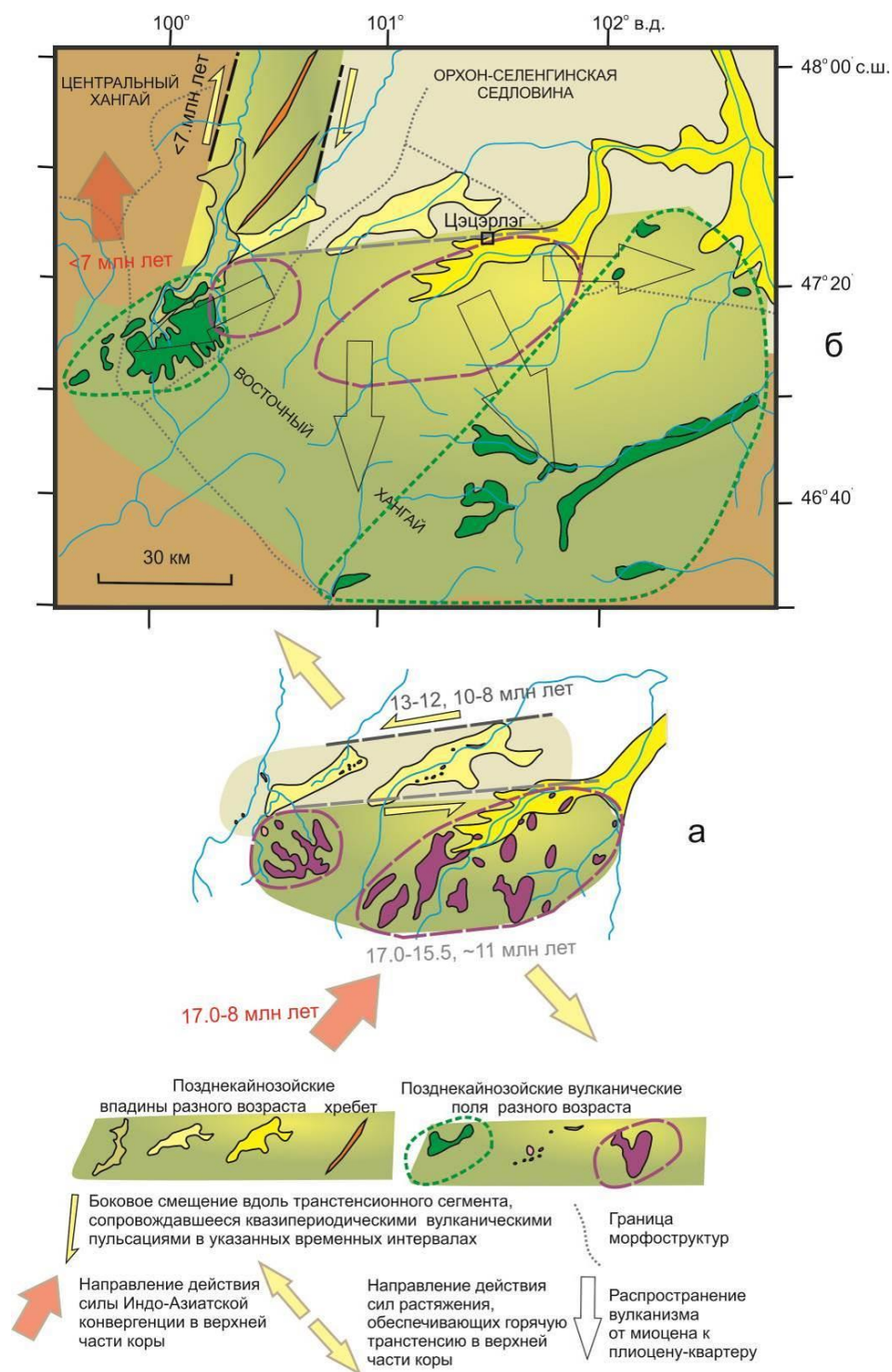
Кулисное расположение хребтов и впадин между Центральным и Восточным Хангаем свидетельствует о правосторонних смещениях вдоль Чулутынской зоны (рис. 13).

По результатам К–Аг и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования (Иваненко и др., 1989; Rasskazov et al., 2003; Ярмолюк и др., 2003а,б), в Центральном Прихубсугулье различаются вулканические интервалы 22–17 и 10.2–7.8 млн лет назад, а в районах северной и южной оконечностей впадины – промежуточные вулканические эпизоды ~16.4, 14–11 млн лет

назад (на юге – ~5.4 млн лет назад). Лавы начального вулканизма Восточного Хангая извергались на Цэцэрлэгском поле в интервале 17.0–9.7 млн лет назад, а Верхне-Орхонского поля – в интервале 9.6–2.1 млн лет назад. Около 9.7–9.6 млн лет назад вулканизм перераспределился из Цэцэрлэгского поля на Верхне-Чулутынское.

Начало вертикальных движений в Байкальской рифтовой зоне сопровождалось вулканизмом обширных территорий интервала 22–17 млн лет назад. Завершение этого вулканизма в Центральном Прихубсугулье совпало с началом вулканизма Цэцэрлэгского поля Восточного Хангая, а начало вулканического интервала 10.2–7.8 млн лет назад Центрального Прихубсугулья – с пространственным перераспределением вулканизма из Цэцэрлэгского поля на Верхне-Чулутынское.

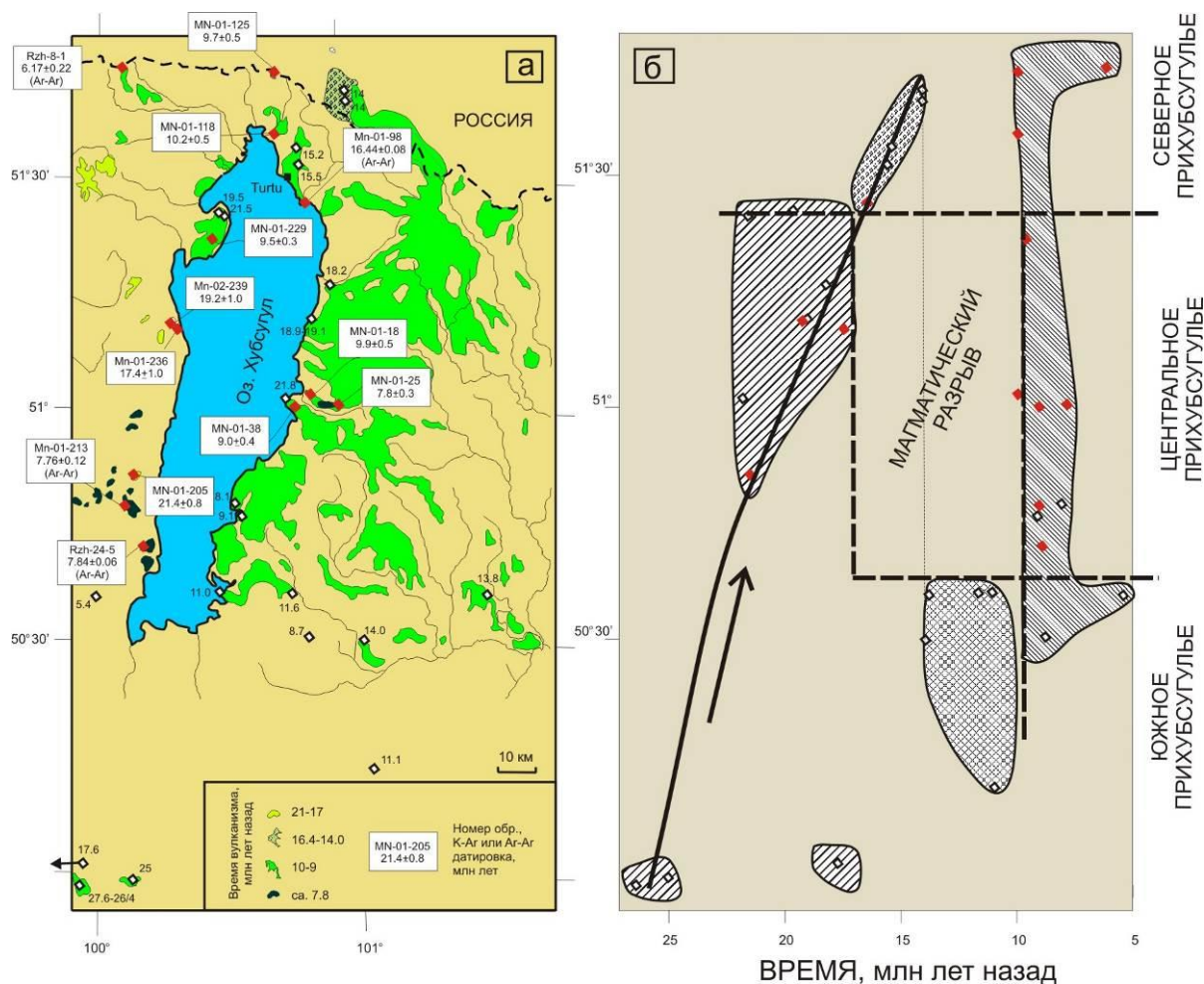
Миграция вулканизма территорий в субмеридиональном направлении была асинхронной. В вулканической миграции на территории Южной Гоби – Восточного Хангая различаются импульсы высококалиевого магматизма в интервалах 41–21 и <20 млн лет назад. Средняя скорость вулканической миграции составляла около  $1 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$ . В качестве исходной точки пространственно-временного смещения извержений в Прихубсугулье служило Мурэнское вулканическое поле с интервалом К–Аг датировок 27–25 млн лет. Вулканизм смещался через центральную часть будущей впадины оз. Хубсугул (интервал 21.5–17.5 млн лет назад) в Северное Прихубсугулье (интервал 16.5–14.0 млн лет назад) со средней скоростью около  $2 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$ . Еще один вулканический импульс был инициирован около 17.5 млн лет назад в 70 км западнее Мурэнского вулканического поля со смещением извержений в юго-восточное Прихубсугулье около 14 млн лет назад с более высокой скоростью ( $4\text{--}5 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$ ). Позже, в интервале 10.2–7.8 млн лет назад, вулканизм сосредоточился в субмеридиональной зоне, простиравшейся вдоль всей Хубсугульской впадины (рис. 14).



**Рис. 13.** Структурный контроль разновозрастными сдвиговыми зонами вулканических полей центральной и западной частей Восточного Хангая.

1 – базальты возрастом 17.0–15.5 и ~11 млн лет и одновозрастная Урд-Тамирская впадина, штриховые овалы – кулисообразные зоны Цэцэрлэгского (ЦВП) и Верхне-Чулутынского (ВЧВП) вулканических полей; 2 – базальты Хойт-Тамирского (ХТВП), Верхне-Хануйского (ВХВП) и Верхне-Чулутынского полей возрастом 13–12 и 10–8 млн лет в кулисообразных межгорных понижениях; 3 – базальты Верхне-Чулутынского поля возрастом 5.5–2.1 млн лет и одноименная впадина; 4 – кулисообразные горные отроги Чулутынской сдвиговой зоны; 5 – направление смещения в сдвиговой зоне; 6 – населенный пункт.

**Fig. 13.** Structural control by shear zones with different ages for volcanic fields in the central and western parts of East Hangay. 1 – basalts of 17.0–15.5 and ~ 11 Ma and the coeval Urd-Tamir basin, dashed ovals mark echelon zones of Tsetserleg (ЦВП) and Upper Chulutyn (ВЧВП) volcanic fields; 2 – basalts of 12–13 and 10–8 Ma within echelon intermountain depressions that used to flooded with lavas of the Hoyt Tamir (ХТВП), Upper Hanui (ВХВП), and Upper Chulutyn fields; 3 – basalt of the Upper Chulutyn field of 5.5–2.1 Ma and the basin with the same name; 4 – mountain spurs of the Chulutyn echelon shear zone; 5 – direction of motion in a shear zone; 6 – a settlement.



**Рис. 14.** Местоположение К–Аг и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировок вулканических пород Прихубсугулья (а) и пространственно-временное смещение вулканизма с перерывом извержений в центральной части побережья оз. Хубсугул во временном интервале 17–10 млн лет назад (б).

**Fig. 14.** Location of K–Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates of volcanic rocks in the Khubsugul area (a) and spatial-temporal shift of volcanic eruptions with a magmatic hiatus in the middle part of the lake shore in the time interval of 17–10 Ma (b).

Смена магматических источников под Цэцэрлэгским и другими полями Восточно-Хангайского ареала интерпретируется как следствие Индо-Азиатской постколлизийной конвергенции. Угасание вулканизма Центрального Прихубсугулья во временном интервале 17–10 млн лет назад может рассматриваться как следствие противоположного эффекта постколлизийных конвергентных процессов.

Впадина оз. Хубсугул формировалась с 10 млн лет назад, одновременно с правосторонними смещениями в Чулутынской зоне, обеспечившими продвижение Хангайского нагорья к северу относительно хр. Восточный Хангай и Орхон–Селенгинского среднегорья. Эти смещения сопровождалась вулканической деятельностью Верхне-Чулутынского и Тарят-Чулутынского полей, которые по временным вариациям калия в диапазоне от 0.8 до 4.8 мас. % разделяются

на три временных интервала: 9.6–7.4, 7.1–4.0 и 4.8–2.1 млн лет назад. В течение первого интервала вулканизм отсутствовал на Тарят-Чулутынском поле, но получил развитие в Центральном Прихубсугулье. Этот интервал соответствовал обстановке структурной перестройки и либо сопровождал начало движений в Чулутынской зоне, либо предшествовал этим движениям. Два других интервала были обозначены отчетливыми чередующимися фазами конвергентного и рифтового вулканизма. В Центральном Прихубсугулье вулканизм отсутствовал.

Принимая во внимание противофазные соотношения извержений в Восточном Хангае и Центральном Прихубсугулье во временном интервале 22–8 млн лет назад, мы рассматриваем эти территории как типичные для орогенной и радиально-рифтовой структурных обстановок, связанных с Индо-Азиатской конвергенцией. Движение Хангайского нагорья к северу сопровождалось сжатием в его фронтальной части. Хубсугульский и Дархатский субмеридиональные рифты оформились в последние 10 млн лет как радиальные структуры этого орогена, испытывающие поперечное растяжение, подобно Верхне-Рейнскому рифту и другим субмеридиональным структурам растяжения Западно-Европейской рифтовой системы, сформировавшимся во фронте Альпийского орогена. Преобладание субмеридионального сжатия при субширотном растяжении выражается в распространении серий даек субмеридионального простираения (Abratis et al., 2007). Сходная обстановка этих рифтовых систем подчеркивается авулканичностью центральных частей их впадин и распределением вулканизма в виде поперечных (субширотных) зон, проходящих через структурные окончания впадин (Расказов и др., 2012).

### **Импульсная миграция позднекайнозойского вулканизма в юго-западной части БРС**

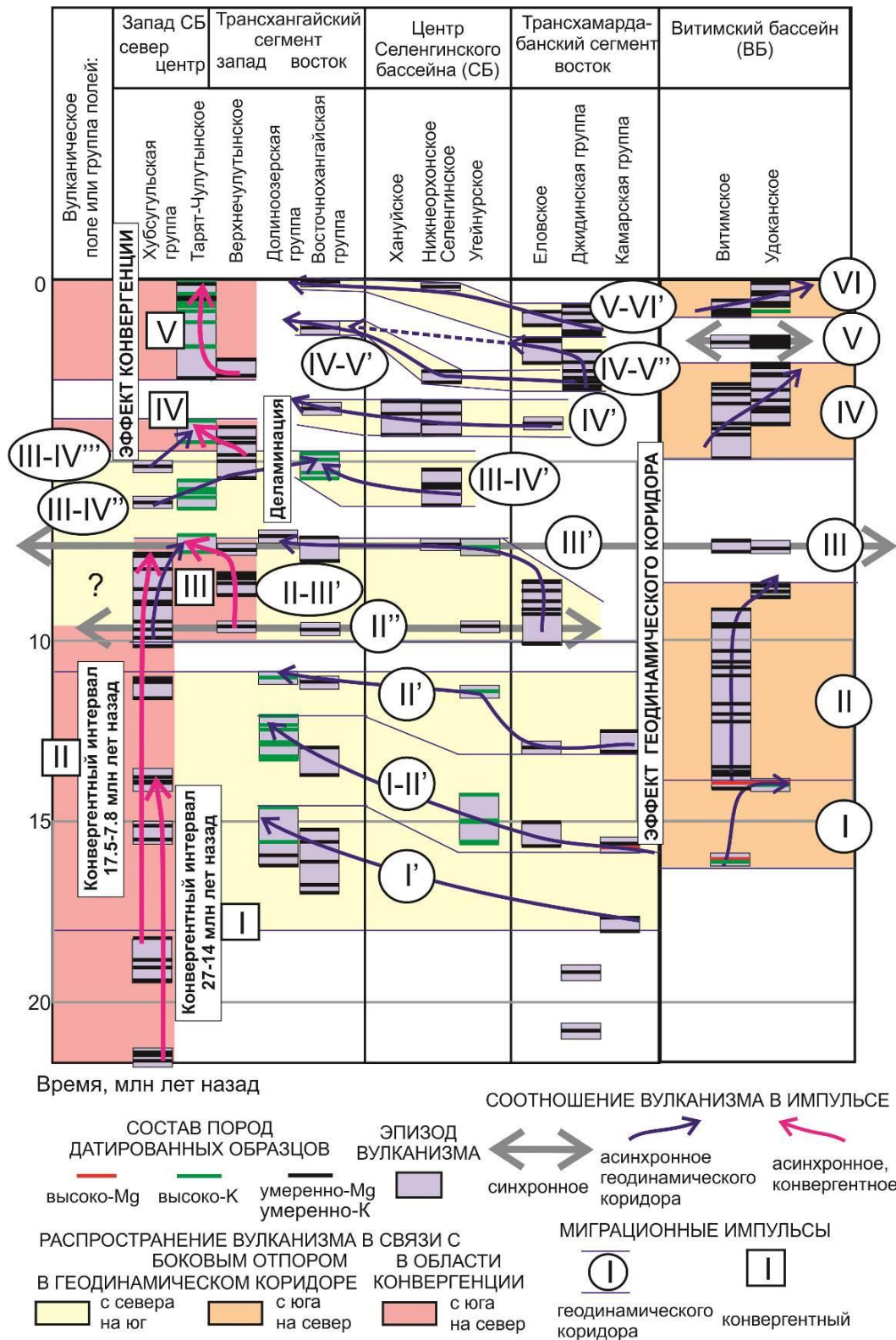
На территории Селенгинского бассейна и сопредельной юго-западной части БРС вул-

канизм начался около 27 млн лет назад (Расказов и др., 2012). Связь с развитием ЯБГК отчетливо проявилась в распространении полосы вулканических извержений от Японии до Саян во временном интервале 22–17 млн лет назад (Расказов, Чувашова, 2018).

Наиболее близко к оси ЯБГК, в восточной части Тункинской долины, расположена Камарская группа вулканических полей. Еловское поле смещено к западу, в центральную часть Тункинской долины, а Джидинская группа полей – через хр. Хамар-Дабан, к югу. Эти вулканические проявления относятся к восточной части Трансхамардабанского сегмента. В Центральной Монголии восточную часть Трансхангайского сегмента образуют Восточно-Хангайская и Долиноозерская группы полей, а его западную часть Верхне-Чулутынское и Тарят-Чулутынское поля. На трассе от восточной части трансхамардабанских расплавных аномалий к восточной части трансхангайских расплавных аномалий, в центре Селенгинского бассейна, находятся Угей-Нурское, Нижнеорхонское, Селенгинское и Хануйское поля. Хубсугульская группа полей северо-западной границы Селенгинского бассейна пространственно соотносится с Тарят-Чулутынским и Верхнечулутынским полями его западной и юго-западной границ так же, как поля Трансхамардабанского сегмента соотносятся с полями центра Селенгинского бассейна и востока Трансхангайского сегмента (Угей-Нурское, Долиноозерское поля и Восточно-Хангайская группа полей).

Специфика пространственно-временного распределения вулканизма Селенгинского бассейна проявляется через его сопоставление с шестью эпизодами Витимского бассейна. Для удобства сравнительного анализа вулканические импульсы расплавных аномалий юго-западной части БРС обозначены на рис. 15 в сравнении с импульсами Витимского бассейна (см. рис. 9).





**Рис. 15.** Сопоставление миграционных импульсов вулканизма северо-востока БРС (Витимский бассейн, ВБ) и юго-запада БРС (Хубсугульский сегмент, Селенгинский бассейн, СБ и Трансхамардабанский сегмент). Знак вопроса (?) указывает на неопределенность условий проявления вулканизма (предположительно, геодинамические условия коридора) в интервале 10.0–7.8 млн лет назад в области Хубсугульской группы полей. Стрелки обозначают запаздывание вулканических эпизодов, двусторонние стрелки обозначают синхронность вулканизма (объяснения в тексте).

**Fig. 15.** Comparison of propagated volcanic impulses in the northeastern BRS (Vitim Basin, ВБ) and southwestern BRS (Khubsugul segment, Selenga Basin, СБ and Transkhamardaban segment). The question mark (?) indicates the uncertainty of the conditions for the displaying volcanism (presumably, the geodynamic conditions of the corridor) in the interval of 10.0–7.8 Ma in the Khubsugul group of fields. Arrows indicate a delay of volcanic episodes, double-sided arrows indicate a synchronism of volcanism (explanations in the text).

Обратимся сначала к восточной трассе расплавных аномалий Селенгинского бассейна, которая в целом характеризуется импульсами вулканизма, мигрировавшего с севера на юг, от Трансхамардабанского сегмента через центр Селенгинского бассейна к Трансхангайскому сегменту. Миграционный проход, обозначенный как импульс I', был инициирован извержениями в Камарской группе полей 18.1–17.5 млн лет назад и завершился извержениями в Долине Озер около 15 млн лет назад. Подобным образом проявились два последующих вулканических импульса (I–II' и II'), соответственно, во временных интервалах 16–12 и 13–11 млн лет назад. Около 9.6 млн лет назад вулканизм проявился одновременно почти на всех рассматриваемых полях Селенгинского бассейна (импульс II''), а затем, около 7.5 млн лет назад, и в Селенгинском, и в Витимском бассейнах (соответственно, импульсы III' и III). Пространственное смещение обозначилось в относительно широком временном интервале извержений Еловского поля (10–8.4 млн лет назад) и последующем концентрированном импульсе около 7.5 млн лет назад в центре Селенгинского бассейна и на его трансхангайской границе. В интервале последних 6 млн лет в восточной трассе расплавных аномалий Селенгинского бассейна намечается еще 4 миграционных вулканических импульса: III–IV'' – 6.0–4.8 млн лет назад, IV'' – 4.0–3.4 млн лет назад, IV–V'' (IV–V') – 3.0–1.3 млн лет назад, V–VI' – 1.1–0.035 млн лет назад.

Рассмотрим теперь импульсы вулканизма западной трассы расплавных аномалий Селенгинского бассейна. По результатам K–Ar и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования (Иваненко и др., 1989; Rasskazov et al., 2003; Ярмолюк и др., 2003а,б), в Центральном Прихубсугулье различаются вулканические интервалы 22–17 и 10.2–7.8 млн лет назад, а в районах северной и южной оконечностей впадины – промежуточные вулканические эпизоды ~16.4, 14–11

млн лет назад (на севере – ~6.2 млн лет назад, на юге – ~5.4 млн лет назад). Лавы начального вулканизма Восточного Хангая извергались на Цэцэрлэгском поле в интервале 17.0–9.7 млн лет назад, а Верхне-Орхонского поля – в интервале 9.6–2.1 млн лет назад. Около 9.7–9.6 млн лет назад вулканизм перераспределился с Цэцэрлэгского поля на Верхне-Чулутынское.

В Прихубсугулье вулканизм мигрировал с юга на север в интервалах 27–14 и 14–7 млн лет назад (рис. 13). Начальные извержения Южного Прихубсугулья 27–25 млн лет назад сменялись извержениями Центрального Прихубсугулья 21.4–17.4 млн лет назад и продвигались в Северное Прихубсугулье в интервале 16.4–14.0 млн лет назад. Еще один импульс был инициирован в Южном Прихубсугулье около 17.5 млн лет назад. Затем, вулканизм сместился к южной оконечности оз. Хубсугул в интервале 14–11 млн лет назад и далее в Центральное и Северное Прихубсугулье в интервале 10.0–7.7 млн лет назад. Направленная к северу миграция вулканизма дважды маркировала конвергентный контроль распространения магморазрывов литосферы.

В интервале 9.6–7.5 млн лет назад обозначился также конвергентный тип вулканической миграции с юга на север от Верхне-чулутынского поля к Тарят-Чулутынскому. Одновременное смещение вулканизма от Хубсугула к Тарят-Чулутынскому и Верхне-чулутынскому полям может свидетельствовать о сочетании растяжения литосферы, обусловленного динамикой Японско-Байкальского коридора, с действием механизма конвергенции.

В коротком интервале от 6.2 до ~5.0 млн лет назад (импульс III–IV') преобладала динамика Японско-Байкальского коридора, повлекшая смещение вулканизма к Тарят-Чулутынскому и далее к Верхнечулутынскому полю. В интервале 5.4–3.8 млн лет назад (импульс IV') вновь действовал и ме-

ханизм коридора, и конвергентный механизм.

Наконец, в смещении вулканизма от Верхнечулутынского поля к Тарят-Чулутынскому в последние 2.6 млн лет явно главенствовал конвергентный контроль магмопроницаемости литосферы.

### Обсуждение

#### *Квазипериодичность вулканизма и осадко-накопления, вулканизм как показатель запуска и развития процессов новейшего геодинамического этапа в Азии*

К 1996 г. были получены представительные K–Ar и Ar–Ar датировки вулканических пород разных территорий БРС и в результате их сопоставлений отчетливо выявился импульсный характер проявления вулканизма во временных диапазонах позднего мела – кайнозоя, позднего кайнозоя, четвертичного периода и конца плейстоцена–голоцена.

Синтез данных 2010-х гг. показал, что в вулканизме позднего мела – кайнозоя отразился новейший геодинамический этап Земли, длившийся около 90 млн лет. Предшествующий временной интервал 160–90 млн лет назад был нестабильным и обозначал переход от ранне-среднефанерозойской эволюции Земли к ее позднефанерозойской эволюции (Чувашова и др., 2010; Рассказов и др., 2012; Рассказов, Чувашова, 2013, 2018). В течение новейшего геодинамического этапа квазипериодичность менялась. С использованием в качестве меняющегося параметра содержания  $K_2O$  вулканических пород в палеогене определены квазипериоды 20 и 10 млн лет, в неогене – квазипериоды 2.5 млн лет и в квартере – квазипериоды 100–400 тыс. лет. Смена квазипериодичности вулканизма связывалась с последовательным усилением эндогенных магматиче-

ских процессов в течение новейшего геодинамического этапа (Чувашова и др., 2017). В недавно опубликованной работе (Ma et al., 2017) определен нижний предел единообразной седиментационной ритмики орбитальных реконструкций по меловым осадочным толщам малоглубинного морского бассейна Северной Америки. Сделан вывод о резком изменении вращения Земли во временном интервале 87–85 млн лет назад из-за резонансного взаимодействия ее орбиты с орбитой Марса. Это определение совпало с оценкой начала новейшего геодинамического этапа в Азии (Рассказов, Чувашова, 2013).

Причины вулканической квазипериодичности 2.5 млн лет оставались неясными, пока в начале 2000-х гг. не появились работы, в которых циклы Миланковича 405 тыс. лет были объединены в великие циклы наклона оси вращения Земли 1.2 млн лет и великие циклы эксцентриситета вращения Земли 2.4 млн лет (Laskar et al., 2004, 2011; Hinnov, 2013). Таким образом, импульсы вулканизма с квазипериодичностью 2.5 млн лет позднего кайнозоя БРС оказались согласованными с великими циклами эксцентриситета.

#### *Иерархическая система квазипериодичности вулканизма*

Установленная согласованность квазипериодичности вулканизма разных районов Азии с циклами орбитального вращения Земли, в сущности, означает определение планетарного контроля вулканических процессов. Систематика временных рядов вулканических событий Азии включает иерархические уровни от интервала 30 млн лет, охватывающего весь поздний кайнозой, до интервала последних 15 тыс. лет конца плейстоцена и голоцена (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

**Квазипериодичность вулканизма Азии**

Длительность квазипериода	Характеристика квазипериода	
	Первая половина квазипериода	Вторая половина квазипериода

Около 30 млн лет	С 30 до 15 млн лет назад вулканическая деятельность распространялась в ЮЗ части БРС	В последние 15 млн лет вулканическая деятельность распространилась в ЮЗ и СВ частях БРС
Около 5 млн лет	Извержения недифференцированных щелочно-базальтовых лав	Извержения дифференцированных лавовых серий
	Последовательное смещение извержений в пределах вулканических полей	
0.6–0.24 млн лет (последние 2 млн лет)	Повторяемость вулканических максимумов через равные промежутки времени с длительностью от 0.3 до 0.1 млн лет Тройные максимумы внутриплитного вулканизма Соответствие извержений дифференцированных серий центральным максимумам внутриплитного вулканизма	
0.3–0.1 млн лет (последние 2 млн лет)	Повторяющиеся вулканические максимумы в пределах интервалов с длительностью от 0.6 до 0.24 млн лет	
Последние 15 тыс. лет (Удоканское поле)	В интервале 12–7.9 тыс. лет назад извержения из трещин СЗ простирания	В интервале 4.6–2.1 тыс. лет назад извержения из трещин СВ простирания

Интервал 30 млн лет и квазипериоды 5 млн лет разделяются на две половины (стадии А и Б), характеризующиеся различными признаками. С 30 до 14 млн лет назад вулканизм охватывал только ЮЗ часть БРС. Начиная с 15 млн лет, вулканизм распространился также в ее СВ части. В 30 млн лет вписываются вулканические интервалы с квазипериодичностью 5 млн лет.

Вулканические поля Восточного Саяна расположены севернее осевых рифтовых впадин БРС. Во время интервалов длительностью 5 млн лет вулканизм последовательно смещается либо по направлению к осевым рифтовым структурам (к югу), либо вдоль них. На расположенных южнее осевых рифтовых впадин Витимском и Удоканском вулканических полях вулканизм также смещается во время 5-миллионных интервалов к осевым рифтовым структурам (к северу), либо вдоль них. Такой характер смещения отражает периодически возникающую адвекцию горячего мантийного материала. Его движение направлено от районов с большей

толщиной литосферы к районам с утоненной литосферой, свойственной осевым рифтовым структурам.

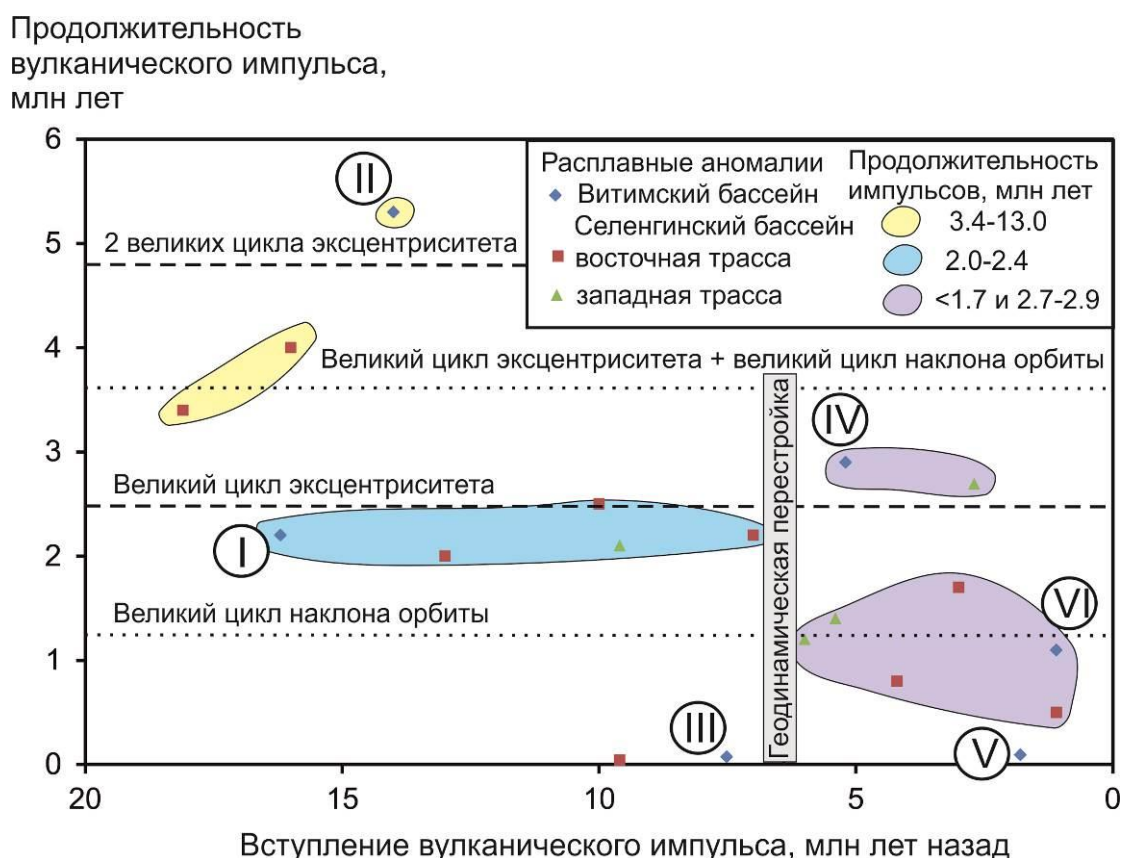
На стадии А 5-миллионных интервалов изливались щелочно-базальтовые лавы недифференцированного состава. Дифференцированные лавы в общем характерны для стадии Б. Исключение составляет вулканизм последних 2 млн лет. Хотя лавы этого временного интервала относятся к стадии А 5-миллионных интервалов, они представлены дифференцированными сериями.

В этой связи необходимо отметить различные условия формирования неогеновых и четвертичных дифференциатов Удоканского поля. В частности, при изучении родственных кристаллических включений из лав установлено, что в неогене дифференциация происходила в сравнительно глубинной обстановке (на границе кора – мантия), а в четвертичное время сместилась на малые глубины. Соответственно, в неогене формировалась непрерывная серия лав щелочной оливиновый базальт–гавайит–муджиерит–

бенморейт–трахит, а в четвертичное время изливались только начальные и конечные члены этой серии (Расказов, 1985).

В последние 20 млн лет по пространственно-временному перераспределению вулканизма различаются последовательные изменения вступления вулканических импульсов, согласующихся с циклами орбитального вращения Земли (рис. 15). Основная геодинамическая перестройка приходится на 8–6 млн лет назад. До этой перестройки на северо-востоке и юго-западе БРС (в Витимском и Селенгинском бассейнах) устойчиво проявлялась вулканическая квазипериодичность 2.5 млн лет, соответствующий великому циклу эксцентриситета

(тренд I). В интервале 20–14 млн лет назад на восточной трассе Селенгинского бассейна (см. рис. 14) обозначился также более продолжительный интервал около 3.6 млн лет, включающий великий цикл эксцентриситета и великий цикл наклона орбиты, в Витимском бассейне – 2 великих цикла эксцентриситета (тренд II), а в интервале 10–7 млн лет назад короткие импульсы (тренд III). После геодинамической перестройки в вулканических импульсах наиболее последовательно проявился великий цикл наклона орбиты (тренд VI), но продолжала поддерживаться также вулканическая квазипериодичность великого цикла эксцентриситета (тренд IV) и коротких импульсов (тренд V) (рис. 16).



**Рис. 16.** Диаграмма изменения продолжительности импульсов мигрирующего вулканизма на северо-востоке и юго-западе БРС. Диаграмма составлена на основе рис. 15 (объяснение в тексте).

**Fig. 16.** Diagram of changes in duration of impulses of migrating volcanism in the northeast and southwest of the BRS. The diagram is based on Fig. 15 (explanation in the text).

Четвертичные вулканические импульсы связывались с астрономической цикличностью, отражающейся в седиментации (циклы Миланковича). Вулканические импульсы конца плейстоцена и голоцена сопоставлялись с седиментационной регулярностью

порядка 10–14 тыс. лет, выявленной А.А. Кульчицким в Муйско-Куандинской впадине. Эпизоды смены осадконакопления, обусловленные прерывистым поднятием Северо-Муйского хребта, были датированы интервалами: 58.0–56.5; 39.0–36.5; 24.0–22.3

и 13.5–12.9 тыс. лет назад (некалиброванные датировки  $^{14}\text{C}$ ). По результатам радиоуглеродного датирования древесных остатков, захороненных в шлаках или погребенных под лавовыми потоками вулканические извержения последних 15 тыс. лет были охарактеризованы как регулярные процессы, происходившие в масштабе Азии с квазипериодичностью порядка 2–3 тыс. лет (Рассказов, 1999; Чувашова и др., 2007).

Вопрос о проявлении цикличности в донных отложениях оз. Байкал обсуждался по материалу скважины BDP-96, пройденной на подводном Академическом хребте (Williams et al., 1997). Продолжительные орбитальные циклы в седиментационных летописях донных осадков оз. Байкал не определялись. В интервале от 1.8 до 0.8 млн лет назад была обозначена цикличность 41 тыс. лет (период наклона оси вращения Земли), а в течение последующих 0.8 млн лет – цикличность 100 тыс. лет (период эксцентриситета). В интервале последних 400 тыс. лет, предположительно, регистрировалась цикличность 23 тыс. лет (период прецессии).

*Массовое  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  датирование вулканических пород Центральной Монголии: соотношение новых возрастных оценок с прежде полученными радиоизотопными датировками*

Итак, вулканизм Байкальской рифтовой системы в 2000–2010-х гг. получил интерпретацию как планетарный квазипериодический процесс. В 2018 г. была опубликована статья (Ancuta et al., 2018), в которой приведено массовое Ar–Ar датирование вулканических пород Центральной Монголии. По 235 новым датировкам валовых составов вулканических пород сделан вывод о том, что вулканическая активность на этой территории начала возрастать в начале миоцена, достигнув своего пика в среднем миоцене с постепенным уменьшением объема к голоцену.

Ar–Ar способ датирования в K–Ar изотопной системе дает внутренний контроль правильности измерений по анализу соотношений температурных ступеней и меньшую погрешность, чем классический способ расчета возраста по измеренному содержанию калия в породе и измеренной

фракции выделенного из нее радиогенного  $^{40}\text{Ar}$ . Возникает вопрос об информативности новых датировок для понимания геологического строения вулканических полей и эволюции вулканизма территорий. В какой мере новые данные дополняют или корректируют построения, выполненные прежде Е.В. Девяткиным (1981), группой В.В. Ярмолюка (1994, 2007) и представленные в монографической сводке радиоизотопных датировок (Рассказов и др., 2012).

Сопоставление радиоизотопных данных о возрасте вулканических пород побережья оз. Хубсугул и Прихубсугулья (табл. 3) свидетельствует о воспроизведении в работе 2018 г. возрастного диапазона вулканических пород, имевшегося в 2012 г. Из нового датирования выпали породы двух довольно продолжительных интервалов, представленных сериями датировок: 9.1–6.17 млн лет (интервал продолжительностью около 3 млн лет) и 19.5–13.8 млн лет (интервал продолжительностью 6.3 млн лет). Хорошее соответствие датировок 2012 и 2018 гг. получено в начале диапазона (26–24 млн лет) и в его конце (10.2–9.5 и 5.4 млн лет). В середине диапазона (от 21.4 до 10.5 млн лет) датировки 2012 и 2018 гг. расходятся между собой на 0.5–1.5 млн лет. Сходство датировок свидетельствует о датировании коротких вулканических импульсов в начале и в конце вулканизма. Расхождение датировок может отражать образование вулканических сооружений промежуточного возрастного интервала 21.4–10.5 млн лет в результате неоднократных вулканических извержений и вовлечение в опробование разными авторами разновозрастных частей таких построек.

На Тарят-Чулутынском вулканическом поле (табл. 4) в датирование 2018 г. не включены породы двух возрастных интервалов 2012 г.: 5.6–0.6 и 7.1–5.9 млн лет. Интервал наиболее молодых извержений (0.05–0.009 млн лет назад) также не обозначен, но приведена ссылка на результаты датирования голоценовых извержений радиоуглеродным методом. Достижением нового датирования явилось получение пяти датировок в интервале 0.3–0.08 млн лет: 0.08, 0.16, 0.21, 0.24 и 0.3 млн лет. С учетом имеющихся дат 0.009 и 0.05 млн лет (соответственно,  $^{14}\text{C}$  и

U–Th датировки), интервалы между событиями составляют (в ретроспективе, т.е. от настоящего времени к геологическому прошлому): 41, 30, 80, 50, 30 и 60 тыс. лет. После события 0.4 млн лет (извержение вулкана Шаварын-Царам) до следующего датированного события прошло 100 тыс. лет, а перед событием 0.4 млн лет был перерыв 50 тыс. лет, а еще раньше – 150 тыс. лет. Событие 0.6 млн лет назад отделено от предшествующего события более длительным интервалом (600 тыс. лет). Следовательно, в интервале последних 0.6 млн лет на Тарят-Чулутынском вулканическом поле извержения происходили через интервалы от 30 до 150 тыс. лет. Квазипериоды между извержениями в основном не превышали 100 тыс. лет (цикл Миланковича). До 0.6 млн лет назад извержения происходили не так часто. Новые данные датирования, таким образом, высветили значение рубежа 0.6 млн лет для эволюции вулканизма Тарят-Чулутынского поля. Прежде, это время было определено как основной заключительный рубеж перераспределения вулканизма в БРС (Рассказов и др., 2000).

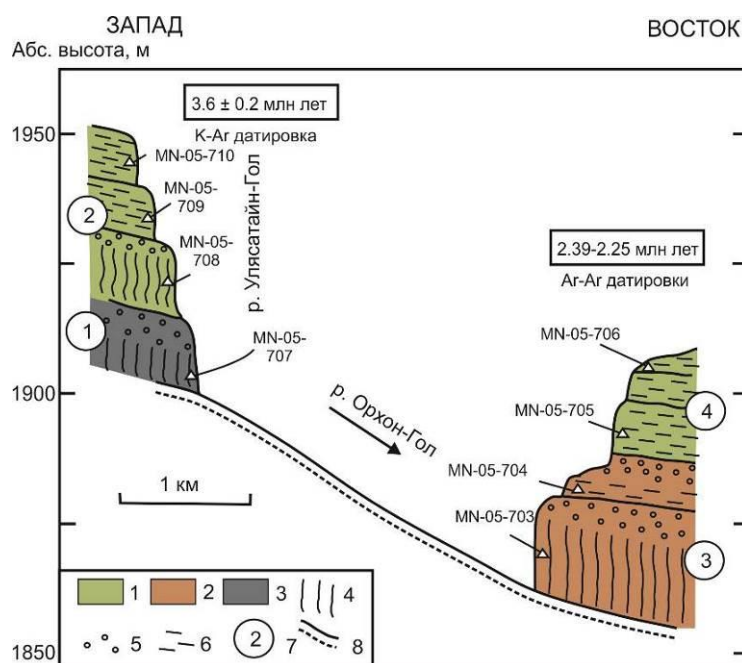
На Верхне-Чулутынском вулканическом поле (табл. 5) диапазон вулканизма, благодаря новому датированию, расширен от 9.6 млн лет (2012 г.) до 12.88 млн лет (2018 г.). По вариациям содержания  $K_2O$  активность вулканизма этого поля вместе с вулканизмом Тарят-Чулутынского поля характеризуется тремя квазипериодами 2.5 млн лет (Чувашова и др., 2010; Рассказов и др., 2012). По результатам дополнительного датирования 2018 г. добавляется еще один квазипериод 12.88–10.0 млн лет назад. Дополнительно определяются также интервалы: 6.37–6.81 млн лет в начале квазипериода 7.1–4.0 млн лет назад и 8.88–9.4 млн лет в начале квазипериода 9.6–8.0 млн лет назад. Однако в датировании 2018 г. на Верхне-

Чулутынском вулканическом поле пропущены интервалы 4.3–5.0 и 8.2–8.75 млн лет.

В верховьях Орхона новые датировки (Ancuta et al., 2018) не соответствуют опубликованным датам (Рассказов и др., 2012), что требует пояснения. В монографии 2012 г. образцы имеют привязку к картам–схемам и разрезам с указанием координат GPS. Из-за ограниченного объема статьи 2018 г. привязка датированных образцов дана только координатами GPS. Суждение о геологическом значении образцов, в этом случае, может составить только геолог, побывавший на местности. Из сопоставления координат, приведенных в работах 2012 и 2018 гг., следует, что прямое сопоставление полученных геохронометрических данных невозможно, поскольку опробовались и датировались разные обнажения (табл. 6).

Лавовые потоки, заполнившие днище долины, имеющие хорошо сохранившуюся поверхностную морфологию, дали нулевой возраст и 0.25 млн лет. При малых концентрациях радиогенного аргона достоверность датирования в K–Ar изотопной системе низкая в связи с возможным присутствием избыточного аргона. По двум сериям образцов здесь получены U–Th-изохронные оценки возраста 35 и 38 тыс. лет (Рассказов и др., 2012).

Более ранние «долинные» потоки верховьев Орхона датированы единым плиоцен-эоплейстоценовым интервалом 3.27–2.13 млн лет (Ancuta et al., 2018). В этом интервале находятся многочисленные датировки пород, полученные на значительной протяженности речной долины в субширотной зоне трансенсии. Этот интервал слегка превышает K–Ar датировка  $3.63 \pm 0.19$  млн лет (Рассказов и др., 2012). Она получена для потока умеренно калиевых базальтов из верхней пачки обнажения, опробованного выше устья р. Улясатайн-Гол (рис. 17).



**Рис. 17.** Последовательность лавовых извержений в верховьях р. Орхон вблизи устья р. Улясатайн. Приведен разрез рис. 3.14 из монографии (Рассказов и др., 2012) с дополнением в нем интервала Ar–Ar датировок 2.39–2.25 млн лет, приведенных в статье (Ancuta et al., 2018) для серии образцов из двух вулканических останцов, расположенных в долине р. Орхон ниже устья р. Улясатайн-Гол. 1–3 – состав лавовых пачек: 1 – умеренно-K базальты (пачки 2 и 4), 2 – высоко-K базальты (пачка 3), 3 – Натрахиандезиты (пачка 1); 4 – столбчатая отдельность; 5 – пористость границы потока; 6 – толсто-плитчатая отдельность; 7 – номер лавовой пачки; 8 – тальвег речной долины. Вертикальный масштаб в ~40 раз превышает горизонтальный.

**Fig. 17.** Sequence of lava eruptions in the upper current of the Orkhon River near the mouth of the Ulysatayn River. The section of Fig. 3.14 from the monograph (Рассказов и др., 2012) with the addition of the Ar–Ar dating interval of 2.39–2.25 Ma given in the paper (Ancuta et al., 2018) for a series of samples from two volcanic remnants located in the valley of the Orkhon River in its lower current. 1–3 – composition of lava members: 1 – moderate-K basalts (packages 2 and 4), 2 – high-K basalts (package 3), 3 – Na-trachyandesites (package 1); 4 – columnar joints; 5 – porosity of flow boundary; 6 – thick-plate joints; 7 – lava package number; 8 – river valley thalweg. The vertical scale is ~40 times larger than the horizontal one.

В разрезе, представленном в монографии, ниже базальта возрастом 3.6 млн лет залегает поток трещиноватых Na-трахиандезитов. Трахиандезиты сильно деформированы, базальты деформациям не подвержены. Ниже по течению р. Орхон пачка умеренно-K базальтов перекрывает пачку высоко-K базальтов, обнажающуюся на урезе реки. Признаков деформаций пород не отмечено. В 11 км выше по течению р. Орхон (в левом борту ее притока – р. Тонгорын-Гол) умеренно-K базальты отсутствуют. Здесь пачка высоко-K базальтов находится выше пачки Натрахиандезитов, подобных по составу породам основания разреза в приустьевой части р. Улясатайн-Гол (разрез рис. 3.28 в монографии Рассказова и др. (2012)).

Умеренно-K состав имеют верхнеплиоценовые лавы днища долины, поэтому для временного интервала последних 3.6 млн лет предполагался общий умеренно-K состав базальтов. Породы устья р. Улясатайн-Гол с Na-трахиандезитами не датировались Ar–Ar методом. Между тем, в двух обнажениях, расположенных ниже по р. Орхон, получен узкий интервал Ar–Ar датировок 2.39–2.25 млн лет (Ancuta et al., 2018), который свидетельствует о едином вулканическом импульсе со сменой высоко-K базальтов базальтами умеренно-K состава. Поскольку пачка высоко-K базальтов прослеживается на уровне тальвега долины Орхона выше по течению реки, породы этой пачки, по-видимому, в основном и составили интервал Ar–Ar датировок 3.27–2.13 млн лет.



Из перехода от высоко-К базальтов к базальтам умеренно-К состава в обнажениях пород с интервалом Ar–Ar датировок 2.39–2.25 млн лет следует, что в извержениях узкого временного интервала высоко-К лавы сменились лавами умеренно-К состава. Умеренно-К лавы приустьевой части р. Улясатин-Гол могут представлять собой более раннее извержение лав этого типа. Получается последовательность четырех лавовых пачек (рис. 17).

На вулкане Алтаг-Толгой-Ула для высоко-К базальтов получены K–Ar датировки  $5.5 \pm 0.3$  млн лет и  $5.4 \pm 0.2$  млн лет. Ar–Ar датирование этого вулкана не проводилось, но был датирован тектонически-наклоненный поток левого борта Орхона, распложенный в 4–6 км ниже по течению от вулкана Алтаг-Толгой-Ула. Датировка 7.59 млн лет, полученная методом  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  (Ancuta et al., 2018), обозначает начало вулканической активности на Верхне-Орхонском поле в позднем миоцене.

Новые Ar–Ar датировки показывают пространственно-совмещенные в верховьях Орхона вулканические породы плиоцен-эоплейстоценового интервала 3.27–2.13 млн лет и олигоцен-раннемиоценового интервала

Таблица 3.

**Сопоставление радиоизотопных датировок побережья оз. Хубсугул и Прихубсугуля, имевшихся к 2012 г., и новых датировок, опубликованных в 2018 г.**

Совпадающие датировки, млн лет		Несовпадающие датировки, млн лет	
Рассказов и др., 2012	Ancuta et al., 2018	Рассказов и др., 2012	Ancuta et al., 2018
5.4	5.69–5.33		
		<b>9.1–6.17</b>	
9.5–9.7	9.66–9.5		
9.9	9.92		
10.2	10.22		
			10.49
		11.6–11.0	
			12.59–12.31
		<b>19.5–13.8</b>	
			20.95–20.83
		21.4–21.8	
24.4	24.46–23.04		
25.0	25.04		
26.4	26.1		
		27.6	

Примечание: Жирным шрифтом здесь и далее обозначены продолжительные интервалы, представленные сериями датировок, имевшимися к 2012 г. и не воспроизведенными в 2018 г.

32.38–18.98 млн лет. Самые молодые даты плиоцен-эоплейстоценового интервала 2.16–2.13 млн лет в верховьях р. Улясатин-Гол ассоциируются с датировками 22.56–21.89 и 18.98 млн лет. В северо-западной части бассейна Орхона датировка 3.04 млн лет плиоцен-эоплейстоценового интервала ассоциируется с датой 32.38 млн лет и интервалом 22.24–20.29 млн лет.

Датировка 7.59 млн лет начинает события Верхне-Орхонского вулканического поля с квазипериодичностью 2.5 млн лет, соответствующей великим циклам эксцентриситета орбитального вращения Земли. На вулканических полях Восточного Хангая и Орхон-Селенгинской седловины обозначается смена фаз извержений около 7.5 млн лет назад, от согласованных временных вариаций калия к противофазным и смещенным по фазе извержениям (рис. 18).

Не рассматривая далее данные (Ancuta et al., 2018) по другим вулканическим полям Центральной Монголии, обратим внимание только на три Ar–Ar датировки вулканических пород района самона Их-Тамир: 13.88, 13.92 и 13.99 млн лет. Они древнее прежде опубликованной даты 9.7 млн лет.

Таблица 4

**Сопоставление радиоизотопных датировок Тарят-Чулутынского вулканического поля, имевшихся к 2012 г., и новых датировок, опубликованных в 2018 г.**

Совпадающие датировки, млн лет		Несовпадающие датировки, млн лет	
Рассказов и др., 2012	Ancuta et al., 2018	Рассказов и др., 2012	Ancuta et al., 2018
		<b>0.05–0.009</b>	
			<b>0.3–0.08</b>
0.4	0.4		0.45
		<b>5.6–0.6</b>	
5.8	5.86		
		<b>5.9–7.1</b>	

Примечание: Шрифтом жирный италик здесь и далее обозначены интервалы, представленные сериями новых датировок 2018 г., отсутствующие в 2012 г.

Таблица 5

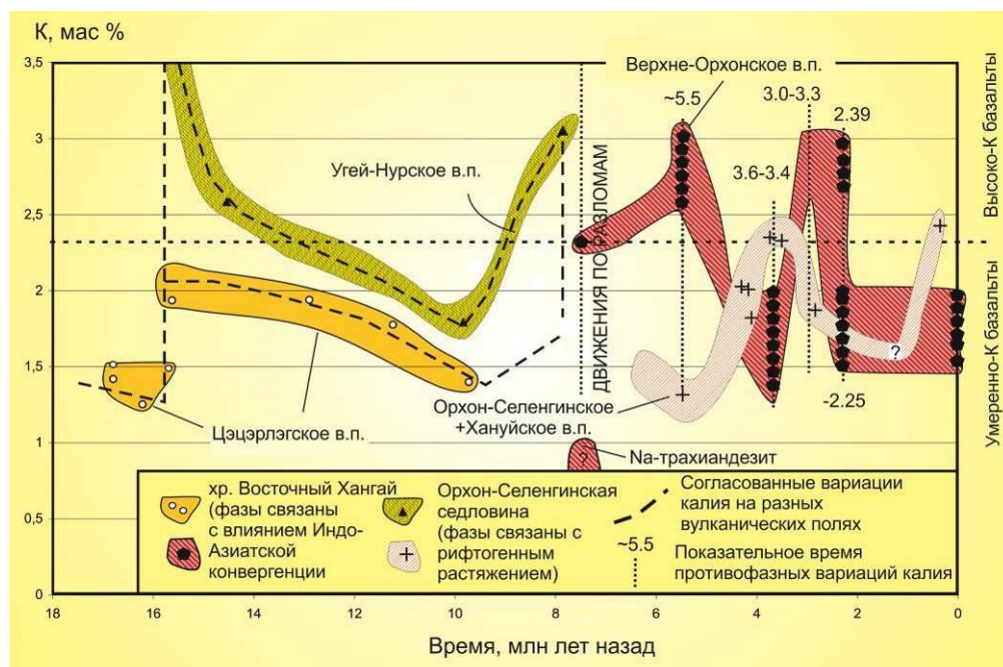
**Сопоставление радиоизотопных датировок Верхне-Чулутынского вулканического поля, имевшихся к 2012 г., и новых датировок, опубликованных в 2018 г.**

Совпадающие датировки, млн лет		Несовпадающие датировки, млн лет	
Рассказов и др., 2012	Ancuta et al., 2018	Рассказов и др., 2012	Ancuta et al., 2018
		2.1	
2.7	2.61–2.56		
4.0	4.14–3.96		
4.3	4.26–4.2		
		<b>5.0–4.3</b>	
			5.18
		5.5	
			<b>6.81–6.37</b>
7.4	7.49–7.45		
			7.65
8.1–8.0	8.08–7.95		
		<b>8.75–8.2</b>	
			<b>9.4–8.88</b>
9.6	9.75–9.59		
			<b>12.88–9.99</b>

Таблица 6

**Сопоставление радиоизотопных датировок Верхне-Орхонского вулканического поля, имевшихся к 2012 г., и новых датировок, опубликованных в 2018 г.**

Совпадающие датировки, млн лет		Несовпадающие датировки, млн лет	
Рассказов и др., 2012	Ancuta et al., 2018	Рассказов и др., 2012	Ancuta et al., 2018
		<b>0.038–0.035 (U–Th)</b>	
			0.25–0.0
			<b>2.39–2.25</b>
			<b>3.27–2.13</b>
		<b>3.6</b>	
		<b>5.4–5.5</b>	
			<b>7.59</b>
			<b>18.98</b>
			<b>22.56–20.29</b>
			<b>32.38</b>



**Рис. 18.** Смена фаз извержений на вулканических полях Восточного Хангая и Орхон-Селенгинской седловины около 7.5 млн лет назад: от согласованных временных вариаций калия к противофазным и смещенным по фазе. Данные (Рассказов и др., 2012). Для Верхне-Орхонского вулканического поля (в.п.) использованы также новые Ar–Ar датировки (Ancuta et al., 2018). Na-трахиандезит не датировался. Извержение лав этого состава коррелируется по начальным сильным деформациям с наклоненным лавовым потоком возрастом 7.59 млн лет.

**Fig. 18.** Change of eruption phases in volcanic fields of East Hangay and Orkhon-Selenga Saddle about 7.5 million years ago: from consistent temporal variations of potassium to antiphase and phase-shifted. Data from (Рассказов и др., 2012). New Ar–Ar dates were also used for the Upper Orkhon volcanic field (в.п.) (Ancuta et al., 2018). Na-trachyandesite has not been dated. Lavas of this specific composition are correlated due to initial strong deformations with a tilted lava flow aged 7.59 Ma.

По новым Ar–Ar датировкам (Ancuta et al., 2018) в верховьях Орхона обозначился раннемиоценовый интервал 22.56–18.98 млн лет, который соответствует интервалу датировок, характерных для вулканической полосы Восточной и Центральной Азии, образовавшейся при запуске режима роллбэк в Япономорской подвижной системе (Rasskazov, Chuvashova, 2017). Дифференциальный сдвиг литосферы вдоль северного края Сино-Корейского кратона обеспечил обратный поток астеносферы под этой поло-

сой, ставший причиной инициации локальной субдукции Тихоокеанского слэба. Около 23 млн лет назад базальтовые вулканические извержения локализовались вдоль северного края Сино-Корейского кратона и вследствие импульса растяжения в интервале 22–17 млн лет назад распространились на обширной территории от Японии до Саян (рис. 19). Механизм роллбэк ярко проявился около 15 млн лет в развороте Юго-Западной Японии по часовой стрелке на 30 градусов с раскрытием Японского моря (Otofujii, 1996).

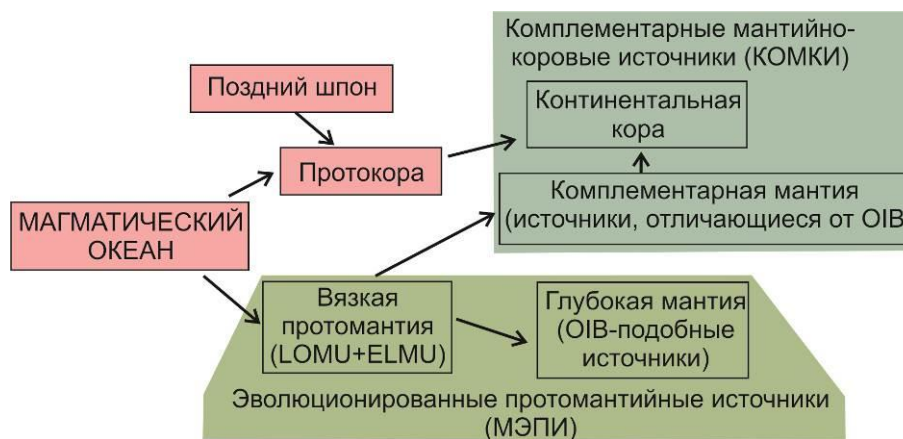


В целом, из сопоставления датировок в настоящем разделе следует, что прорыв в радиоизотопном датировании вулканических пород Центральной Монголии с оформлением к 2012 г. гипотезы об иерархической систематике вулканических импульсов Азии, в основном нашел подтверждение при массовым  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  датировании, выполненном к 2018 г.

#### Источники вулканизма ЯБГК во времени и пространстве

Позднефанерозойские вулканические породы Азии маркируют Эволюционированные ПротоМантийные Источники (МЭПИ) и КОмплементарные КороМантийные Источники (КОМКИ) (рис. 20). Материал МЭПИ подобен материалу источников базальтов океанических островов (ОИВ) и, сле-

довательно, может относиться к глубокой мантии Земли. Материал КОМКИ отличается от материала источников ОИВ и обозначает протолиты коромантийного перехода, которые могут характеризовать в целом верхнюю хрупкую (литосферную) оболочку Земли в геофизическом понимании, но с добавлением подстилающей литосферу вязкой части мантии, не фиксируемой геофизическими методами в составе литосферы. По ОИВ-подобным магматическим источникам глубокой мантии и источникам, отличающимся от ОИВ, определяются зоны структурного несогласия, которые могут играть роль границ существенного разноглубинного смещения слоев МЭПИ относительно слоев КОМКИ.



**Рис. 20.** Блок-диаграмма образования источников позднефанерозойских вулканических пород Азии (Чувашова и др., 2022б).

**Fig. 20.** Flow-chart for generation of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks in Asia (Chuvashova et al., 2022b).

Вдоль Японско-Байкальского геодинамического коридора реализуется движение верхней части коры с современной скоростью 3 см/год (данные GPS-геодезии) относительно Северо-Байкальской и Шкотовско-Шуфанской низкоскоростных аномалий по относительно малоглубинной зоне структурного несогласия МЭПИ и КОМКИ, не нарушившей корневых частей расплавных аномалий. Широкая и протяженная Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия распространяется от оси геодинамического коридора до Уланхада-Ханнуобинской расплавной аномалии в связи с более глубокой

(150–300 км) активизацией зоны структурного несогласия МЭПИ и КОМКИ.

Материал МЭПИ геодинамических центров Витимской, Шкотовско-Шуфанской и Ханнуоба-Даригангской расплавных аномалий поднимался из глубокой мантии в связи с повышенной мел-палеогеновой активностью юго-западного крыла Японско-Байкальского геодинамического коридора, выраженной вулканическими извержениями временного интервала 90–25 млн лет назад. Подъем материала МЭПИ геодинамических центров резко обозначился в раннем-среднем миоцене во время раскрытия задугового Япономорского бассейна около 15

млн лет назад в связи с вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке. В Витимской расплавной аномалии плавился только материал протомантийного источника LOMU и его производных, тогда как в Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии латерально сменялись протомантийные источники LOMU–ELMU и их производные. Геодинамические центры Витимской и Шкотовско-Шуфанской расплавных аномалий проявляли активность в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора на фоне малоглубинных смещений в зоне структурного несогласия МЭПИ–КОМКИ, тогда как геодинамический центр Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии активизировался в условиях относительного погружения зоны структурного несогласия в его юго-западном крыле.

Движение литосферы относительно низкоскоростных (расплавных) аномалий вдоль оси Японско-Байкальского геодинамического коридора и его юго-западного фланга различается. Витимское поле и Шкотовско-Шуфанская группа вулканических полей смещались вдоль оси одинаково с закрепленной в литосфере вулканической активностью в последние 15 млн лет по отношению к соответствующим верхнемантийным низкоскоростным аномалиям. Проникновение магматических расплавов от них в перекрывающую литосферу прекращалось. Южно-Гобийская группа вулканических полей потеряла активность в конце палеогена и оказалась смещенной относительно низкоскоростной аномалии переходного слоя приблизительно на 600 км без проникновения магматических расплавов в перекрывающую литосферу (Rasskazov, Chuvashova, 2017). Приблизительно на такое же расстояние сместилось вулканическое поле Чифенг с K–Ar датировками пород в интервале от 97 до 86 млн лет (Zheng et al., 2002; Zhao et al., 2004) относительно ядра Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии (рис. 21).

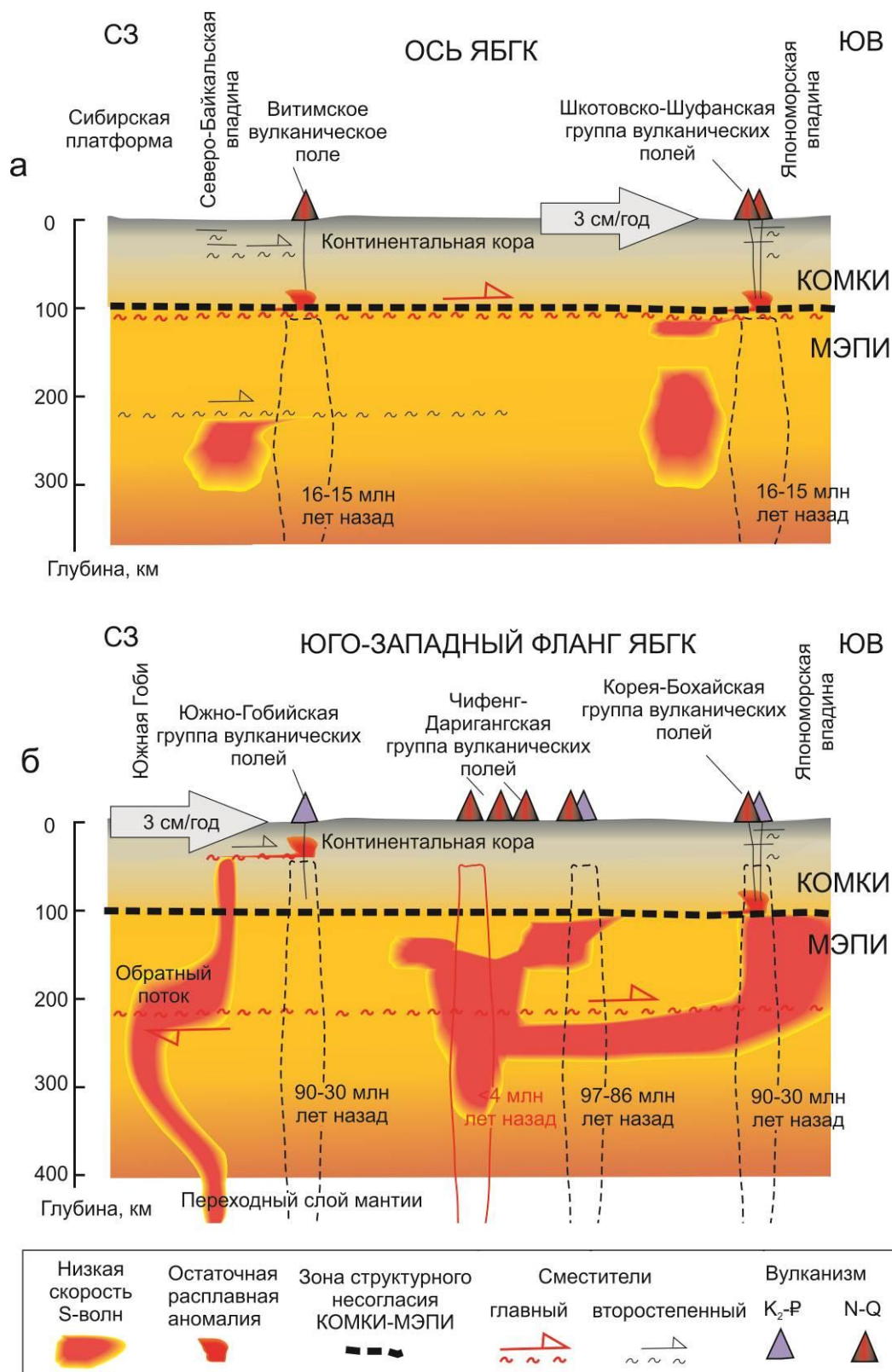
В отличие от Южно-Гобийской расплавной аномалии, обозначившейся вулканизмом только в начале вулканизма, горячий след выражен в позднекайнозойском вулканизме на всем его протяжении от Чифенга

до Дариганги (вулканические поля Чифенг, Далинуор, Абага и Дариганга). Другое отличие этого горячего следа заключается в его простирании на юго-восток – северо-запад. Расплавные аномалии осевой части ЯБГК имеют общее простирание на юго-юго-восток – северо-северо-запад, совпадающее с современным встречным движением Азии и Тихоокеанской плиты. Отклонение Чифенг-Даригангского горячего следа от этой траектории объясняется выдвиганием тектонических блоков юго-восточной Азии к югу на новейшем геодинамическом этапе.

### **Заключение**

История изучения и датирования новейшего вулканизма БРС условно разделяется на пять этапов, обеспечивших прорыв в изучении и датировании новейшего вулканизма БРС. В результате была предложена гипотеза о развитии мантийных расплавных аномалий в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре и в его перекрытии областью Индо-Азиатской конвергенции. В гипотезе ЯБГК данные по вулканизму были согласованы с моделями сейсмической томографии. В результате геохимических исследований вулканических пород на геохронометрической основе была установлена пространственно-временная смена мантийных источников Азии на новейшем геодинамическом этапе ее движения в направлении на восток-юго-восток.

В северо-восточной части БРС, под Витимским бассейном Забайкалья, базальтовые выплавки генерировались на глубинах верхней мантии (300–250 км) в осевой части ЯБГК (в Витимской расплавной аномалии) и в целом на меньших глубинах на его северо-северо-восточном фланге (в Удоканской расплавной аномалии). Деформации литосферы, согласованные в ее нижней упругопластичной и верхней хрупкой частях, передавались в последние 16 млн лет с противofазным проникновением базальтовых расплавов сквозь литосферу от Витимской расплавной аномалии к Удоканской вдоль Витимо-Удоканской зоны горячей трансформации.



**Рис. 21.** Схематичные профили распределения низкоскоростных аномалий в верхней мантии в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора (а) и на его юго-западном фланге (б) (Чувашова и др., 2022б с изменениями).

**Fig. 21.** Schematic profiles showing low-velocity anomalies in the upper mantle along the axis of the Japan-Baikal geodynamic corridor (а) and on its southwestern flank (б) (explanation in the text). Modified after Chuvashova et al. (2022b).

В юго-восточной части БРС, под Хангайским орогеном и сопредельным Селенгинским бассейном Центральной Монголии, базальтовые выплавки генерировались на глубинах верхней мантии – нижней коры (220–40 км). Нижняя упруго-пластичная часть литосферы деформировалась с проникновением базальтовых расплавов в условиях трансенсии, вызванной затягиванием мантийного материала с периферии в осевую часть ЯБГК, а верхняя хрупкая часть – в условиях транспрессии, производной Индо-Азиатской конвергенции.

Транстенсинно-транспрессионная геодинамика проявилась во временном интервале 32–8 млн лет назад с преобладанием фактора затягивания мантийного материала с периферии в осевую часть ЯБГК. Во временном интервале 7–2 млн лет назад включался фактор правостороннего скольжения Центрального Хангая относительно Восточного Хангая и Селенгинского бассейна вдоль субмеридиональной Чулутынской зоны.

Выполненное радиоизотопное датирование позднекайнозойских вулканических пород Азии свидетельствует о существовании в иерархии вулканических извержений не менее четырех уровней квазипериодичности: 1) 30, 2) 5, 3) 0.6–0.24, 4) 0.4–0.1 млн лет. Геологическая квазипериодичность 30 млн лет имеет наиболее общее значение в развитии вулканизма ЮВ Азии. Она выражена в разделении пространственно-временного развития позднекайнозойского вулканизма на две половины. В олигоцене – раннем миоцене вулканизм был распространен на территориях между зоной Индо-Азиатской коллизии и Японским морем и между этой зоной и юго-западной частью БРС. Возросшая эндогенная активность во время среднемиоценового магматического интервала (около 16–14 млн лет назад) способствовала активизации вулканической деятельности в СВ части БРС. Вулканическая квазипериодичность длительностью 5 млн лет вписывается в квазипериодичность 30 млн лет. Вулканические максимумы квазипериодов 5 млн лет отчетливо выражены в интервалах 25–24, 21–19, 16–14, 11–9, 6–3 и <2 млн лет назад в Восточной Азии, охваченной рифтогенезом. Слабее она проявлена в более не-

прерывных вулканических последовательностях территории Центральной Азии, протянувшейся от Тибета до Восточного Саяна во фронте Индо-Азиатской конвергенции. Квазипериодичность отражена в миграции вулканизма в пределах вулканических полей, в вариациях состава лав и сочетается с импульсным поднятием горных хребтов. В течение четвертичного периода выделяются вулканические интервалы длительностью от 0.6 до 0.24 млн лет. Каждый из интервалов характеризуется своей повторяемостью вулканических максимумов, варьирующей от 0.3 до 0.1 млн лет. Пока остается неясным, характеризует ли квазипериодичность с длительностью 0.6–0.24 и 0.3–0.1 млн лет только четвертичный период или распространяется и на более ранние вулканические интервалы позднего кайнозоя.

Прорыв в датировании вулканических пород на территории Центральной Монголии, оформившийся к 2012 г., в общем, подтверждается массовым  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  датированием, выполненным в 2018 г.

## Литература

Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. 127 с.

Арсеньев А.А. Геология правобережья Витима. Труды ИГН АН СССР, 1940. Вып. 27, № 7. 43 с.

Багдасарьян Г.П., Герасимовский В.И., Поляков А.И., Гукасян Р.Х. Новые данные по абсолютному возрасту и химическому составу вулканических пород Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1981. № 3. С. 342–350.

Базаров Д.-Д.Б., Савинова В.В., Рассказов С.В., Резанов И.Н., Будаев Р.Ц. О стратиграфии и палинкомплексах раннекайнозойских отложений Витимского плоскогорья // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ: Геологический институт БФ СО АН СССР. 1984. С. 67–88.

Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 371 с.

Брандт И.С., Рассказов С.В., Попов В.К., Брандт С.Б. Калиевая специфика базальтов Синеутесовской впадины: геохимические корреляции и проблемы калий–аргонового датирования (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 75–89.



Бураков М. И., Федоров Э. И. Базальты междуречья Ии и Уды (Восточный Саян) // Вопросы геологии Азии. Т. I. М., Изд-во АН СССР. 1954. С. 359–382.

Габуня Л.К., Девяткин Е.В., Рубинштейн М.М. Данные об абсолютном возрасте кайнозойских образований Азии и их биостратиграфическое значение // Докл. АН СССР. 1975. № 4. С. 895–897.

Габуня Л.К., Рубинштейн М.М. О сопоставлении кайнозойских отложений Евразии и Сев. Америки на основании ископаемых млекопитающих и абсолютного возраста // Граница третичного и четвертичного периодов. М.: Наука. 1968. С. 90–97.

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990. 71 с.

Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Л.В. Таусон, В.С. Антипин, М.Н. Захаров и др. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.

Гладких В.С., Конова Н.И., Соловьев В.А., Алтухов Е.Н. Петрохимические и геохимические особенности недифференцированных щелочных оливиновых базальтов северо-восточной Тувы // Геохимия. 1980. № 8. С. 1198–1206.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., «Наука», 1965. 166 с.

Гросвальд М.Г., Станкевич Е.Н., Уфлянд А.К. Новые данные о базальтах Хамсара-Бийхемского междуречья в северо-восточной Туве // Материалы по региональной геологии. Всесоюзный аэрогеол. Трест. 1959. Вып. 5. С. 91–104.

Девирц А.Л., Рассказов С.В., Поляков А.И., Добкина Э.И. Радиоуглеродный возраст молодых вулканов хребта Удокан (Северо-Восточное Прибайкалье) // Геохимия. 1981. № 8. С. 1250–1253.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). Тр. ССМГЭ, 1981. Вып. 27. 196 с.

Девяткин Е.В. Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 102–114.

Девяткин Е.В., Смелов С.Б. Положение базальтов в разрезе осадочного кайнозоя Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1978. № 1. С. 16–27.

Есин С.В., Пархоменко В.С., Травин А.В., Шестель Ю.Г. Петрогенезис Совгаванского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня: (К-Аг датирование возраста, петрохимическая и REE-характеристика) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 9. С. 21–33.

Иваненко В.В., Карпенко М.И., Яшина Р.М. и др. Новые данные о калий-аргоновом возрасте базальтов западного борта Хубсугульского рифта (МНР) // Докл. АН. 1989. Т. 309, № 4. С. 925–930.

Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 25. М.: Изд-во «Наука», 1979. 312 с.

Кепежинскас В.В., Гладких В.С., Зайков В.В., Курганьков П.П. Геохимия продуктов внутрилитного континентального вулканизма // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1987. С. 90–109.

Киселев А.И., Медведев М.Е. Кайнозойский вулканизм Окинского района (Восточный Саян) // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. 1969. Вып. 6, часть 4. С. 123–124.

Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. 197 с.

Корина Н.А. Хангайское нагорье // Геоморфология Монгольской Народной Республики: Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 28. М.: Наука. 1982. С. 87–108.

Кропоткин П.А. Поездка в Окинский караул // Записки Сибирского отдела Императорского Русского географического общества. Иркутск: Типография Окружного штаба. 1867. Книжки IX и X. С. 1–94.

Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В. Сравнительная характеристика Тарянского и Орхонского позднекайнозойских вулканических районов (Центральная Монголия): этапы формирования и состав вулканических продуктов // Геодинамика формирования подвижных поясов земли. Мат-лы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2007. С. 169–174.

Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Лебедев В.А. и др. Геохронология и закономерности миграции вулканизма в пределах Хангайского позднекайнозойского вулканического ареала // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма. Мат-лы III Российской конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. М.: ГЕОС. 2006. С. 355–362.

Курганьков П.П. Особенности кайнозойского вулканизма Тувы // Тезисы докладов XII конференции молодых научных сотрудников по геологии и геофизики Восточной Сибири, Иркутск. 1986. С. 28–29.

Курганьков П.П. Кайнозойский вулканизм Тувы. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1988. 16 с.

Курганьков П.П., Мацера А.В. Структурно-геоморфологический анализ внутриконтинентального многофазного вулканизма // Геология и геофизика. 1987. № 8. С. 43–50.

Логачев Н.А. Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины // Материалы по изучению производительных сил Бурятской АССР. Вып. 1. Улан-Удэ. 1954. С. 139–145.

Логачев Н.А. К геологии базальтов Юго-Западного Прибайкалья // Материалы по изучению производительных сил Бурятской АССР. Вып. 2. Улан-Удэ. 1956. С. 111–130.

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958. № 4. С. 18–29.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука. 1974. С. 7–163.

Логачев Н.А., Кравченко Е.В. Размещение базальтов в Тункинской впадине // Докл. АН СССР. 1955. Т. 104, № 3. С. 597–600.

Логачев Н.А., Девяткин Е.В., Малаева Е.М. и др. Кайнозойские отложения Тарятской впадины и долины р. Чулуту (Центральный Хангай) // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1982. № 8. С. 76–86.

Лодочников В.Н. О базальтах Юго-Западного Прибайкалья // Советская геология. 1938. № 8. С. 92–103.

Лодочников В.Н. К геологии базальтов бассейна р. Иркутта // Изв. АН СССР. Серия геол. 1941. № 2. С. 84–102.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Иркутские научные школы геологии, геоморфологии, палеогеографии и геодинамики кайнозоя. СПб.: НИКА, 2011. 144 с.

Львов А.В. Из геологического прошлого средней части долины реки Иркутта в пределах от Тункинской котловины до Зыркузунского хребта // Известия Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. о-ва. 1924. Т. 46, Вып. 3. С. 3–7.

Мацера А.В., Рассказов С.В. Палеогеоморфологические условия развития вулканизма в Хамсара-Бий-Хемском междуречье (Восточный Саян) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 8. С. 23–30.

Обручев С.В. Молодые движения и излияния базальтов Тувино-Монгольского нагорья // Землеведение, нов. сер. 1950. Т. 3. С. 26–31.

Обручев С.В., Лурье М.Л. Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне // Труды

Лаборатории вулканов. Вып. 8. М.: Изд-во АН СССР. 1954. С. 210–225.

Окнова Т.Н. К петрографии базальтов Монголии и Тувы. Тр. Монгольск. комисс. АН СССР, 1940. № 37, Вып. 11. 32 с.

Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. 142 с.

Рассказов С.В. Пространственно-временное развитие мезо-кайнозойского базальтового вулканизма юга Сибири // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 5. С. 1201–1204.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В. Среднеголоценовое изменение тектонических напряжений в вулканической зоне хребта Удокан, Восточная Сибирь // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 70–74.

Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С. Кайнозойские базальты Витимского плоскогорья и определение их возраста // Геология и геофизика. 1985. № 5. С. 20–28.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2013. Т. 88, № 4. С. 21–35.

Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л. и др. Развитие магматизма на северо-востоке Байкальской рифтовой системы // Петрология. 1997. Т. 5, № 2. С. 115–136.

Рассказов С.В., Бовен А., Иванов А.В., Семёнова В.Г. Среднечетвертичный вулканический импульс в Олекмо-Становой подвижной системе:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование вулканитов Токинского Становика // Тихоокеанская геология. 2000. № 4. С. 19–28.

Рассказов С.В., Кунк М.Дж., Лур Дж.Ф. и др. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы ( $\text{Ar}-\text{Ar}$  и  $\text{K}-\text{Ar}$  датирование вулканизма бассейна Джиды) // Геология и геофизика. 1996а. Т. 37, № 6. С. 3–15.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Эпизодичность четвертичного вулканизма Байкальской рифтовой системы в приложении к геодинамике юго-восточной части Евразийской плиты // Геодинамика и эволюция Земли. Мат-лы к научной конференции РФФИ. Новосибирск: Из-во СО РАН. 1996б. С. 93–95.

Рассказов С.В., Масловская М.Н., Батырмурзаев А.С., Мацера А.В., Зеленков П.Я., Авдеев В.А., Омарова М.Р., Гаргацев И.О., Магомедов Ш.А. Состав, стронциевая изотопия и калий-аргоновое датирование новейших базальтов Тувы // Геология и геофизика. 1989. № 2. С. 77–85.

Рассказов С.В., Мацера А.В., Курганьков П.П. Петрогенные элементы в позднекайнозойских базальтах Тувы // Советская геология. 1988. № 2. С. 84–89.

Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В., Гурьянов В.А., Ясныгина Т.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Жаров А.Э. Пространственная смена глубинных источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 10–32.

Рассказов С.В., Приходько В.С., Саранина Е.В., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Ясныгина Т.А., Семенова В.Г., Травин А.В. Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Средне-Амурской впадины, Юго-Восток России // Тихоокеанская геология. 2003а. Т. 22, № 3. С. 3–27.

Рассказов С.В., Приходько В.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В., Войнова И.П., Брандт С.Б. Мантийные источники кайнозойских вулканических пород района оз. Кизи (Восточный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 94–121.

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В., 2003. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2003б. № 1. С. 92–109.

Рассказов С.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И., Ясныгина Т.А. Геохимическая эволюция позднеэоцен-олигоценного магматизма п-ова Шмидта, Северный Сахалин // Геология и геофизика. 2007. № 3. С. 317–329.

Рассказов С.В., Примина С.П., Чувашова И.С. История и методология геологических наук в Иркутском Госуниверситете: развитие гипотез о кайнозойском рифтогенезе, вулканизме и землетрясениях в Байкало-Монгольском регионе // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 139–157. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.139

Рассказов С.В., Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В., Кожевников В.М., Саньков В.А. Академик Н.А. Логачев и его научная школа: вклад в изучение кайнозойского континентального рифтогенеза // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. Т. 1, № 3. С. 209–224.

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. 351 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с. ISBN 978-5-6041446-3-3

Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А. и др. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // *Петрология*. 2010. Т. 18, № 3. С. 297–327.

Самойлов В.С., Иванов В.Г., Аракелянц М.М. и др. Позднемезозойский магматизм района хр. Арц-Богдо (Гобийский Алтай, МНР) // *Известия АН СССР. Сер. геол.* 1988а. № 11. С. 14–26.

Самойлов В.С., Иванов В.Г., Смирнов В.Н. Позднемезозойский рифтогенный магматизм северо-восточной части пустыни Гоби (МНР) // *Геология и геофизика*. 1988б. № 10. С. 13–21.

Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В. и др. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // *Геотектоника*. 2011. № 5. С. 52–70.

Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И. Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТувыИКОПР СО РАН, 2003. 92 с.

Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др. М.: Наука, 1973. 136 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Труды Вост.- Сиб. фил. СО АН СССР. Вып. 19. Серия геол. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Флоренсов Н.А. Тропы моей памяти. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2009. 215 с.

Флоренсов Н.А., Солоненко В.П., Логачев Н.А. Кайнозойский вулканизм рифтовых зон // *Вулканизм и тектогенез*. М.: Наука. 1968. С. 146–151.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Брандт С.Б. Циклические вариации калия в позднекайнозойских лавах Центральной Монголии // *Известия Иркутского гос. ун-та. Серия наук о Земле*. 2010. Т. 3, № 1. С. 159–176.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Йи-минь Сунь. Новейшая геодинамика Центральной Азии: первичные и вторичные мантийные расплавы аномалии в контексте орогенеза, рифтогенеза и движения–взаимодействия литосферных плит // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8, № 1. P. 45–80.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В.  $^{207}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}$  возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коро-мантийного пе-

рехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Китои–Байдраг Байкало-Монгольского региона // Геология и окружающая среда. 2022а. Т. 2, № 2. С. 61–90. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.61

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Радиоизотопные исследования позднекайнозойских вулканических пород Азии и Северной Америки: источники вулканизма глобального, регионального и локального значения // Геология и окружающая среда. 2022б. Т. 2, № 3. С. 64–102. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.64

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фелелов Н.Н. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 19–45.

Шувалов В.Ф., Николаева Т.В. О возрасте и пространственном расположении кайнозойских базальтов на юге Монголии // Вестник ЛГУ. Геология. География. 1985. № 14. С. 52–59.

Ярмолук В.В., Лебедев В.И., Аракелянц М.М. и др. Новейший вулканизм Восточной Тувы: хронология вулканических событий на основе К–Аг датирования // Докл. АН. 1999. Т. 368, № 2. С. 244–249.

Ярмолук В.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. и др. Хронология долинных излияний в Южно-Байкальской вулканической области (данные К–Аг-датирования) // Доклады РАН. 2003а. Т. 390, № 5. С. 657–662.

Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.

Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. и др. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003б. Т. 11, № 1. С. 3–34.

Ярмолук В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. и др. Позднемеловой – раннекайнозойский след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 3–31.

Ярмолук В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. и др. Позднекайнозойский вулканизм Хангай (Центральная Монголия) и проблемы новейшего горообразования в Центральной Азии // Докл. АН. 2008. Т. 422, № 2. С. 223–228.

Abratis M., Mälder J., Hautman S. et al. Two distinct Miocene age ranges of basaltic rocks from Rhön and Heldburg areas (Germany) based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  step heating data // *Chemie der Erde*. 2007. V. 67. P. 133–150.

Ancuta L.D., Zeitler P.K., Idleman B.D., Jordan B.T. Whole-rock  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology, geochemistry, and stratigraphy of intraplate Cenozoic volcanic rocks, central Mongolia // *GSA Bulletin*. 2018. Vol. 130, No. 7/8. P. 1397–1408; <https://doi.org/10.1130/B31788.1>

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Saranina E.V.  $^{207}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}$  age of sources of Late Cenozoic volcanic rocks of the crust-mantle transition in relation to the age of ophiolites and ancient blocks exposed on the surface of the crust: the Kitoi–Baidrag transect of the Baikal-Mongolian region // *Geology and Environment*. 2022а. Vol. 2, No. 2. P. 61–90. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.61

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017а. V. 8, № 3. P. 435–440. [Doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256](https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256).

Chuvashova I., Rasskazov S., Yasnygina T. Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia // *Geoscience Frontiers*. 2017b. V. 8. P. 753–774. [doi: 10.1016/j.gsf.2016.05.011](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.05.011).

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Radiogenic isotope studies of Late Cenozoic volcanic rocks from Asia and North America: Sources of volcanism of global, regional, and local significance // *Geology and Environment*. 2022b. Vol. 2, No. 3. P. 64–102. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.64

Harris N.B. Isotopic, geochemical and geochronological constraints on the origin and evolution of Cenozoic volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia. Ph.D. thesis. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology, 1998. 438 p.

Hinnov L.A. Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the Earth and Planetary Sciences // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2013. V. 125. P. 1703–1734.

Höck V., Daxner-Höck G., Schmid H.P., Badamgarav D., Frank W., Furtmüller G., Montag O., Barsbold R., Khand Y., Sodov J. Oligocene-Miocene sediments, fossils and basalts from the Valley of Lakes (Central Mongolia) – An integrated study // *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 1999. V. 90. P. 83–125.

Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99, № B11. P. 22.237–22.259.

Laskar J., Robutel P., Joutel F. et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth // *Astron. Astrophys.* 2004. V. 428. P. 261–285.

Laskar J., Fienga A., Gastineau M. et al. La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth // *Astron. Astrophys.* 2011. V. 532. P. A89. doi: 10.1051/0004-6361/201116836

Ma C., Meyers S. R., Sageman B.B. Theory of chaotic orbital variations confirmed by Cretaceous geological evidence // *Nature.* 2017. V. 542. P. 448–470.

Mellett J.S. The Oligocene Hsanda Gol Formation, Mongolia: a revised faunal list II Amer // *Museum Novit.* 1968. No. 2318. P. 1–16.

Otofuji Y-I. Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis // *The Island Arc.* 1996. V. 5. P. 229–249.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region // *Geoscience Frontiers.* 2017. V. 8. P. 733–752. Doi:10.1016/j.gsf.2016.06.009

Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / *CNEAS Monograph Series No. 21.* Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.

Rasskazov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Demonterova E.I., Boven A.A., Kunk M., Housh T. & Dungan M.A. 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 // *Berliner paläobiologische abhandlungen.* 2003. B. 4. P. 33–48.

Rasskazov S.V., Bowring S.A., Harris N. et al. Rifting in intracontinental setting // *Int. Conf. Abs. Irkutsk, Russia.* 1999. P. 163–166.

Rothacher M., Springer T.A., Schaer S. et al. Annual report 1966 of the CODE Analysis Center of the IGS // *International GPS service for geodynamics 1996 annual report.* California Institute of Technology, Pasadena, USA. 1996. P. 201–219.

Turcotte D.L., Schubert G. *Geodynamics.* Third edition. Cambridge University Press, 2014. 423 p.

Xu Z., Wang S., Huang Y. et al. Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97, N B8. P. 11,867–11,877.

Williams D.F., Peck J., Karabanov E.Y. et al. Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years // *Science.* 1997. V. 278. P. 1114–1117.

Zhao X., Riisager J., Draeger U., Coe R., Zheng Z. New paleointensity results from Cretaceous basalts of Inner Mongolia, China // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 2004. V. 141. P. 131–140.

Zheng Z., Tanaka H., Tatsumi Y., Kono M. Basalt platforms in Inner Mongolia and Hebei Province, northeast China: new K–Ar ages, geochemistry, and revision of palaeomagnetic results // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 151. P. 654–662.

## References

Adamovich A.F., Grosvald M.G., Zonenshain L.P. New data on the Kropotkin and Peretolchin volcanoes // *Materials on regional geology. M. : Gosgeoltekhizdat,* 1959. Issue 5. P. 79–90.

Antoshchenko-Olenev I.V. *Cenozoic of the Dzhida region of Transbaikalia.* Novosibirsk: Science. Sib. department, 1975. 127 p.

Arseniev A.A. Geology of the right bank of the Vitim // *Proceedings of the IGN AN USSR,* 1940. Issue. 27, No. 7. 43 p.

Bagdasaryan G.P., Gerasimovsky V.I., Polyakov A.I., Gukasyan R.Kh. New data on the absolute age and chemical composition of volcanic rocks in the Baikal Rift Zone // *Geochemistry.* 1981, No. 3. P. 342–350.

Bazarov D. D. B., Savinova V. V., Rasskazov S. V., Rezanov I. N., Budaev R. Ts. On stratigraphy and palinocomplexes of Early Cenozoic deposits of the Vitim Plateau // *Morphostructure and stratigraphy of Cenozoic deposits of the Baikal region.* Ulan Ude: Geological Institute of the Baltic Branch of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1984. P. 67–88.

Belov I.V. *Trachybasaltic formation of the Baikal region.* M.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1963. 371 p.

Brandt I.S., Rasskazov S.V., Popov V.K., Brandt S.B. Potassium Specificity of Basalts of the Sineutes Depression: Geochemical Correlations and Problems of Potassium–Argon Dating (Southern Primorye) // *Pacific Geology.* 2009. V. 28, No. 4. P. 75–89.

Burakov M. I., Fedorov E. I. Basalts of the Ii and Uda interfluvium (Eastern Sayan) / *Questions of Geology of Asia. T. I. M., Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR,* 1954. C. 359–382.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Brandt S.B. Cyclic variations of potassium in Late Cenozoic lavas of Central Mongolia // *Izvestiya Irkutsk State*

- University. university Earth Sciences Series. 2010. V. 3, No. 1. C. 159–176.
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yi-ming Sun. Recent Geodynamics of Central Asia: Primary and Secondary Mantle Melt Anomalies in the Context of Orogeny, Rifting, and Motion-Interaction of Lithospheric Plates // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017a. V. 8, No. 1. P. 45–80.
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Saranina E.V. <sup>207</sup>Pb–<sup>206</sup>Pb age of sources of Late Cenozoic volcanic rocks of the crust-mantle transition in relation to the age of ophiolites and ancient blocks exposed on the surface of the crust: the Kitoi–Baydrag transect of the Baikal-Mongolian region // *Geol.* 2022. V. 2, No. 2. P. 61–90. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.61
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Fefelov N.N. Holocene volcanism in Central Mongolia and Northeast China: asynchronous decompression and fluid melting of the mantle // *Volcanology and Seismology*. 2007. No. 6. P. 19–45.
- Devirts A.L., Rasskazov S.V., Polyakov A.I., Dobkina E.I. Radiocarbon age of young volcanoes of the Udokan Ridge (North-Eastern Baikal region) // *Geochemistry*. 1981. No. 8. P. 1250–1253.
- Devyatkin E.V. Cenozoic of Inner Asia (stratigraphy, geochronology, correlation) // *Tr. SSMGE*, 1981. Issue. 27. 196 p.
- Devyatkin E.V. Geochronology of the Cenozoic basalts of Mongolia and their connection with the structures of the latest stage // *Stratigraphy. geological correlation*. 2004. V. 12, No. 2. P. 102–114.
- Devyatkin E.V., Smelov S.B. Position of basalts in the sedimentary Cenozoic section of Mongolia // *Izv. Academy of Sciences of the USSR. Ser. geological*. 1978. No. 1. P. 16–27.
- Esin S.V., Parkhomenko V.S., Travin A.V., Shestel Yu.G. Petrogenesis of the Sovgavan tholeiite-alkaline-basalt plateau of the Eastern Sikhote-Alin: (K-Ar age dating, petrochemical and REE characterization) // *Geology and Geophysics*. 1994. T. 35. N 9. P. 21–33.
- Florensov N.A. Mesozoic and Cenozoic depressions of the Baikal region. *Trudy Vost. - Sib. Phil. SO AN USSR*. Issue. 19. Series geol. M.-L.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1960. 258 p.
- Florensov N.A. Paths of my memory. Irkutsk: Izd. IZK SO RAN, 2009. 215 p.
- Florensov N.A., Solonenko V.P., Logatchev N.A. Cenozoic volcanism of rift zones // *Volcanism and tectogenesis*. Moscow: Nauka, 1968, pp. 146–151.
- Gabunia L.K., Devyatkin E.V., Rubinstein M.M. Data on the absolute age of the Cenozoic formations in Asia and their biostratigraphic significance // *Dokl. Academy of Sciences of the USSR*. 1975. No. 4. P. 895–897.
- Genshaft Yu.S., Saltykovsky A.Ya. Catalog of inclusions of deep rocks and minerals in basalts of Mongolia. M.: Nauka, 1990. 71 p.
- Geochemistry of Mesozoic latites of Transbaikalia / L.V. Towson, V.S. Antipin, M.N. Zakharov et al. Novosibirsk: Nauka, 1984. 215 p.
- Gladkikh V.S., Konova N.I., Soloviev V.A., Altukhov E.N. Petrochemical and geochemical features of undifferentiated alkaline olivine basalts of northeastern Tuva // *Geochemistry*. 1980. No. 8. P. 1198–1206.
- Grosvald M. G. Development of the relief of the Sayano-Tuva highlands. M., "Nauka", 1965. 166 p.
- Grosvald M.G., New data on the latest volcanism in Tuva, *Bulletin Mosk. society of nature explorers*. 1957. T. 32. Issue. 3. S. 180.
- Grosvald M.G., East Tuva region of Quaternary volcanoes, *Dokl. Academy of Sciences of the USSR*. 1958. V. 122, No. 3. S. 449–452.
- Grosvald M. G. Development of the relief of the Sayano-Tuva highlands. M., "Nauka", 1965. 166 p.
- Grosvald M. G., Stankevich E. N., Uflyand A. K. New data on basalts of the Khamsara-Biykhem interfluvium in northeastern Tuva // *Materials on regional geology*. All-Union Aero-geol. trust, 1959. Issue 5. P. 91–104.
- Kepezhinskas V.V. Cenozoic alkaline basaltoids of Mongolia and their deep-seated inclusions. *Proceedings of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition*. Issue. 25. M.: Publishing House "Nauka", 1979. 312 p.
- Kepezhinskas V.V., Gladkikh V.S., Zaikov V.V., Kurgankov P.P. Geochemistry of products of intraplate continental volcanism // *Geochemistry of igneous rocks of modern and ancient active zones*. Novosibirsk: Science. Sib. department, 1987, pp. 90–109.
- Kiselev A.I., Medvedev M.E., Golovko G.A. Volcanism of the Baikal rift zone and problems of deep magma formation. Novosibirsk: Science. Sib. department, 1979. 197 p.
- Korina N.A. Khangai Highlands // *Geomorphology of the Mongolian People's Republic: Proceedings of the Joint Soviet-Mongolian Research Expedition*. Issue. 28. Moscow: Nauka, 1982, pp. 87–108.
- Kropotkin P.A. A trip to the Okinsky Guard // *Notes of the Siberian Department of the Imperial Russian Geographical Society*. Irkutsk: Printing House of the District Headquarters, 1867. Books IX and X. P. 1–94.
- Kudryashova E.A., Yarmolyuk V.V. Comparative characteristics of the Taryat and Orkhon late

- Cenozoic volcanic regions (Central Mongolia): stages of formation and composition of volcanic products // *Geodynamics of the Formation of Mobile Belts of the Earth. Materials of the international scientific conference*. Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2007, pp. 169–174.
- Kudryashova E.A., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.A. Geochronology and patterns of migration of volcanism within the Khangai Late Cenozoic volcanic area // *Isotope dating of ore formation and magmatism processes. Materials of the III Russian Conf. according to isotope geochronology*. T. 1. M.: GEOS, 2006. P. 355–362.
- Kurgankov P.P. Cenozoic volcanism of Tuva. Abstract diss. cand. geol.-min. sciences. Novosibirsk, 1988. 16 p.
- Kurgankov P.P. Peculiarities of the Cenozoic volcanism in Tuva / *Abstracts of the XII Conference of Young Researchers on Geology and Geophysics of Eastern Siberia, Irkutsk*, 1986. P. 28–29.
- Kurgankov P.P., Matcera A.V. Structural and geomorphological analysis of intracontinental multiphase volcanism // *Geology and Geophysics*. 1987. No. 8. P. 43–50.
- Logatchev N.A. Cenozoic volcanism of the Tunka depression // *Materials on the study of the productive forces of the Buryat ASSR*. Issue. 1. Ulan-Ude, 1954, p. 139–145.
- Logatchev N.A. On the geology of basalts in the Southwestern Baikal region // *Materials on the study of the productive forces of the Buryat ASSR*. Issue. 2. Ulan-Ude, 1956, p. 111–130.
- Logatchev N.A. Cenozoic continental deposits of the Baikal-type depressions // *Izvestiya AN SSSR. Geological series*. 1958. No. 4. pp. 18–29.
- Logatchev N.A. Sayano-Baikal Stanovoe Uplands // *Uplands of the Baikal and Transbaikalia*. M.: Nauka, 1974. P. 7-163.
- Logatchev, N.A. and Kravchenko, E.V., Basalt distribution in the Tunka depression, *Dokl. Academy of Sciences of the USSR*. 1955. V. 104, No. 3. P. 597–600.
- Logatchev N.A., Devyatkin E.V., Malaeva E.M. and others. Cenozoic deposits of the Taryat depression and the valley of the river. Chulutu (Central Khangai) // *Izv. Academy of Sciences of the USSR. Ser. Geologicheskaya*, 1982, No. 8, pp. 76–86.
- Lodochnikov V.N. On basalts of the Southwestern Baikal region // *Soviet Geology*. 1938. No. 8. P. 92–103.
- Lodochnikov V.N. To the geology of basalts of the river basin. Irkut // *Izv. Academy of Sciences of the USSR. Series geol.* 1941, No. 2, pp. 84–102.
- Lopatin D.V., Tomilov B.V. Irkutsk scientific schools of geology, geomorphology, paleogeography and geodynamics of the Cenozoic. St. Petersburg: NIKA, 2011. 144 p.
- Lvov A.V. From the geological past of the middle part of the Irkut river valley in the range from the Tunkinskaya basin to the Zyrkuzunsky ridge. *Izvestiya Vost.-Sib. otd. Russian geogr. islands*. T. 46, no. 3. 1924. p. 3–7.
- Matcera A.V., Rasskazov S.V. Paleogeomorphological conditions for the development of volcanism in the Khamsara-Biy-Khem interfluve (Eastern Sayan) // *Izvestiya universities. Geology and exploration*. 1990. No. 8. S. 23–30.
- Obruchev S.V. Young movements and outpourings of basalts of the Tuva-Mongolian highland // *Earth science, nov. ser.* 1950. V. 3. P. 26–31.
- Obruchev S.V., Lurie M.L. Volcanoes Kropotkin and Peretolchin in the Eastern Sayan. / *Proceedings of the Laboratory of Volcanoes*. Issue. 8. M.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1954. P. 210–225.
- Oknova T.N. On the petrography of basalts in Mongolia and Tuva, *Tr. Mongolian. commission AN SSSR*, 1940. 32 p. (No. 37, issue 11).
- Rasskazov S.V. Basaltoids of Udokan. Novosibirsk: Science. Sib. department, 1985. 142 p.
- Rasskazov S.V. Spatial and temporal development of the Meso-Cenozoic basaltic volcanism in southern Siberia // *Dokl. Academy of Sciences of the USSR*. 1990. V. 311, N 5. P. 1201–1204.
- Rasskazov S.V. Magmatism of the Baikal rift system. Novosibirsk: VO "Nauka". Siberian publishing company, 1993. 288 p.
- Rasskazov S.V. Comparison of volcanism and recent structures of the Yellowstone and East Sayan hot spots. // *Geology and Geophysics*, 1994. V. 35, No. 10. P. 67-75.
- Rasskazov S.V. Middle Holocene change in tectonic stresses in the volcanic zone of the Udokan Ridge, Eastern Siberia // *Volcanology and Seismology*. 1999. No. 2. P. 70–74.
- Rasskazov S.V., Batyrmurzaev A.S. Cenozoic basalts of the Vitim plateau and determination of their age // *Geology and Geophysics*. 1985. No. 5. P. 20–28.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Global and regional expression of the latest geodynamic stage // *Bul. Moscow islands of nature explorers. Dep. geol.* 2013a. T. 88, No. 4. P. 21–35.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Volcanism and transtension in the northeastern Baikal Rift System. Novosibirsk, Academic Publishing House «GEO», 2018. 384 p.]. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3
- Rasskazov S.V., Boven A., Andre L. et al. Development of magmatism in the northeast of the Baikal rift system // *Petrology*. 1997. V. 5, No. 2. P. 115–136.

Rasskazov S.V., Boven A., Ivanov A.V., Semenova V.G. Middle Quaternary Volcanic Impulse in the Olekma-Stanovoi Mobile System:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating of the Tokinsky Stanovik Volcanic Rocks // *Pacific Geology*, 2000a, no. 4, pp. 19–28.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassic and potassic-sodic volcanic series in the Cenozoic of Asia. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO". 2012. 351 p.

Rasskazov S.V., Kunk M.J., Luhr J.F. et al. Eruptions and composition variations of Quaternary lavas of the Baikal Rift System (Ar–Ar and K–Ar dating of the Dzhida Basin volcanism) // *Geology and Geophysics*. 1996. V. 37, No. 6. P. 3–15.

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V. Episodicity of Quaternary volcanism of the Baikal rift system in application to the geodynamics of the southeastern part of the Eurasian Plate // *Geodynamics and evolution of the Earth. Materials for the scientific conference of RFBR*. Novosibirsk: Iz-vo SO RAN, 1996. P. 93–95.

Rasskazov S.V., Maslovskaya M.N., Batyrmurzaev A.S., Macera A.V., Zelenkov P.Ya., Avdeev V.A., Omarova M.R., Gargatsev I.O., Magomedov Sh. A. Composition, strontium isotopy, and potassium–argon dating of the latest Tuva basalts // *Geology and Geophysics*. 1989. No. 2. P. 77–85.

Rasskazov S.V., Matcera A.V., Kurgankov P.P. Petrogenic elements in the Late Cenozoic basalts of Tuva // *Soviet Geology*. 1988. No. 2. P. 84–89.

Rasskazov S.V., Melnikov O.A., Rybin A.V., Guryanov V.A., Yasnygina T.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Saranina E.V., Maslovskaya M. N., Fefelov N.N., Zharov A.E. Spatial change of deep sources of Cenozoic volcanic rocks of the western coast of South Sakhalin // *Pacific Geology*. 2005. V. 24, No. 2. P. 10–32.

Rasskazov S.V., Prikhodko V.S., Saranina E.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Maslovskaya M.N., Yasnygina T.A., Semenova V.G., Travin A. IN. Spatio-temporal variations of mantle and crustal components in Late Cenozoic volcanic rocks of the Middle Amur Basin, South-East of Russia // *Pacific Geology*. 2003a. T. 22, No. 3. P. 3–27.

Rasskazov S.V., Prikhodko V.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., Voinova I.P., Brandt S.B. Mantle sources of Cenozoic volcanic rocks in the Lake Kizi (Eastern Sikhote-Alin) // *Pacific Geology*. 2010. V. 29, No. 5. P. 94–121.

Rasskazov S.V., Saranina E.V., Martynov Yu.A., Chashchin A.A., Maksimov S.O., Brandt I.S., Brandt S.B., Maslovskaya M.N., Kovalenko S. V. Development of Late Cenozoic magmatism in the active continental margin of Southern Primorye // *Pacific Geology*. 2003b. No. 1, pp. 92–109.

Rasskazov S.V., Simanenko V.P., Malinovsky A.I., Yasnygina T.A. Geochemical evolution of late Eocene–Oligocene magmatism of the Schmidt Peninsula, Northern Sakhalin // *Geology and Geophysics*. 2007. No. 3. P. 317–329.

Rasskazov S.V., Primina S.P., Chuvashova I.S. History and methodology of geological sciences at Irkutsk State University: development of hypotheses about Cenozoic rifting, volcanism and earthquakes in the Baikal–Mongolian region // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 139–157. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.139

Rasskazov S.V., Sherman S.I., Levi K.G., Ruzhich V.V., Kozhevnikov V.M., Sankov V.A. Academician N.A. Logatchev and his scientific school: contribution to the study of Cenozoic continental rifting // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1, No. 3. P. 209–224.

Savatenkov V.M., Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A. Sources and geodynamics of Late Cenozoic volcanism in Central Mongolia according to isotope–geochemical studies // *Petrology*. 2010. V. 18, No. 3. P. 297–327.

Samoilov V.S., Ivanov V.G., Arakelians M.M. and others. Late Mesozoic magmatism in the region of the ridge. Arts-Bogdo (Gobi Altai, Mongolian People's Republic) // *Izvestiya AN SSSR. Ser. geol.* 1988 a. No. 11, pp. 14–26.

Samoilov V.S., Ivanov V.G., Smirnov V.N. Late Mesozoic rift magmatism in the northeastern part of the Gobi Desert (MPR) // *Geology and Geophysics*. 1988 b. No. 10. P. 13–21.

Sankov V.A., Parfeevets A.V., Lukhnev A.V. et al., Late Cenozoic geodynamics and mechanical conjugation of deformations of the earth's crust and upper mantle of the Mongolian–Siberian mobile region, *Geotectonics*. 2011. No. 5. P. 52–70.

Shuvalov V.F., Nikolaeva T.V. On the age and spatial arrangement of Cenozoic basalts in the south of Mongolia // *Bulletin of Leningrad State University. Geology. Geography*. 1985. No. 14. P. 52–59.

Sugorakova A.M., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I. Cenozoic volcanism of Tuva. - Kyzyl: TuvI-KOPR SO RAN, 2003. 92 p.

Tectonics and volcanism of the southwestern part of the Baikal rift zone / Sherman S.I., Medvedev M.E., Ruzhich V.V. and others. M.: Nauka, 1973. 136 p.

Yarmolyuk V.V., Arakelians M.M., Lebedev V.A. Chronology of valley eruptions in the South Baikal volcanic region (K–Ar dating data) // *Doklady RAN*. 2003a. T. 390, No. 5. P. 657–662.

Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I., Samoilov V.S. Formation dynamics and magmatism of the Late Mesozoic–Cenozoic South Khangai man-



tle hotspot (Mongolia) // *Geotectonics*. 1994. No. 5. P. 28–45.

Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I. Magmatism and geodynamics of the South Baikal volcanic region (mantle hotspot) based on the results of geochronological, geochemical and isotopic (Sr, Nd, O) studies // *Petrology*. 20036. V. 11, No. 1. P. 3–34.

Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M. et al., Late Cretaceous – Early Cenozoic footprint of the South Khangai mantle hotspot // *Vulkanology and Seismology*. 2007. No. 1. P. 3–31.

**Чувашова Ирина Сергеевна**

*кандидат геолого-минералогических наук*

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

*Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент*

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, *Институт земной коры СО РАН,*

*старший научный сотрудник*

тел.: (3952) 51–16–59

email: [chuvashova@crust.irk.ru](mailto:chuvashova@crust.irk.ru)

**Chuvashova Irina Sergeevna**

*candidate of geological and mineralogical sciences*

664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,

*Irkutsk State University, Faculty of Geology,*

*assistant professor*

664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, *Institute of the Earth's Crust SB RAS,*

*Senior Researcher*

tel.: (3952) 51–16–59

email: [chuvashova@crust.irk.ru](mailto:chuvashova@crust.irk.ru)

**Рассказов Сергей Васильевич**

*доктор геолого-минералогических наук, профессор*

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

*Иркутский государственный университет, геологический факультет,*

*заведующий кафедрой динамической геологии*

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, *Институт земной коры СО РАН*

*заведующий лабораторией изотопии и геохронологии*

тел.: (3952) 51–16–59

email: [rassk@crust.irk.ru](mailto:rassk@crust.irk.ru)

**Rasskazov Sergei Vasilevich**

*doctor of geological and mineralogical sciences, professor*

664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,

*Irkutsk State University, Faculty of Geology,*

*Head of Dynamic Geology Char*

664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, *Institute of the Earth's Crust SB RAS*

*Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies*

tel.: (3952) 51–16–59

email: [rassk@crust.irk.ru](mailto:rassk@crust.irk.ru)

Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M. et al., Late Cenozoic volcanism of Khangai (Central Mongolia) and problems of recent mountain building in Central Asia, *Dokl. AN*. 2008, vol. 422, no. 2, pp. 223–228.

Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Arakelians M.M. et al. Recent volcanism in Eastern Tuva: Chronology of volcanic events based on K–Ar dating // *Dokl. AN*. 1999. Vol. 368, No. 2. P. 244–249.