



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

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

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

²*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

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

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

Recommended by K.Zh. Seminsky

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

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

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

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

²*Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*

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

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

1. ВВЕДЕНИЕ

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

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

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

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

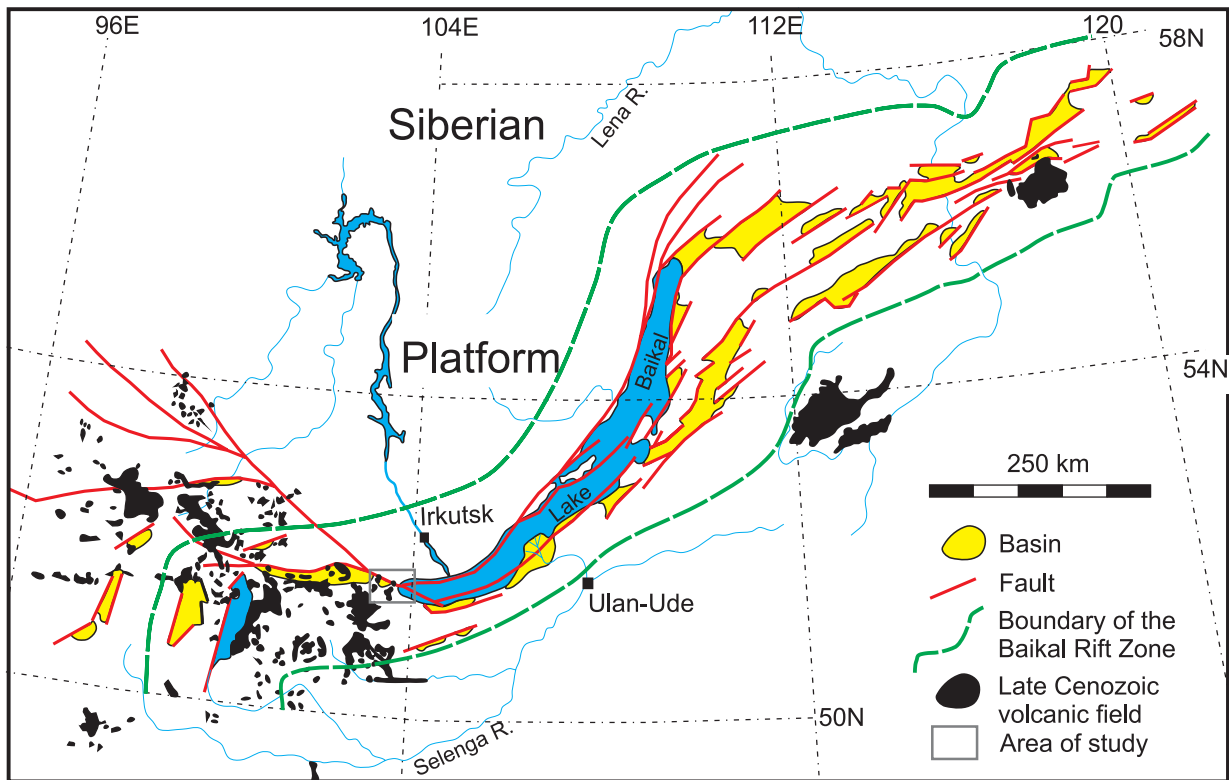


Рис. 1. Местоположение района Култукского вулкана в Байкальской рифтовой зоне.

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

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

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

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

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

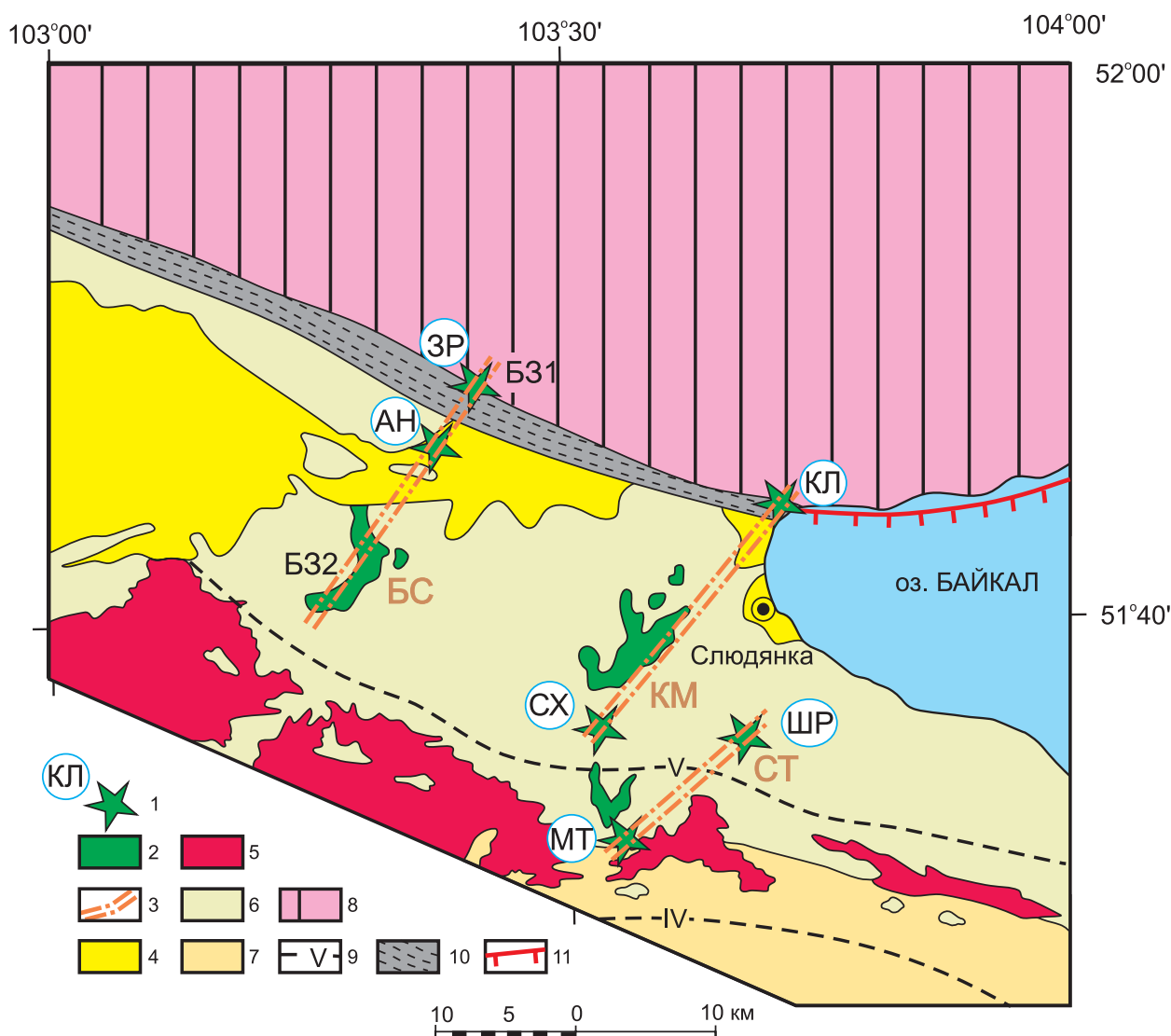


Рис. 2. Местоположение Култукского вулкана и близких по возрасту миоценовых вулканических построек, субвулканических тел и лавовых покровов Камарской (КМ), Становой (СТ) и Быстринской (БС) вулканических зон.

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

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

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

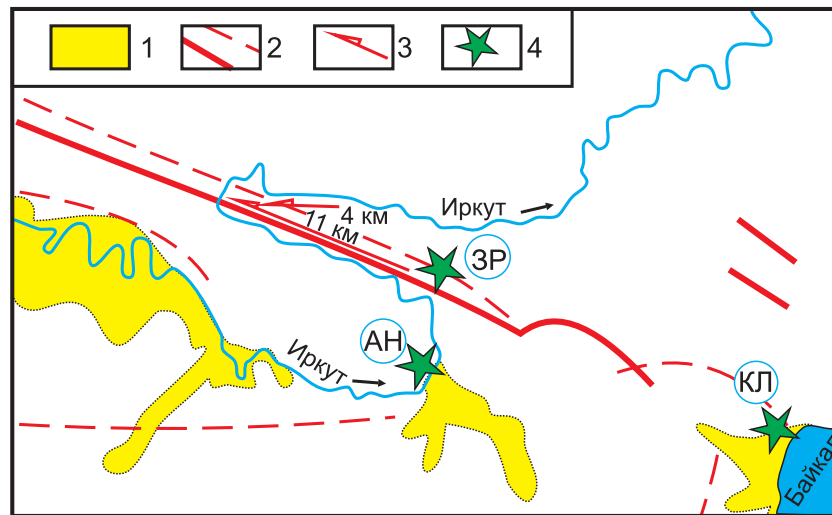


Рис. 3. Зыркузунский (Главный Саянский) «левосторонний сдвиг» с предположительной амплитудой 15 км.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

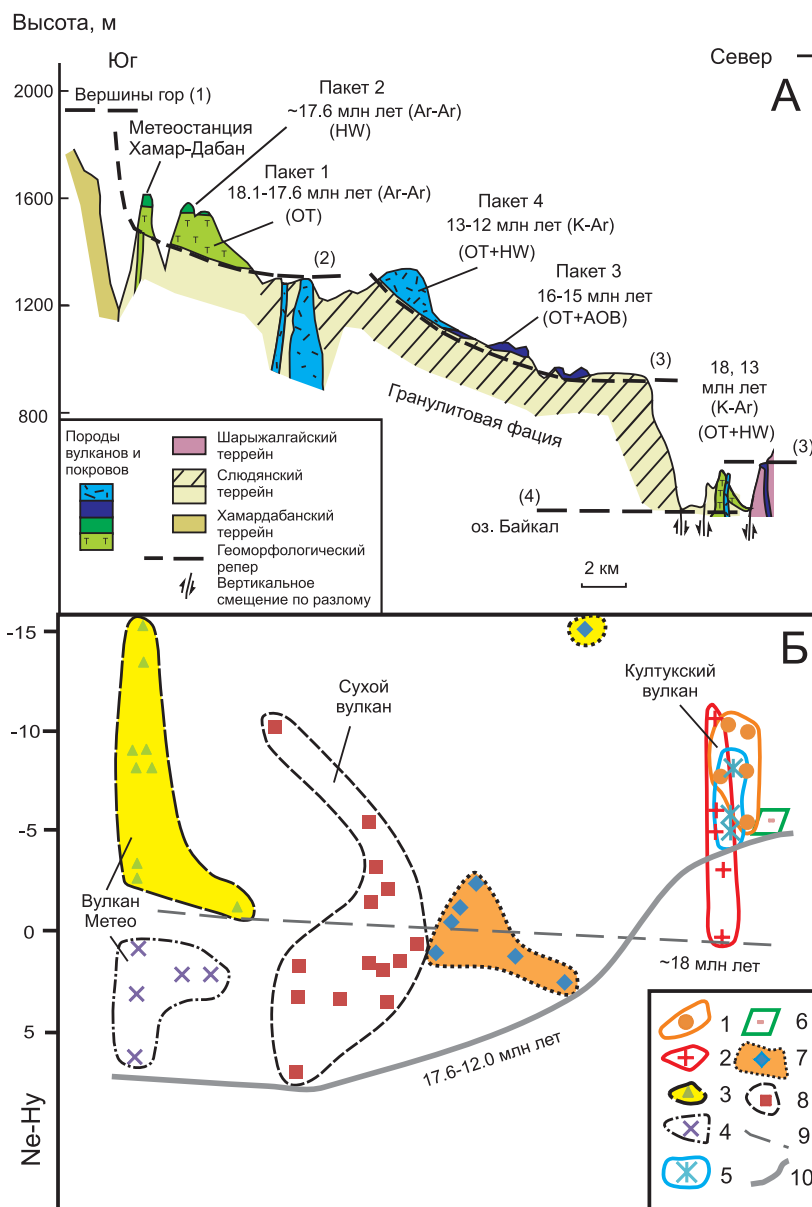


Рис. 4. Пространственные соотношения Култукского вулкана с близкими по возрасту вулканическими подразделениями Камарской зоны и вулкана Метео (А) и диаграмма вариаций нормативного гиперстена и нефелина (Hy и Ne) в породах вдоль профиля (Б).

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

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

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

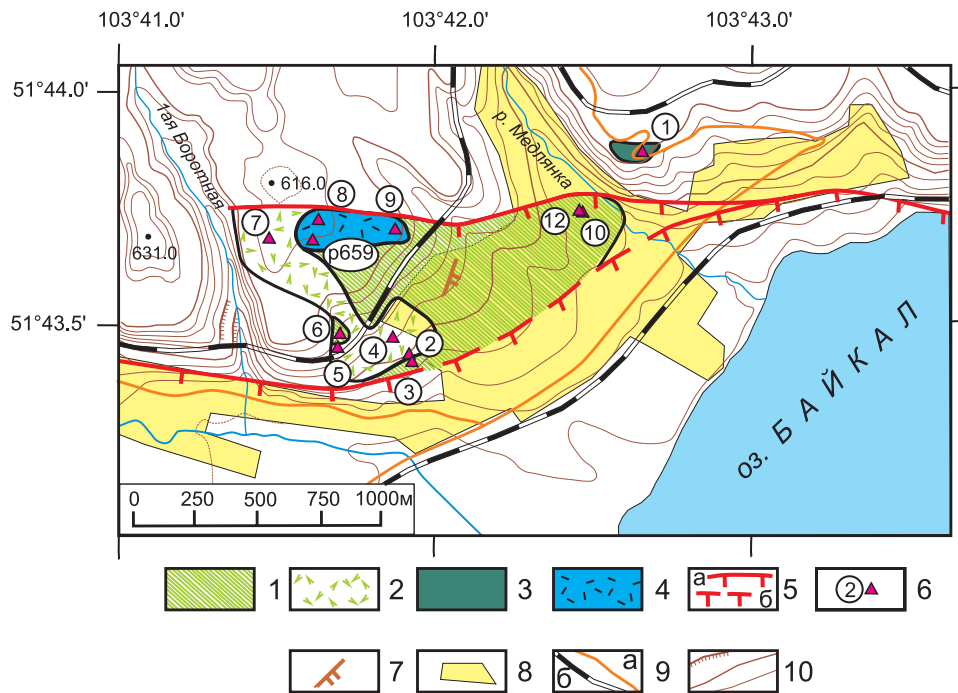


Рис. 5. Схема опробования вулканических и субвулканических пород в районе пос. Култук.

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

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

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

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

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

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



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

Различаются наклоненные слои лавового и обломочного стекловатого вулканического материала.

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

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

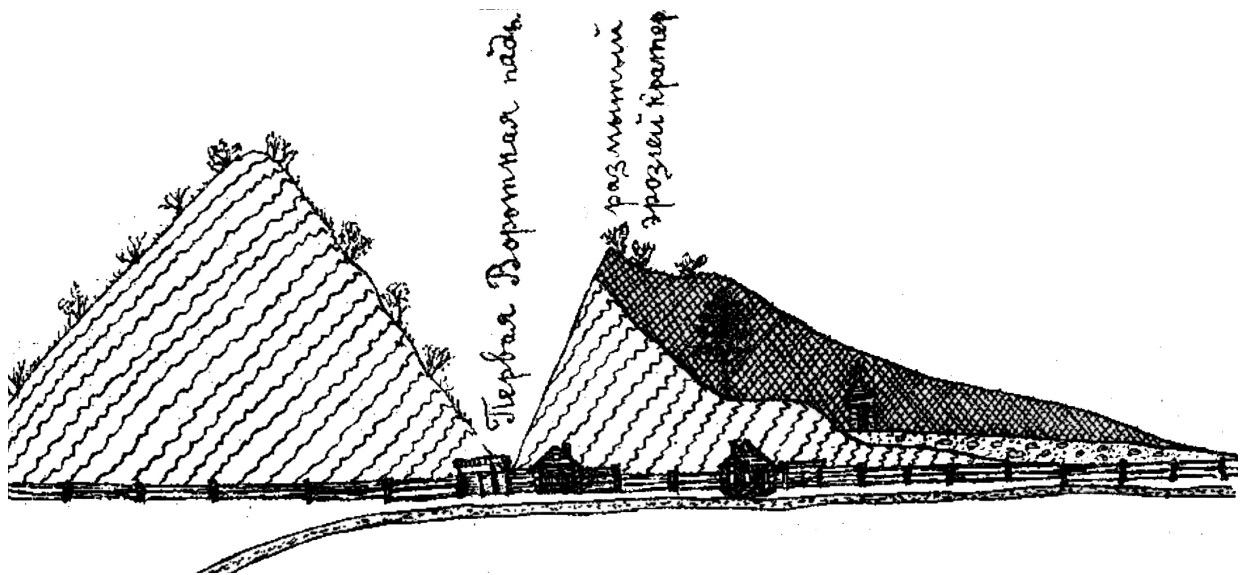


Рис. 7. Схематичный разрез неэродированной южной части Култукского вулкана по направлению с запада на восток (по А.В. Львову).

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

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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

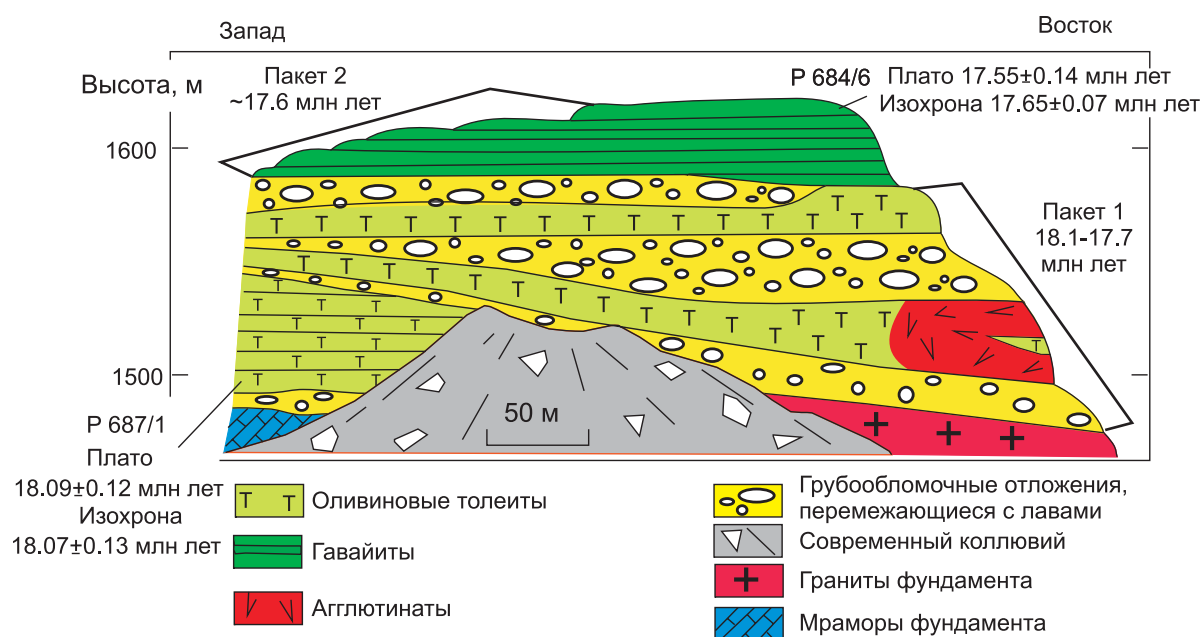


Рис. 9. Обнажение осадочно-вулканогенной толщи вулкана Метео в районе метеостанции Хамар-Дабан.

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

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

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

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

4. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ПОРОД

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

зальта), гавайита и щелочного оливинового базальта.

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

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

Петрогенные оксиды и микроэлементы в породах Култукского вулкана
Petrogenic oxides and microelements in the rocks from the Kultuk volcano

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

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

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

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

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

После эрозионного вреза, во временном интервале 16–15 млн лет назад, в средней части хр. Камар излились лавы, обедненные SiO₂ (45.7–48.5 мас. %) и суммой щелочей (3.6–4.3 мас. %). В нормативном составе этих лав рассчитывается *Ol–Hy* и *Ne* при относительном возрастании нормативного анортита до 63 %. Группа перекрывающих лав, которые относятся к Сухому вулкану, представлена тремя подгруппами. Подгруппа А близка по соотношению щелочи–кремнезем к лавам, излившимся 16–15 млн лет назад, подгруппа Б – смещена к лавам, излившимся 18.1–17.7 млн лет назад, а подгруппа В – к лавам, излившимся ~17.6 млн лет назад. Первые две подгруппы – *Ol–Hy*-нормативные, последняя – *Ne*-нормативная.

Обращаясь к породам Култукского вулкана, отметим сравнительно низкое содержание SiO₂ в базальте лавового потока (47.8 мас. %) с его резким отличием от трех других групп пород. По содержанию этого оксида и повышенному значению нормативного анортита (56 %) лавовый поток Култукского вулкана может сопоставляться с послезэрозионной лавовой генерацией 16–15 млн лет средней части Камарской зоны. В группе микродолеритов Култукского вулкана возрастом ~13 млн лет содержания SiO₂ повышаются до интервала 48.90–49.5 мас. % при сумме щелочей 4.0–4.3 мас. %, а нормативный анортит снижается до интервала 46–50 %. Микродолериты Култукского вулкана близки по составу оливиновым толеитам подгруппы Б южной части Камарской зоны возрастом 13–12 млн лет.

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

Большинство пород Камарской, Становой и Быстринской зон характеризуется нормально-щелочным составом. На диаграммах FeO_{общ.}/MgO – SiO₂ (рис. 12) фигуративные точки долеритов и подушечных лав Култукского вулкана и *Ol–Hy*-нормативных лав начальной фазы извержений вулкана Метео 18.1–17.7 млн лет назад расположены вблизи разделительной линии толеитовой и известково-щелочной серий. Точки других пород *Ol–Hy*- и *Ne*-нормативного состава смещены выше штриховой линии. Это смещение отражает пространственно-временную смену переходных базальтов толеитовой серии осевого рифта вне-

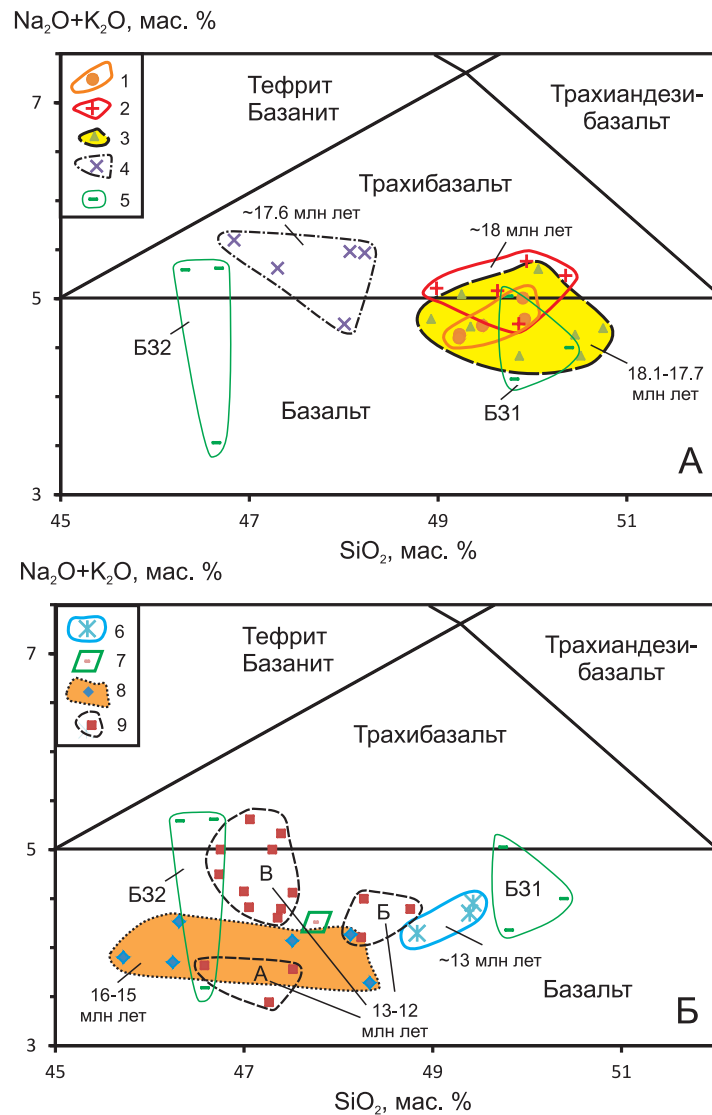


Рис. 10. Сопоставление четырех разновидностей пород Култукского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на классификационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$.

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

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

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

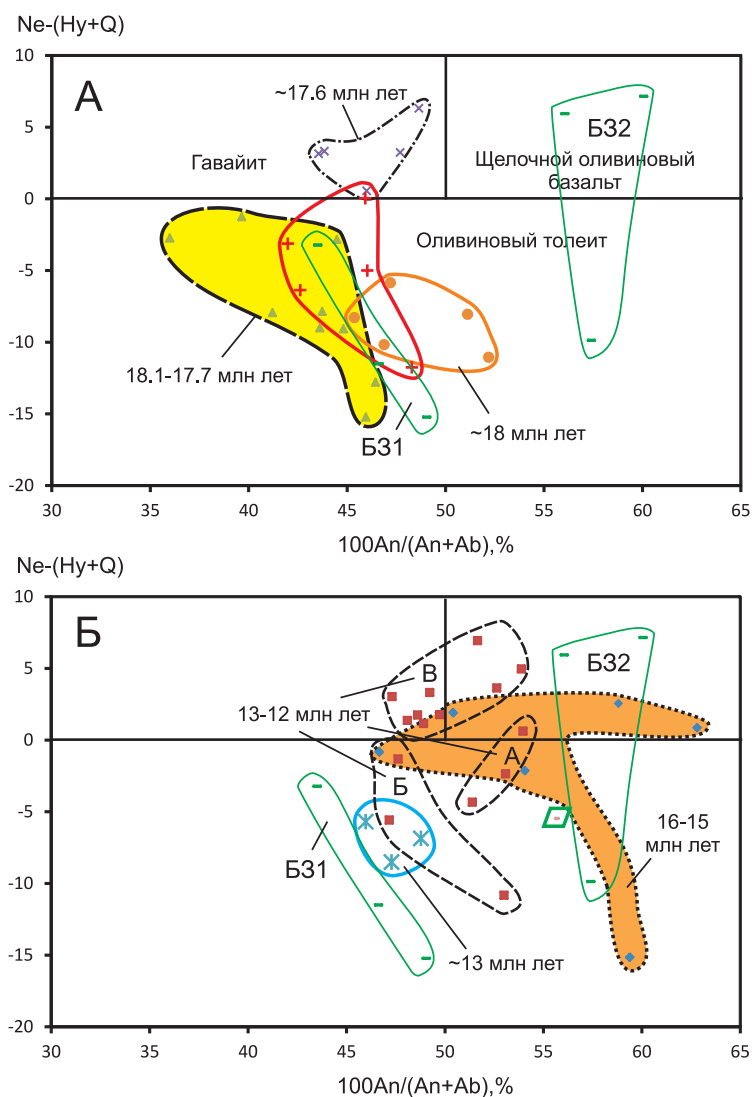


Рис. 11. Сопоставление четырех разновидностей пород Култукского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на диаграммах нормативных минералов $Ne-Hy - 100An/(An+Ab)$.

Усл. обозн. см. рис. 10.

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

See the legend in Fig. 10.

осевыми толеитовыми и умереннощелочными базальтами.

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

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

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

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

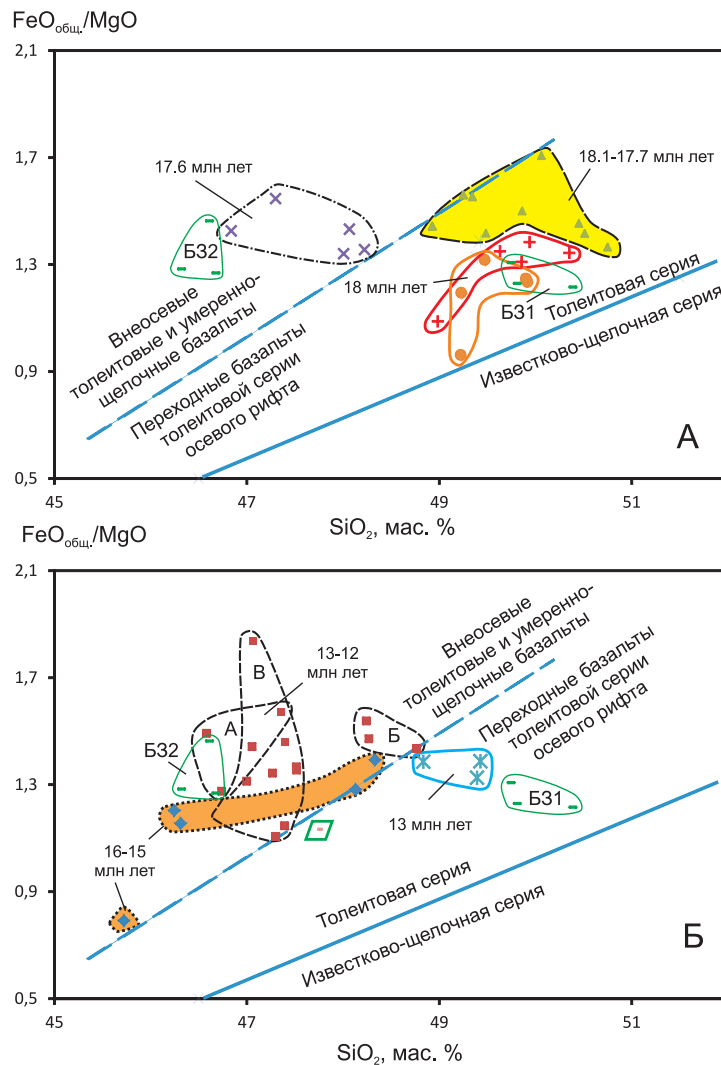


Рис. 12. Сопоставление четырех разновидностей пород Култукского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на диаграммах $\text{FeO}_{\text{общ.}}/\text{MgO}$ – SiO_2 .

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

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

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

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

5.1. ОЦЕНКИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

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

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

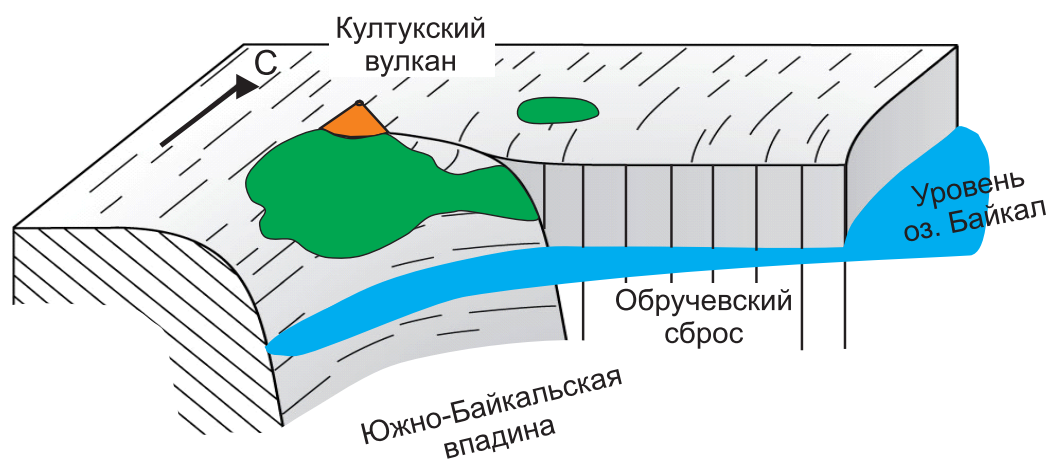


Рис. 13. Схематичная блок-диаграмма, иллюстрирующая шарнирный тектонический наклон лавовой поверхности и субвулканической части Култукского вулкана к Южно-Байкальской впадине на ее западном замыкании.

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

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

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

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

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

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

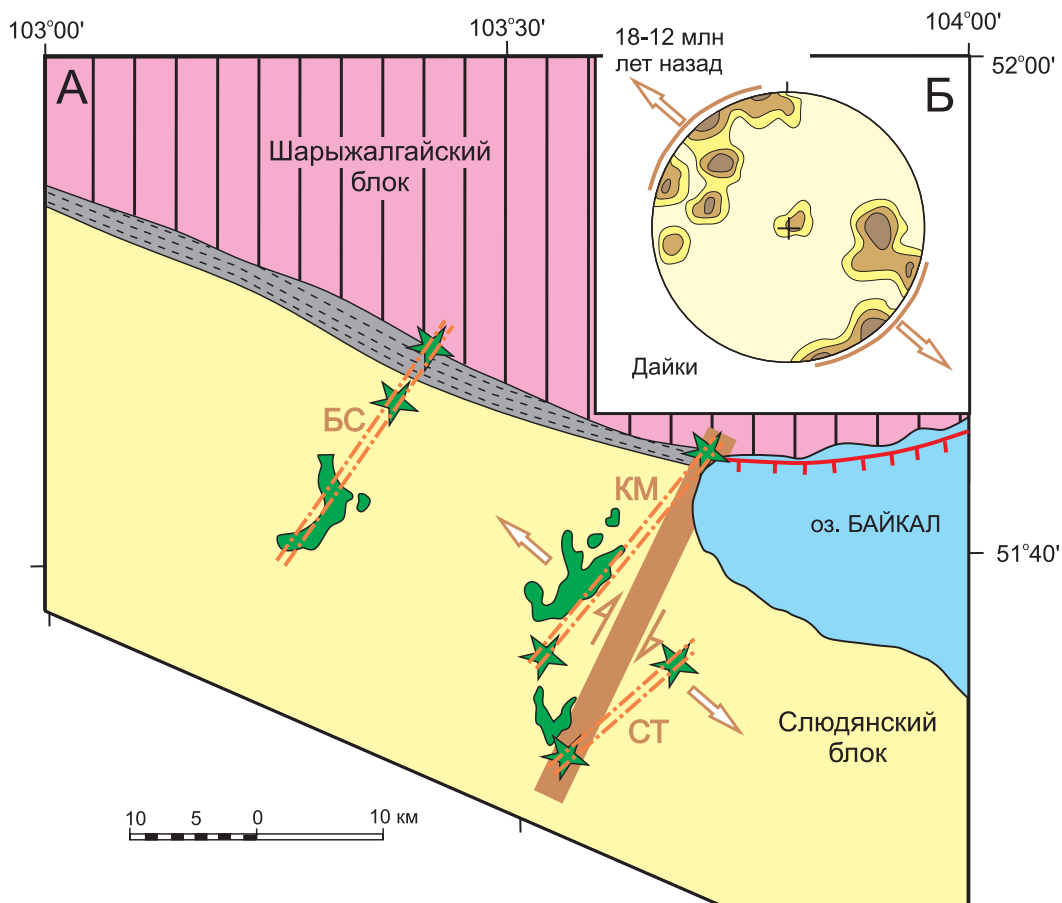


Рис. 14. Пространственная обособленность транстензионной системы Камарской (KM) и Становой (СТ) вулканических зон от Быстринской (BS) зоны (A) с иллюстрацией сферограммой ориентировки кайнозойских даек, распространенных в пределах Слюдянского блока (B).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Первый импульс обозначился в наиболее ослаблен-

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

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

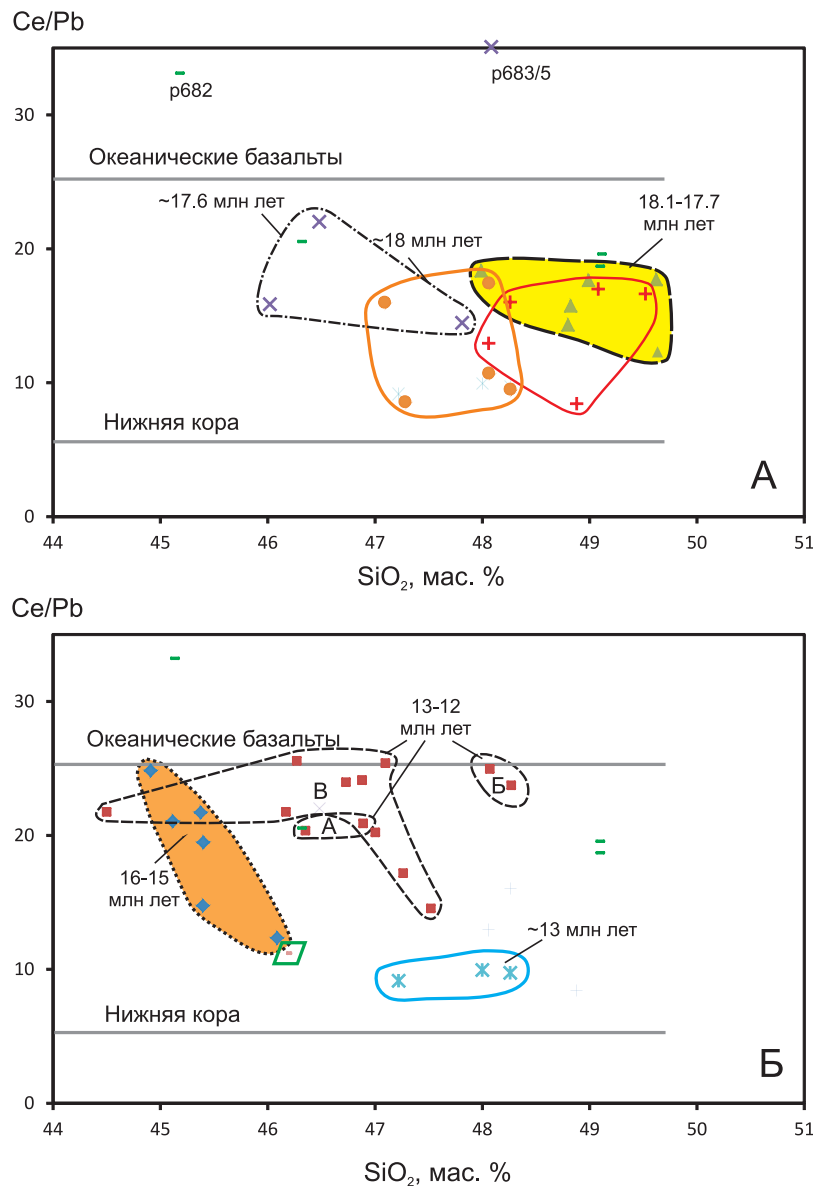


Рис. 15. Распределение фигуративных полей вулканических пород по отношениям Ce/Pb между составами океанических базальтов ($Ce/Pb = 25 \pm 5$ [Hofmann et al., 1986]) и нижней части коры ($Ce/Pb = 4.8$ [Rudnick, Fountain, 1995]).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Нужно обратить внимание на значение смены ис-

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

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

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

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

Распределение фигуративных точек долеритов и

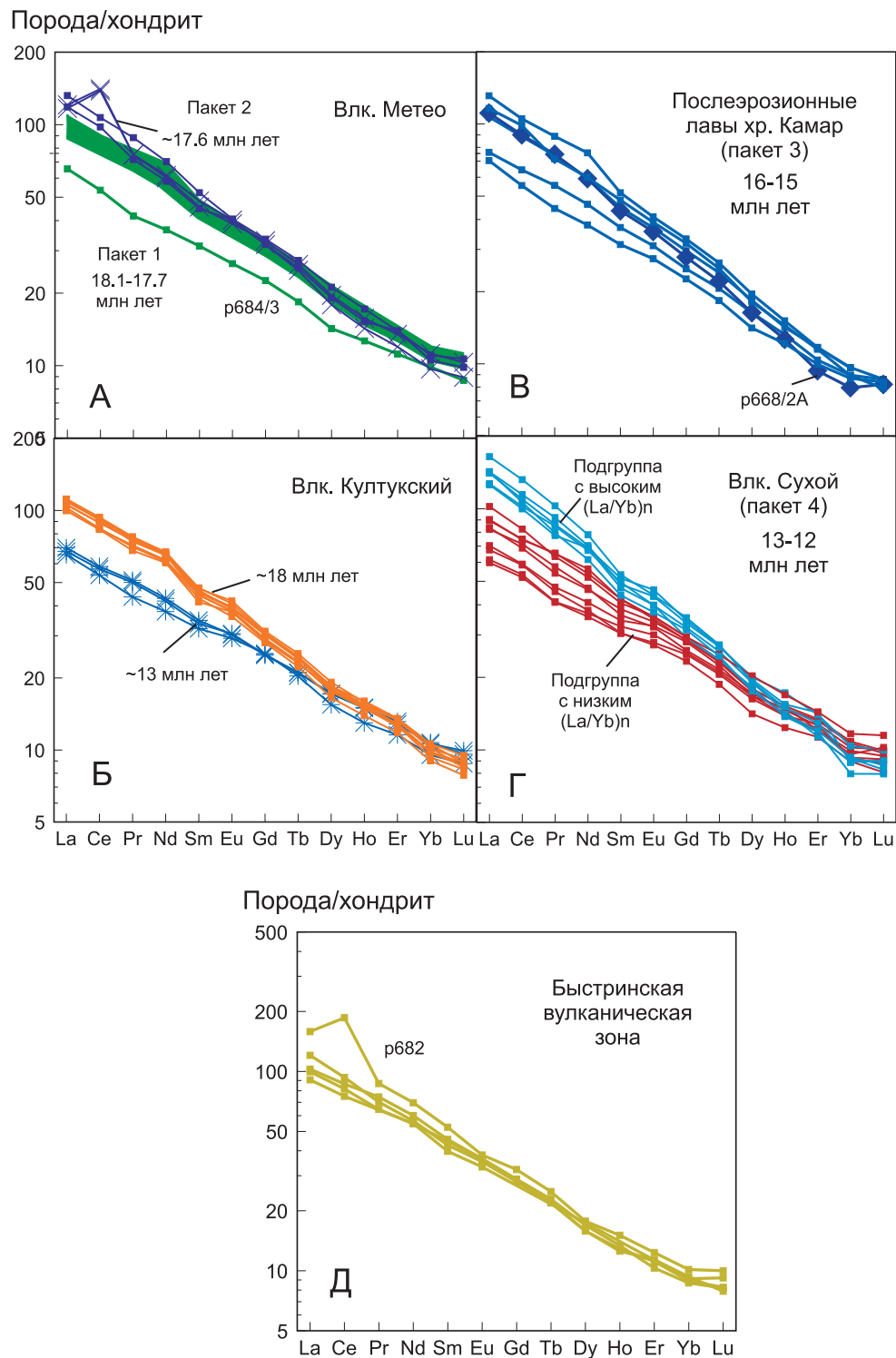


Рис. 16. Нормированные к хондриту спектры редкоземельных элементов для пород Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон.

Сопоставление пород: А – двух пакетов начальных извержений на южном окончании Становой зоны; Б – начальных и заключительных извержений на северном окончании Камарской зоны; В – высокомагнезиального базальта (обр. p668/2) с другими послеэрозионными базальтами (пакет 3) центральной части Камарской зоны; Г – подгрупп пород с высокими и низкими $(La/Yb)_n$ южного окончания Камарской зоны (пакет 4); Д – вулканических пород Быстринской зоны. Для нормирования спектров РЗЭ использован состав хондрита [Sun, McDonough, 1989].

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

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

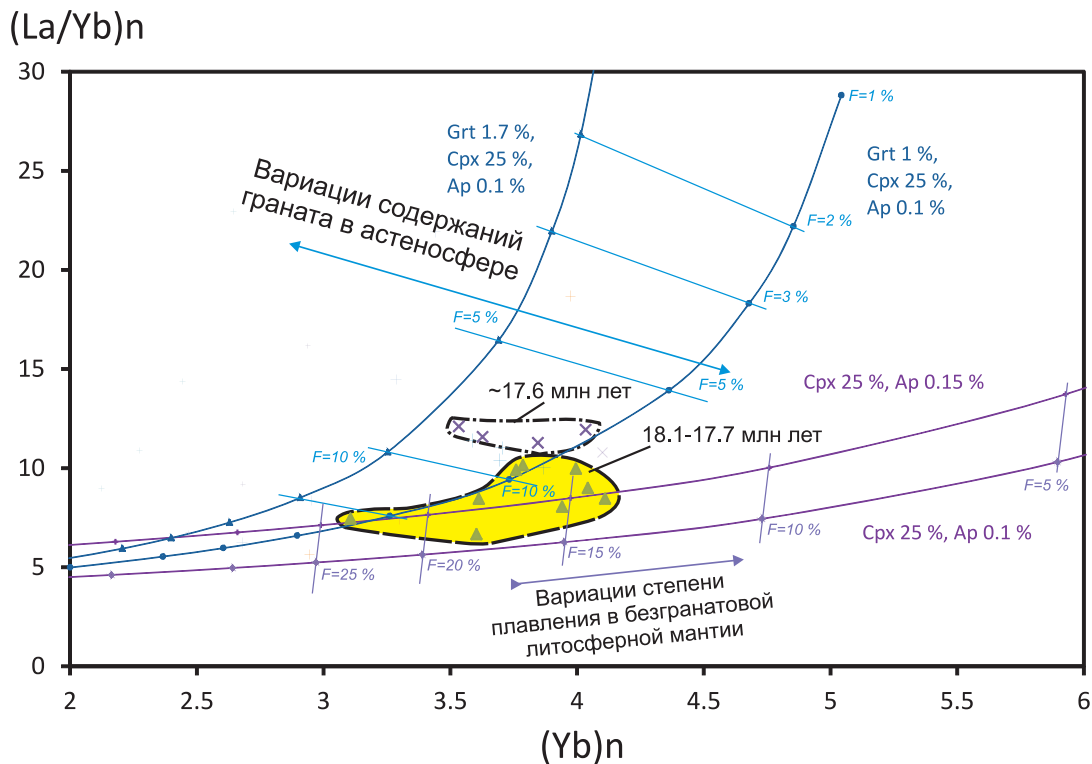


Рис. 17. Интерпретация фигуративных точек диаграммы $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ для пород двух фаз активности вулкана Метео.

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

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

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

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

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

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

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

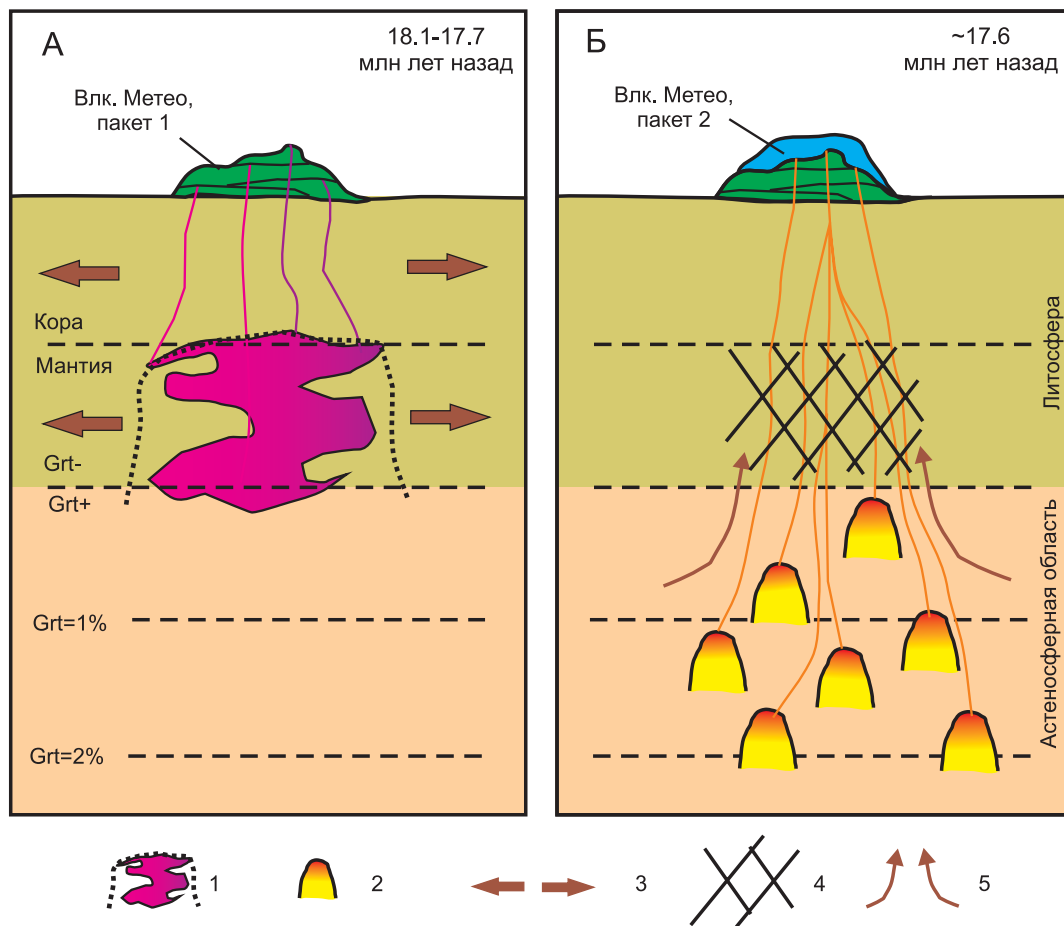


Рис. 18. Иллюстрация «пассивного» характера рифтогенного магматизма под вулканом Метео – смены компонентов мало-глубинного литосферного источника (А) компонентами источника подстилающей астеносферы (Б).

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

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

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

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

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

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

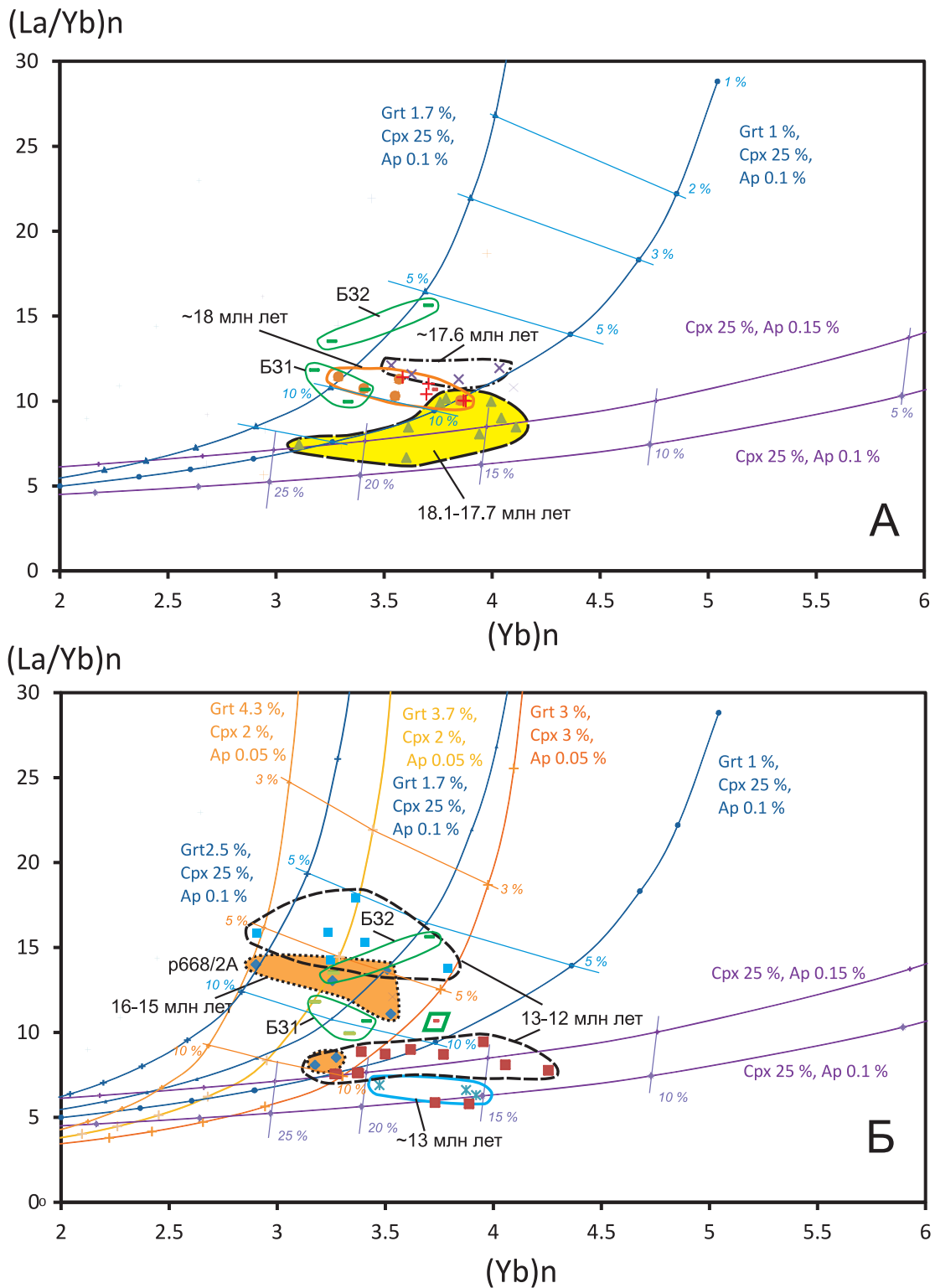


Рис. 19. Сопоставление данных по породам вулканов Метео и Култукского с данными по другим породам Камарской и Быстринской зон на диаграммах $(La/Yb)_n - (Yb)_n$.

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

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

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

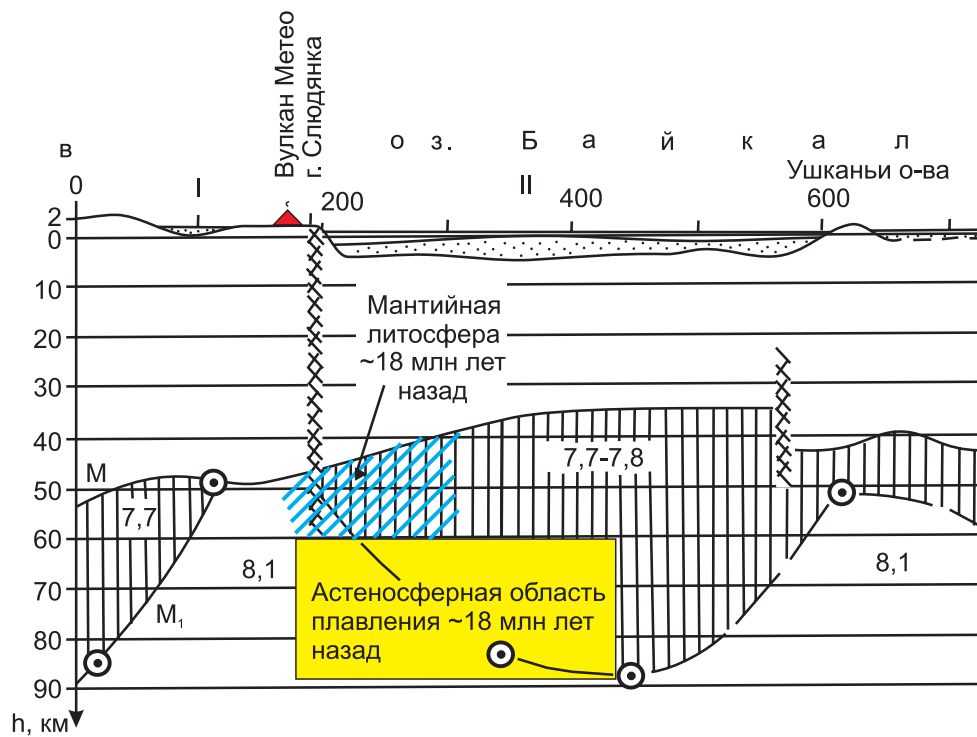


Рис. 20. Глубинное положение магмогенерирующей астеносферной области, реконструированной по выплавкам, излившимся на вулкане Метео около 18 млн лет назад, на сейсмическом разрезе, построенном вдоль Байкальской рифтовой зоны [Krylov et al., 1981].

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

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

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

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

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

5.5. МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА

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

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

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

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

5.6. СМЕНА НАСЫЩЕННОСТИ–НЕДОСЫЩЕННОСТИ КРЕМНЕЗЕМОМ ПО ЛАТЕРАЛИ РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ

Извергнутые и закристаллизовавшиеся в субвулканической фации расплавы вулканов Култукского и Метео возрастом около 18 млн лет назад были обогащены SiO₂ и характеризовались *Ol–Hy*-нормативными составами. Но уже при завершении активности вулкана Метео, ~17.6 млн лет назад, в излившихся лавах резко возросла недосыщенность кремнеземом с их переходом к *Ne*-нормативным составам. В центральной и южной частях Камарской зоны состав лав в интервале 16–12 млн лет назад был преимущественно *Ne*-нормативным, хотя изредка извергались и *Ol–Hy*-нормативные расплавы. Между тем извергнутые выплавки Култукского вулкана были по-прежнему *Ol–Hy*-нормативными (см. рис. 4).

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

Для идентификации вулканических пород осевой рифтовой впадины и внеосевых структур нами использовалась также диаграмма FeO_{общ.}/MgO – SiO₂ (см. рис. 12). На диаграмме этого типа прежде подчеркивались фундаментальные различия между толеитовыми и известково-щелочными магмами в общей петрохимической зональности надсубдукционного вулканизма островных дуг – смена толеитового магматизма фронтальной части дуги известково-щелочным и далее щелочным в ее тыловой части [Miyashiro et al., 1985].

Распределение фигуративных точек долеритов и подушечных лав Култукского вулкана и лав начальной фазы извержений вулкана Метео характеризует их переходный (*Ol–Hy*-нормативный) тип с принадлежностью к толеитовой серии. Снижение SiO₂ в *Ol–Hy*- и *Ne*-нормативных породах при сохраняющемся диапазоне FeO_{общ.}/MgO отражает пространственно-временную смену переходных базальтов толеитовой серии осевого рифта внеосевыми толеитовыми и умеренно-щелочными базальтами.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

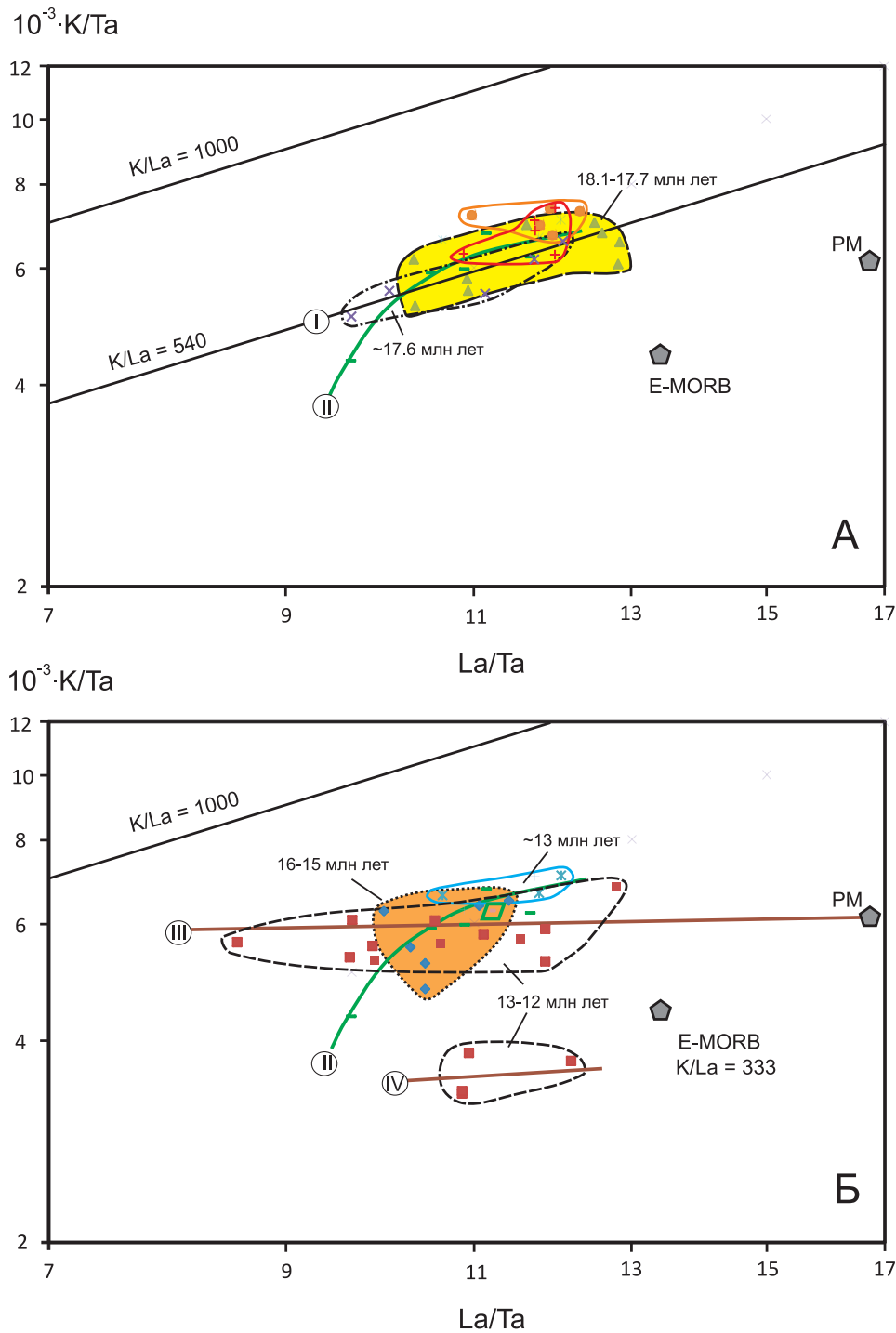


Рис. 21. Сопоставление четырех разновидностей пород Култукского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на диаграммах $10^{-3} \cdot K/Ta$ – La/Ta .

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

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

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

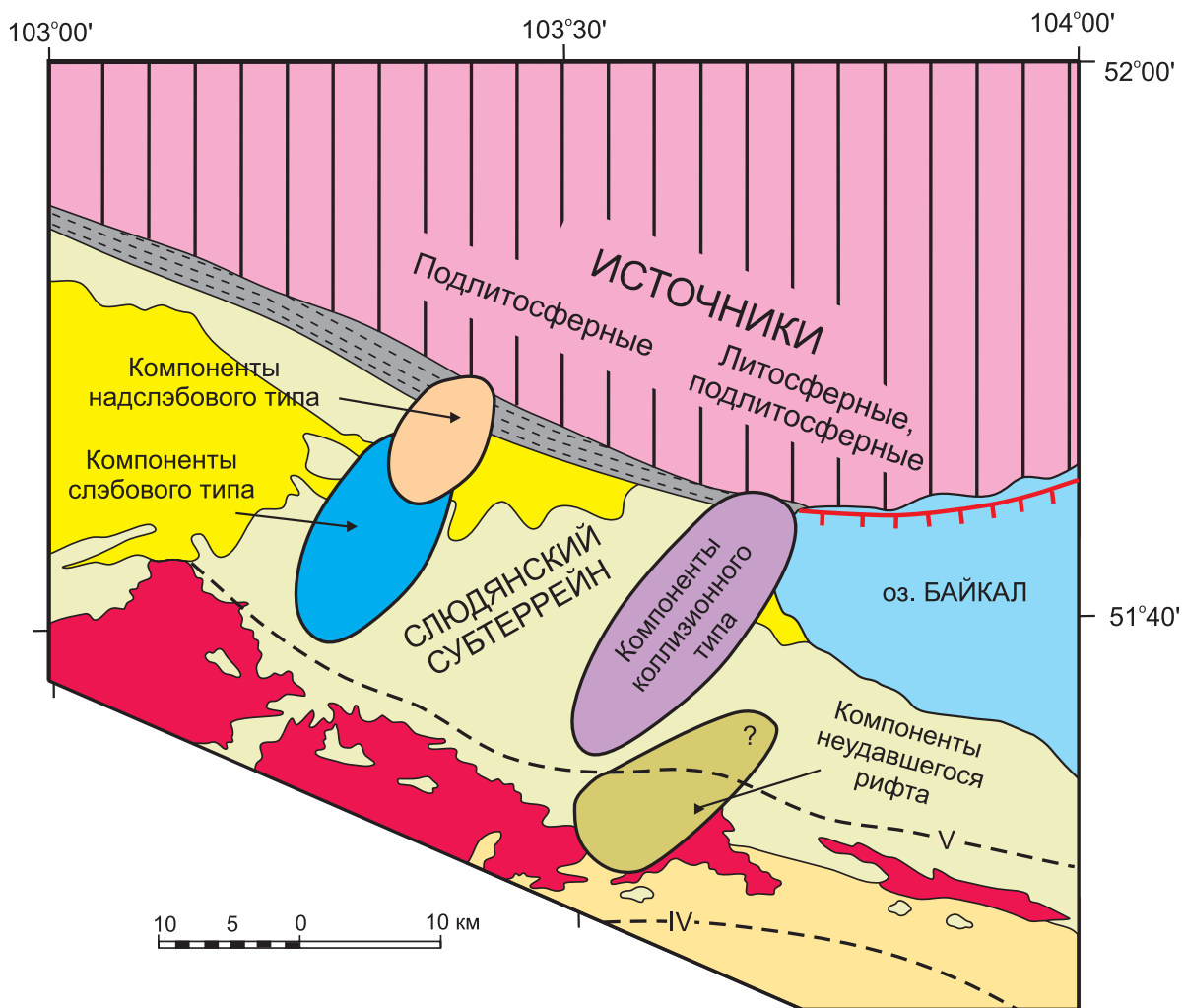


Рис. 22. Пространственные соотношения геохимических типов источников вулканических пород.

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

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

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

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

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

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

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

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

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

Намечены следующие пространственно-временные закономерности активности магматических источников:

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

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

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

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

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

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

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

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по проекту ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы», соглашение № 14.В37.21.0583.

8. ЛИТЕРАТУРА

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

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

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



Рассказов Сергей Васильевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, зав. лабораторией Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952)511659; ✉ e-mail: rassk@crust.irk.ru
Иркутский государственный университет, геологический факультет, зав. кафедрой динамической геологии

Rasskazov, Sergey V., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Head of Laboratory
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)511659; ✉ e-mail: rassk@crust.irk.ru
Head of Dynamic Geology Chair, Geological Faculty, Irkutsk State University



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

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



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

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



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

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



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

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